

195 107 d

# ZAPADNÉ KARPATY

SÉRIA

*mineralógia*

*petrografia*

*geochémia a ložiská 1*

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1974

Ústredná geologická knižnica SR  
ŠGÚDŠ



3902001020262

**Západné  
Karpaty**

**SÉRIA**

*mineralógia*  
*petrografia*  
*geochemia*  
*ložiská 1*

REDAKČNÁ RADA:

RNDr. Augustin B e g a n, CSc., RNDr. Edita B r e s t e n s k á, prof. RNDr. Bohuslav C a m b e l, DrSc., RNDr. Oto F u s á n, DrSc., RNDr. Pavol G r e c u l a, CSc., RNDr. Jozef G u b a č, CSc., Ing. Eugen K u l l m a n, CSc., RNDr. Magda M a r k o v á, CSc., RNDr. O n d r e j S a m u e l, DrSc., (predseda redakčnej rady), Ing. Ján S l á v i k CSc., RNDr. L a u r e n c S n o p k o, CSc.

VEDECKÁ REDAKTORKA:

RNDr. Magda M a r k o v á, CSc.

# ZÁPADNÉ KARPATY

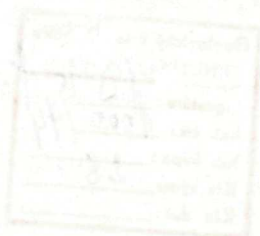
SÉRIA

mineralógia

petrografia

geochémia

ložiská 1



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1974

ČESKOSLOVENSKÝ  
NÁRODNÍ ÚSTAV  
GEOLOGICKÝ ÚSTAV  
D. ŠTÚRA

Geologický ústav  
D. Štúra  
Praha

Geologický ústav D. Štúra	
KNIDN:	13 10 74
signatúra:	1000 / 74
kat. čís.:	28
Kés kúpa:	
Kés vým.:	
Kés dar:	

GEOLOGICKÝ ÚSTAV D. ŠTÚRA PRAHA

Obsah – Contents – Inhalt – Содержание

Vozár, J.: Stavba permských vulkanitov chočskej jednotky na severných svahoch Nizkých Tatier — Der Bau permischen Vulkanite der Choč-Einheit an den Nordhängen der Niederen Tatra — Распространение пермских вулканических пород хочской единицы на северных склонах Низких Татр . . . . .	7
Ilavský, J.: Príspevok k paleogeografii gelnickej série gemeríd na základe rozšírenia stratiformných zrudnení — Contribution to paleogeography of the Gelnica group in the Gemerides on the basis of extension of stratiform ore mineralizations — Beitrag zur Paläogeographie der Gelnica-Serie der Gemeriden auf Grund der Verbreitung von stratiformen Vererzungen . . . . .	51
Beňka, J. — Snopko L.: Nový nález magnezitu v gelnickej sérii Spišsko-gemerského rudohoria — A new find of magnesite in the Gelnica Group of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. . . . .	99
Ďurkovič, T.: Chemical Composition of the Magura and Dukla Unit Shales (East Slovakian Flysch) — Chemické zloženie ílovcov magurskej a duklianskej jednotky (Flyš východného Slovenska) . . . . .	119
Forgáč, J. — Kupčo, G.: Stopové prvky v neovulkanitoch Slovenska — Trace Elements in Cenozoic Volcanic Rocks of Slovakia . . . . .	137

The first part of the report is devoted to a general description of the country, its position, extent, and population. It then proceeds to a detailed account of the various tribes and nations which inhabit the region, their customs, manners, and languages. The author also describes the natural resources of the country, its climate, and the various productions of the soil.

The second part of the report contains a list of the names of the various tribes and nations, with a description of their territory and the number of their warriors. This part is followed by a list of the names of the various towns and villages, with a description of their situation and the number of their inhabitants.

The third part of the report is devoted to a description of the various tribes and nations which inhabit the region, their customs, manners, and languages. The author also describes the natural resources of the country, its climate, and the various productions of the soil.

The fourth part of the report contains a list of the names of the various tribes and nations, with a description of their territory and the number of their warriors. This part is followed by a list of the names of the various towns and villages, with a description of their situation and the number of their inhabitants.

The fifth part of the report is devoted to a description of the various tribes and nations which inhabit the region, their customs, manners, and languages. The author also describes the natural resources of the country, its climate, and the various productions of the soil.



Jozef Vozár

## Stavba permských vulkanitov chočskej jednotky na severných svahoch Nízkyh Tatier

(1 príl., 3 obr. v texte, nemecké a ruské resumé)

**Abstract.** The Late Paleozoic in the West Carpathians comprises several characteristic developments, always connected with various tectonic units. The basal part of the Choč unit is represented by a Late Paleozoic sedimentary-volcanic complex (Upper Carboniferous-Lower and Upper Permian), which is largely extended in many mountain ranges of the West Carpathians. In the frame of this complex, a particular problem are Permian volcanics. This paper brings the results of investigation of Permian volcanics of the Choč unit in the Nízke Tatry Mts., where their extension and development are most characteristic.

### Úvod

V rámci Západných Karpát je značne rozšírené mladšie paleozoikum chočskej jednotky. Z hľadiska sedimentov i vulkanitov má veľmi charakteristický vývin. V náväznosti na výskumy v oblastiach Malé Karpaty, Trábeč, podložie stredoslovenských neovulkanitov, sme študovali od roku 1966 mladopaleozoický sedimentárno-vulkanický komplex aj v Nízkyh Tatrách. Predovšetkým na severných svahoch pohoria Nízke Tatry je na veľkej rozlohe zachované mladšie paleozoikum — vrchný karbón a perm vrátane vulkanitov. Osobitú pozornosť sme venovali práve permským vulkanitom. Sledovali sme ich vek, rozšírenie, stavbu, spôsob vystupovania a magmatickú príslušnosť. Celkový obraz o permských vulkanitoch, ktoré sú spolu s ostatnými sedimentmi odrazom podmienok vývinu jednej veľmi dôležitej etapy v celom alpínskom cykle, doplnia petrografická charakteristika jednotlivých variét a pyroklastických sedimentov. Poznanie paleovulkanických pomerov a vôbec paleogeografických podmienok je základnou otázkou pri analýze a rekonštrukcii vývoja karpatskej oblasti v období mladšieho paleozoika. Výsledky výskumu permských vulkanitov chočskej jednotky v Nízkyh Tatrách sú príspevkom k riešeniu celkovej problematiky mladšieho paleozoika a jeho vulkanizmu v Západných Karpatoch.

## Prehľad doterajších výskumov

Štúdiom sedimentárno-vulkanického komplexu chočskej jednotky na severných svahoch Nízkych Tatier a vo Vikartovskom chrbte sa v minulosti zaoberalo mnoho autorov. Ich zásluhou dnes poznáme rozšírenie, tektonickú príslušnosť, vek, litologickú a petrografickú charakteristiku jednotlivých hornín i celých súvrství sedimentárno-vulkanického komplexu, ktorý tvorí bazálnu časť chočskej jednotky. Okrem severných a južných svahov Nízkych Tatier sa nachádza aj v podloží a v ostrovoch stredoslovenských neovulkanitov, v pohoriach Trábeč, Považský Inovec, Strážovská hornatina a Malé Karpaty, v izolovaných výskytoch na veporidnom kryštaliniku, v pohoriach Branisko a Čierna hora. V tejto práci budeme venovať pozornosť výlučne severným svahom Nízkych Tatier a prilahlému Vikartovskému chrbátu. V súvislosti s inými oblasťami odkazujeme na publikované práce (in lit.).

Prvé výsledky štúdia melafýrov v Nízkych Tatrách prináša práca H. Höfera (1871). Zaoberá sa oblasťou Vikartovského chrbátu, rieši petrograficko-geochemickú problematiku. K veku melafýrov sa vyjadril v Západných Karpatoch po prvýkrát D. Štúr (1860). Na základe výskumov v okolí Šuňavy ich spolu s okolitými pestrými sedimentmi považuje za perm.

Problematikou rozšírenia, tektonickej príslušnosti a stratigrafického zaradenia sedimentov a vulkanitov na severných svahoch Nízkych Tatier od záveru Jánskej doliny na západe až po dolinu Vernárskeho potoka na východe sa podrobne zaoberal R. Kettner (1927, 1931, 1937). Študovaný komplex sedimentov a vulkanitov nazýva melafýrovou sériou. Vek tejto série je verfénsky a tektonicky patrí do bazálnej časti poľudníckeho (chočského) príkrovu, ktorý je v nadloží krížňanského príkrovu (R. Kettner 1931, 1937). Petrografický charakter vulkanických hornín študoval V. Šťastný (1927). Po H. Höferovi (1871) to bola druhá práca o bázických vyvrelinách v Nízkych Tatrách. Priniesla základnú klasifikáciu týchto hornín, petrografickú charakteristiku jednotlivých typov a prvé poznatky o bázicite a diferenciacii magmatu. O výsledky štúdií V. Šťastného sa opieral vo svojich prácach R. Kettner a neskôr i D. Andrusov. Platnosť mnohých záverov práce V. Šťastného (1927) bola potvrdená i najnovšími výskumami (in lit.). Tektonickou príslušnosťou a vekom hornín melafýrovej série na severných svahoch Nízkych Tatier a v Západných Karpatoch vôbec sa zaoberal D. Andrusov (1936, 1943, 1959, 1965). Už v prvej práci s touto tematikou (1936) vymedzil na základe litologickej povahy ako bazálnu časť karbónske šede súvrstvie. Pestrofarebné súvrstvie s bázickými vulkanitmi v nadloží spomenutého karbónu považuje D. Andrusov (1936) za spodný trias. Komplex sedimentov a vulkanitov v nadloží karbónu nazýva tiež verfén s melafýrmi (D. Andrusov 1959). Stratigrafiu melafýrovej série doplnil Z. Roth (1938) nálezi bohatej fauny kampilského veku v pestrom bridličnatom súvrství v bezprostrednom podloží dolomitov a dolomitických vápencov stredného triasu.

Petrografickú a geochemickú charakteristiku bázických vyvrelín melafýrovej série Západných Karpát študoval v V. Zorkovský (1949, 1950, 1958, 1959) v spolupráci s V. Radzom (1969). I keď jeho práce

neriešia priamo problematiku severných svahov Nízkych Tatier, treba vyzdvihnúť prínos týchto štúdií pre poznanie a koreláciu vulkanitov melafýrovej série. Zrudnením a petrografickou charakteristikou erupčných hornín pri Kvetnici vo Vikartovskom chrbte sa zaoberal J. Kantor (1951). Je to v tejto oblasti prvá práca so zameraním na Cu-zrudnenie, geneticky viazané na melafýrový vulkanizmus.

Tektoniku a stratigrafiu chočskej jednotky v Nízkych Tatrách študoval v poslednom období A. Biely (1956, 1960, 1962, 1963, 1965). V chočskej jednotke na severných svahoch Nízkych Tatier vymedzil A. Biely (1962) dva vývin: bielovážsku sériu a čiernovážsku sériu s melafýrovou sériou na báze. Citovaný autor (1962, 1965) je toho názoru, že melafýrová séria má stratigrafické rozpätie vrchný karbón — perm — spodný trias a vulkanické horniny — melafýry sú permského veku. Tento názor je v súlade s poznatkami M. Mahela (1961), získanými z iných pohorí Západných Karpát a s výsledkami palynologického štúdia Ž. Ilavskej (1963, 1964). Geologickou stavbou chočskej jednotky a tiež aj petrografickou charakteristikou hornín melafýrovej série vo Vikartovskom chrbte sa zaoberali vo svojich prácach aj J. Fedor (1961) a J. Antaš (1963). V súvislosti s výskumom koncentrácie rádioaktívnych prvkov v perme chočskej jednotky bolo zverejnených niekoľko prác s cenným prínosom pre zrudnenie, litológiu, vulkanizmus a paleogeografiu. Sú to najmä: J. Badár — V. Reimont — L. Novotný — E. Šváb (1965 až 1966), A. M. Afanasiev — E. Drnzík (1967), E. Drnzík (1969), J. Badár — L. Novotný (1971).

Veľmi podrobnú litologickú a petrografickú charakteristiku sedimentárnych hornín melafýrovej série na severných svahoch Nízkych Tatier podal V. Ďurovič (1965, 1968). V rámci tohto výskumu boli vo východnej časti pohoria študované aj vulkanity (E. Krist — V. Ďurovič 1967). Práca uvedených autorov okrem petrografickej charakteristiky prináša aj návrh klasifikácie spomínaných vulkanitov. V. Ďurovič (1965, 1968, 1970) vo svojich štúdiách potvrdil stratigrafickú schému A. Bielyho (1962, 1965) a navyše v jednotlivých útvaroch podrobne charakterizoval typy sedimentov, vypracoval ich klasifikáciu vrátane pyroklastík a podrobnú mapu rozšírenia sedimentov a vulkanitov.

## Vek, rozšírenie a stavba vulkanických telies

Otázka veku vulkanitov a sedimentov melafýrovej série bola dlho problematická. Až v poslednom období sa podarilo jednoznačne stanoviť stratigrafický sled mladopaleozoických sedimentov a vulkanitov na základe nálezov zachovaných rastlinných zvyškov (V. Sitár — J. Vožár 1973). Výsledky štúdií rastlinných zvyškov sú uvedené v ďalšej časti tejto kapitoly. Všetci uvedení autori sa v minulosti zhodli v tom, že mohutné telesá efuzívnej povahy v pestrom súvrství sprevádzajú pyroklastiká, striedajú sa so sedimentmi pestrého súvrstvia, a teda sú rovnako staré. Najúplnejšiu schému stratigrafického členenia melafýrovej série na severných svahoch Nízkych Tatier vypracoval v minulosti A. Biely (1962, 1965). Opieral sa o litologické delenie sedimentov a vymedzil štyri mohutné súvrstvia či horizonty:

a) súvrstvie šedých, šedozelených ílovitých, piesčitých a drobových

bridlíc, arkóz a zlepcov so žilnými telesami bázičných vulkanických hornín. A. Biely, podobne ako aj D. Andrusov (1936) na základe litológie považuje toto súvrstvie za karbón. Vrchnokarbónsky vek tohto súvrstvia bol stanovený Ž. Ilavskou (1963, 1964) na základe štúdia spór. Zo vzoriek boli identifikované: *Verucosporites adenotatus* Lyb. — Jach., *Dyctyotrites bireticulatus* (Ibrahim) Pot. — Kr., *Reticulatisporites reticulatus* Kosanke, *Anulatisporites anulatus* (Loose) Pot. Pot. — Kr., *Densosporites spinosus* Dyb. — Jach., *Cingulizonates radiatus* Dyb. — Jach., *Granulatosporites granifer* Pot. — Kr., *Torispora granulatus* Alpern, *Florinites cf. parvus* Dyb. — Jach. Okrem toho Ž. Ilavská (l. c.) opisuje Hystrichosferidy. *Hystrichosferidium nebolusum* (Deunff, 1954), *Veryhachium reductum* (Deunff, 1954), *Veryhachium reductum* (Deunff, 1954), *Veryhachium downiei* (Stockmans et Williere 1962).

b) Pestré súvrstvie bridlíc, pieskovcov, arkóz a zlepcov s telesami vulkanických hornín je v nadloží vyššie opísaného vrchnokarbónskeho súvrstvia a A. Biely (1962, 1965) ho považuje za perm. Uvádza pozvoľný prechod z karbónu do permu, postupné vystriedanie karbónskych sedimentov permskými. Túto hranicu podrobne študoval V. Ďurovič (1965, 1968) a za rozhranie oboch útvarov považuje tmavošedofialové súvrstvie bridlíc a bridličnatých pieskovcov. Vyššie v nadloží tohto prechodného súvrstvia V. Ďurovič (1965) opisuje červené a tmavohnedé bridlice a v najvrchnejšom permu súvrstvie svetlých a červených pieskovcov, arkózovitých pieskovcov, arkóz, drob a zlepcov. Podľa oboch citovaných autorov hlavná vulkanická aktivita prebiehala v dobe sedimentácie tohto najvrchnejšieho súvrstvia, tj. v najvrchnejšom permu.

c) Súvrstvie svetlých ružovkastých žltkastých kremenných pieskovcov a kremencov A. Biely (1965) považuje za najspodnejší trias — seis. Vo vrchnej časti je toto súvrstvie bohaté na tenké vložky ílovitých bridlíc a smerom do nadložia možno pozorovať pozvoľný prechod do kampilu. Voči podložíu je hranica seiských kremencov a pieskovcov v niektorých profiloch výrazná, ostrá, v ostatných profiloch pozvoľná. Nemožno hovoriť o zjavnej diskordancii. Hranicu možno charakterizovať zmenou sedimentačného materiálu, ktorá zrejme v širšom meradle súvisela s výraznými paleogeografickými zmenami v alpínskej geosynklinále Západných Karpát na rozhraní permu a triasu.

d) Súvrstvie pestrofarebných ílovitých bridlíc, slienitých bridlíc a slienitých bridličnatých vápencov A. Biely (1965) považuje už na základe starších prác (D. Andrusov 1936, 1950, 1959; R. Kettner 1931, 1937; Z. Roth 1938; M. Mahel 1956) a početných nálezov skamenelín za kampil. V študovanom území býva na mnohých miestach tektonicky redukovaný. V jeho nadloží sú mohutné masy dolomitov a dolomitických vápencov stredného triasu.

Okrem schémy A. Bielyho (1962, 1965) a príspevku V. Ďuroviča (1965, 1968) navrhol litologické a stratigrafické členenie aj E. Drnzík (1969). V karbónskom súvrství vyčleňuje tri horizonty (psefito-psamitové súvrstvie, pelitové súvrstvie, psamitové súvrstvie) a perm delí na spodný — prechodné súvrstvie v nadloží palynologicky doloženého karbónu, t. j. tmavošedofialové bridlice a pieskovec v zmysle V. Ďuroviča (1965, 1968) a vrchný perm s dvoma sedimentačnými cyklami, pričom

vulkanizmus by mal patriť do druhého, t. j. mladšieho cyklu. Spodnotriaso-  
vová sedimentácia znamená samostatný cyklus.

Naše výsledky výskumu (1965—1973) v podstate nadväzujú na práce  
citovaných autorov a konkretizujú doterajšie názory A. Bieleho (1962,  
1965), V. Ďuroviča (1965, 1968) a E. Drnzíka (1969) na vek bá-  
zického vulkanizmu v melafýrovej sérii na severných svahoch Nízkych  
Tatier. Tento vulkanizmus je permského veku, na čo poukázali i štúdie  
z iných pohorí: M. Maheľ (1961) v Malých Karpatoch a Strážovskej  
hornatine, A. Biely (1962) v Tríbči. Tieto názory možno podporiť kon-  
štatovaním, že ani vo vrchnom karbóne, ani v spodnom triase chočskej  
jednotky nikde v Západných Karpatoch neboli nájdené efuzívne telesá  
melafýrov, melafýr-porfyrítov alebo porfyrítov. Nejstaršie produkty  
permského vulkanizmu boli zistené v nadloží šedého súvrstvia karbónu,  
konkrétne v nadloží regionálne rozšírených zlepenčov na hranici vrchný  
karbón — spodný perm. Pod týmito zlepencami, t. j. v karbónskom sú-  
vrství sú známe len žilné telesá plytkopodpovrchových dioritových por-  
fyrítov a porfyrítov. Za zmienku stoja ojedinelé nálezy vulkanoklastic-  
kého materiálu z kyslých efuzív (V. Ďurovič 1968), ich pôvod však  
nie je objasnený. Transport takého vulkanoklastického materiálu nemož-  
no vylúčiť z oblasti s bohatým kyslým vulkanizmom. Výskyty žilných dio-  
ritových a gabbrodioritových porfyrítov v šedom súvrství (vrchný kar-  
bón) a tiež i v bazálnych partiách pestrého súvrstvia (spodný perm)  
sú subvulkanickými formami permského vulkanizmu. Ide tu o plytkoin-  
truzívne žilné telesá, zväčša medzivrstevné intrúzie s výraznou kontakt-  
nou metamorfózou nadložných a podložných sedimentov. Tieto žily mož-  
no geneticky spájať s mohutným permským vulkanizmom. Na tieto vzťahy  
upozornil už V. Šťastný (1927). Najmladšie produkty permského vul-  
kanizmu chočskej jednotky pochádzajú z podložia litologickej hranice  
vrchný perm — spodný trias.

Permský vulkanizmus ovplyvnil vývin mladšieho paleozoika chočskej  
jednotky. V staršej práci (1965) sme vymedzili tri vývinové štádia tzv.  
melafýrovej série:

a) Predvulkanické (šedé súvrstvie karbónu v zmysle A. Bieleho  
1962, 1965; prechodné šedofialové súvrstvie v zmysle V. Ďuroviča  
1965, 1968) — nie sú prítomné efuzívne telesá.

b) Vulkanické (pestré súvrstvie v zmysle A. Bieleho 1962,  
1965) charakterizované bohatým vulkanizmom a tvorbou pyroklastík.

c) Povulkanické — najmladšie sedimenty permu v nadloží vul-  
kanických telies a v podloží seisu. Tieto sedimenty nie sú poznačené  
kontaktnou metamorfózou, sú zjavne mladšie ako vulkanizmus a E.  
Planderová (1972) spórami doložila ich vrchnopermský vek.

Tieto tri vývinové etapy sa môžu paralelizovať aj so schémou E. Drn-  
zíka (1969). Menšie rozdielnosti vyplynú z toho, že A. Biely (1962,  
1965), V. Ďurovič (1965, 1968) aj E. Drnžík (1969) brali za základ  
litologickú a petrografickú povahu sedimentov, zatiaľ čo v našej práci  
bol hlavný dôraz kladený na erupčné fázy a ich produkty.

V predchádzajúcej časti tejto kapitoly sme uviedli, že na stanovenie  
veku, či presnej stratifikácie mladšieho paleozoika chočskej jednotky  
mali autori v minulosti rôzne dôvody — litologické, palynologické, vul-  
kanologické i tektonické. Až v roku 1971 sa podarilo pri komplexnom

výskume šedého súvrstvia lokality Nižná Boca nájsť prvé zachovalé rastlinné formy. Určením zachovalých rastlinných zvyškov z lokality Nižná Boca sa upresnil predovšetkým vek šedého súvrstvia v podloží, ako aj vek pestrého súvrstvia v nadloží opísaných zlepcov na rozhraní vrchnej vrstvy karbónu — spodného permu (A. V o z á r o v á — J. V o z á r 1973).

Polohy s rastlinnými zvyškami boli nájdené v podobnej pozícii aj v iných lokalitách vo východnej časti Nízkyh Tatier, vo forme rastlinnej sečky aj v pohorí Trábeč a vo vrtných jadrách v podloží stredoslovenských neovulkanitov. Výskyty rastlinných zvyškov sú vždy viazané na blízkosť polohy zlepcov na rozhraní vrchný karbón — spodný perm. V mladšom paleozoiku chočskej jednotky polohy s rastlinnou sečkou ležia aj v najvrchnejšej časti pestrého permského súvrstvia (vrchný perm), zatiaľ sa však z nich nepodarilo získať zachovalé zvyšky flóry.

Nové stratigrafické členenie mladšieho paleozoika chočskej jednotky Nízkyh Tatier je podložené doterajším litologickým, vulkanologickým a fytopaleontologickým výskumom (V. S i t á r — J. V o z á r 1973). Podľa neho možno v mladšom paleozoiku chočskej jednotky vyčleniť:

C<sub>3</sub> v r c h n ý k a r b ó n (stefan): šeré súvrstvie — droby, drobové pieskovce, piesčité bridlice, ílovité a grafitické bridlice, zlepenec. Zvyšky zachovalej flóry — *Asterotheca miltoni* Art is, *Asterotheca arborescens* B r o n g n i a r t, *Cordaites palmaeformis* G o e p p e r t.

P<sub>1</sub> s p o d n ý p e r m: šedozelené, červenohnedé a oligomiktne zlepenec, drobové pieskovce s ojedinelými valúnmi, pestrofarebné ílovité, ílovito-sericitické, ílovito-piesčité bridlice, droby, drobové pieskovce a vulkanické horniny I. erupčnej fázy (melafýry, melafýr-porfyryty, porfyryty, pyroklastiká). Z najspodnejších vrstiev spodného permu, z bridličnatých vložiek v oligomiktých zlepcoch pochádzajú zvyšky zachovalej flóry — *Callipteridium gigas* G u t t b i e r.

P<sub>2</sub> v r c h n ý p e r m: pleťovohnedé, červenohnedé kremité a drobové pieskovce, ílovité, ílovito-sericitické, ílovito-piesčité bridlice, droby, lagunaroidné sedimenty, vulkanické horniny II. erupčnej fázy (melafýry, melafýr-porfyryty, porfyryty vytvárajú niekoľkonásobné výlevy, sprievodné pyroklastiká), povulkanické sedimenty najvrchnejšieho permu (piesčité a ílovité bridlice). Z nich určila E. P l a n d e r o v á (1973) spóry: *Taeniaesporites novimundi* J a n s o n i u s (1962), *Striatites richteri* K l a u s (1963), *Lueckisporites parvus* K l a u s (1963), *Lueckisporites globosus* K l a u s (1963), *Lueckisporites virkkiae* (P o t. e t K l a u s 1954) K l a u s (1963), *Striatosaccites bullaeformis* (S a m o i l o v i t c h 1953) J i z b a (1962), *Gnetaceapollenites steevesi* J a n s o n i u s (1962), *Gnetaceapollenites* fsp., *Vittatina hiltonensis* C h a l o n e r e t C l a r k e (1962). Aj tieto výsledky palynologického štúdia potvrdzujú, že sedimenty v nadloží vulkanitov II. erupčnej fázy a v podloží kremencov (T<sub>1s</sub>) patria do vrchného permu. Permského veku sú aj žilné telesá dioritových porfyritov, ako súčasť subvulkanického aparátu, ktoré prerážajú predovšetkým karbónske a tiež spodnopermské sedimenty.

T<sub>1s</sub> s p o d n ý t r i a s — s e i s: kremence, kremité pieskovce a vložky pestrofarebných piesčitých bridlíc (A. B i e l y (1962).

T<sub>1k</sub> s p o d n ý t r i a s — k a m p i l: pestrofarebné slienité bridlice a slienité vápence s faunou (Z. R o t h 1938, D. A n d r u s o v 1950, 1959, A. B i e l y 1962, 1965).

Nová stratigrafia mladšieho paleozoika chočskej jednotky má celokarpatský význam, zohľadňuje všetky poznatky z litológie, vulkanológie, fytopaleontológie a v názore na vek šedého karbónskeho súvrstvia sa zhoduje s výsledkami palynologického výskumu Ž. I l a v s k e j (1963, 1964).

Z uvedeného vyplýva, že vulkanity v mladšom paleozoiku chočskej jednotky sú jednoznačne permské. Vzhľadom na viacfázový charakter vulkanitov I. erupčná fáza je spodnopermská a rozsahom mohutnejšia II. erupčná fáza patrí do vrchného permu (J. V o z á r 1971). V súvislosti so stratigrafiou a uplatnením dvoch erupčných fáz možno uviesť genetické členenie etáp na základe vulkanologických kritérií:

A. predvulkanická (C<sub>3</sub> — P<sub>1</sub>)

B. vulkanická (P<sub>1</sub> — P<sub>2</sub>)

C. povulkanická (P<sub>2</sub> — T<sub>1</sub>) etapa vývinu »melafýrovej série« (J. V o z á r 1965, 1967).

Viacfázový charakter permských vulkanitov chočskej jednotky bol po prvýkrát spozorovaný na južných svahoch Nízkyh Tatier medzi Podbrezovou a Mýtom p. Ďumbierom (J. V o z á r 1967). Táto charakteristická črta prejavu študovaných vulkanitov sa prejavila aj v iných oblastiach Západných Karpát. V perme chočskej jednotky na severných svahoch Nízkyh Tatier sa nachádzajú produkty dvoch erupčných fáz. Obe erupčné fázy sa líšia od seba vekom, rozšírením, čiastočne petrografickou povahou, intenzitou explozivity, formou vystupovania, charakterom autometamorfózy a stavbou (II. erupčnú fázu predstavuje viac výlevov). Medzi jednotlivými výlevmi II. erupčnej fázy boli zistené produkty intravulkanickej sedimentácie.

Produkty I. (staršej) fázy sa svojím rozšírením viažu na bezprostredné nadložie paleontologicky a palynologicky dokázané vrchného karbónu. Produkty I. erupčnej fázy boli zistené v bazálnej časti permského pestrého súvrstvia, t. j. v spodnom perme (V. S i t á r — J. V o z á r 1973). Vulkanické telesá I. erupčnej fázy v oblasti j. od Holice, v južnej časti dolín Ipoltica, v Benkovskom potoku, hrebeni na Zadnom Grúni a východne od Liptovskej Tepličky majú efuzívny charakter. Je preukázaná kontaktná metamorfóza bezprostredného podložja efuzív, vrátane polôh sprievodných tufov, tufitov a tufitických pieskovcov. V nadloží I. erupčnej fázy je mohutný komplex sedimentov pestrej petrografickej povahy (prevažne tmavohnedé, červené ílovité, ílovito-piesčité bridlice a pieskovce). Lokálne boli v súvrství spozorované drobné telesá vulkanických hornín. Častejšie sa tu nachádzajú súvislé polohy sedimentov s vulkanoklastickým materiálom, polohy tufitických pieskovcov, tufitov niekde aj tufov. Smerom do nadložja ich obsah stúpa. II. erupčná fáza (rozsahom mohutnejšia a petrograficky pestrejšia ako I. erupčná fáza) je svojimi produktmi zastúpená vo vrchnej časti pestrého súvrstvia.

V zmysle týchto poznatkov do predvulkanického vývinu patrí sedimentácia staršia ako produkty I. erupčnej fázy, do vulkanického vývinu patria produkty vulkanizmu I. a II. erupčnej fázy, produkty sedimentácie medzi dvoma telesami, resp. i sedimenty synvulkanické a konečne do povulkanického vývinu patria sedimenty mladšie, ako sú posledné prejavy II. erupčnej fázy. Spodnotriasové kremité pieskovce a kremence

(seis) možno chápať v súlade s názormi E. Drnzíka (1969) ako produkt už nového samostatného sedimentačného cyklu.

Plytkointruzívne žilné telesá dioritových porfyrítov a porfyrítov v šedom súvrství vrchného karbónu boli nájdené v oblasti od Nižnej Boce cez doliny Chorupnianský potok a Malužinú, vo svahoch južne od Holice a Mandišky, v dolinách Ipoltica, Dikula, vo svahoch Benkovského potoka, severne a východne od Liptovskej Tepličky, až do doliny Vernárskeho potoka. Najbohatšie sa však vyskytujú v západnej časti mapovaného územia, medzi Nižnou Bocou a dolinou Malužiná. Tu majú aj značné rozmery (šírka 200—800 m). Niektoré z nich poznal už V. Š t a s t n ý (1927), ktorý ich interpretoval ako hypoabysálne intruzíva kyslejšie ako mela-fýry a horniny nazýva augitické porfyrity. Staršie údaje o žilnej povahe týchto hornín, ako aj o genéze a vzťahu voči permským efuzívam možno potvrdiť i na základe dnešných poznatkov.

Produkty I. erupčnej fázy sú viazané na spodnú časť pestrého permského súvrstvia, v oblasti j. od Mandišky, v južnej časti doliny Ipoltica, v hrebeni zadný Grúň, v južnej časti doliny Benkovský potok a južne od Solanky. Ďalej sa nachádzajú na území východne od Liptovskej Tepličky až po dolinu Vernárskeho potoka. Zväčša ide o lineárne telesá, konkordantne uložené v permskom súvrství. Len v ojedinelých prípadoch sú dlhšie ako 5 km, bežne sú to telesá kratšie ako 3 km. Ich šírka v teréne je priemerne 150—1000 m, len ojedinele nad 1000 m. Okrem väčších vulkanických telies v ich podloží, nadloží i v smernom pokračovaní vystupuje celý rad drobnejších šošovkovitých teliesok.

Produkty II. erupčnej fázy rozsahom, t. j. dĺžkou i šírkou vulkanických telies značne prevládajú nad I. erupčnou fázou. Sú rozšírené od Jánskej doliny, v dolinách Svidovský potok, Malužiná, Svarínka, Torysa, Nižný a Vyšný Chmelenc, Ipoltica, Benkovský potok, Čierny Váh, vo Vikartovskom chrbte až do jeho najvýchodnejšej časti (Dubina). Malá časť vulkanických telies menších rozmerov sa nachádza i južne od Svitú.

Obraz o rozšírení produktov oboch erupčných fáz je zreteľný z geologickej mapy (pozri prílohu). Na tomto mieste treba zdôrazniť, že vulkanické telesá majú prevažne lineárny charakter, často sa vyklíňujú a znovu nasadzujú a sprevádza ich celý rad menších telies žilnej a efuzívnej povahy. Osobitné miesto zaberajú vulkanity II. erupčnej fázy s. od hlavného pruhu vulkanických hornín (najmä v okolí osady Čierny Váh). Autori interpretujú tieto výskyty spolu s triasom ako tektonické šupiny (A. B i e l y 1960, 1963, J. B a d á r et al. 1965—1966).

Šírka vulkanických telies II. erupčnej fázy je variabilná a dosahuje max. 4000 m. Monoklinálne uloženie vulkanických telies II. erupčnej fázy je miestami (medzi dolinami Malužiná až Vyšný Chmelenc) vystriedané subhorizontálnym uložением telies a v takých profiloch je šírka telies značne väčšia. Dĺžka vulkanických telies II. erupčnej fázy je značná. Mohutné vulkanické masy možno takmer bez prerušenia sledovať od záveru Jánskej doliny až do doliny Čierneho Váhu s. od Liptovskej Tepličky a podobne je to i vo Vikartovskom chrbte (pozri prílohu).

Úvodom k stavbe vulkanických telies treba pripomenúť, že mladopaleozoický sedimentárno-vulkanický komplex chočskej jednotky na severných svahoch Nízkyh Tatier má vo svojej bazálnej (južnej) časti, t. j.



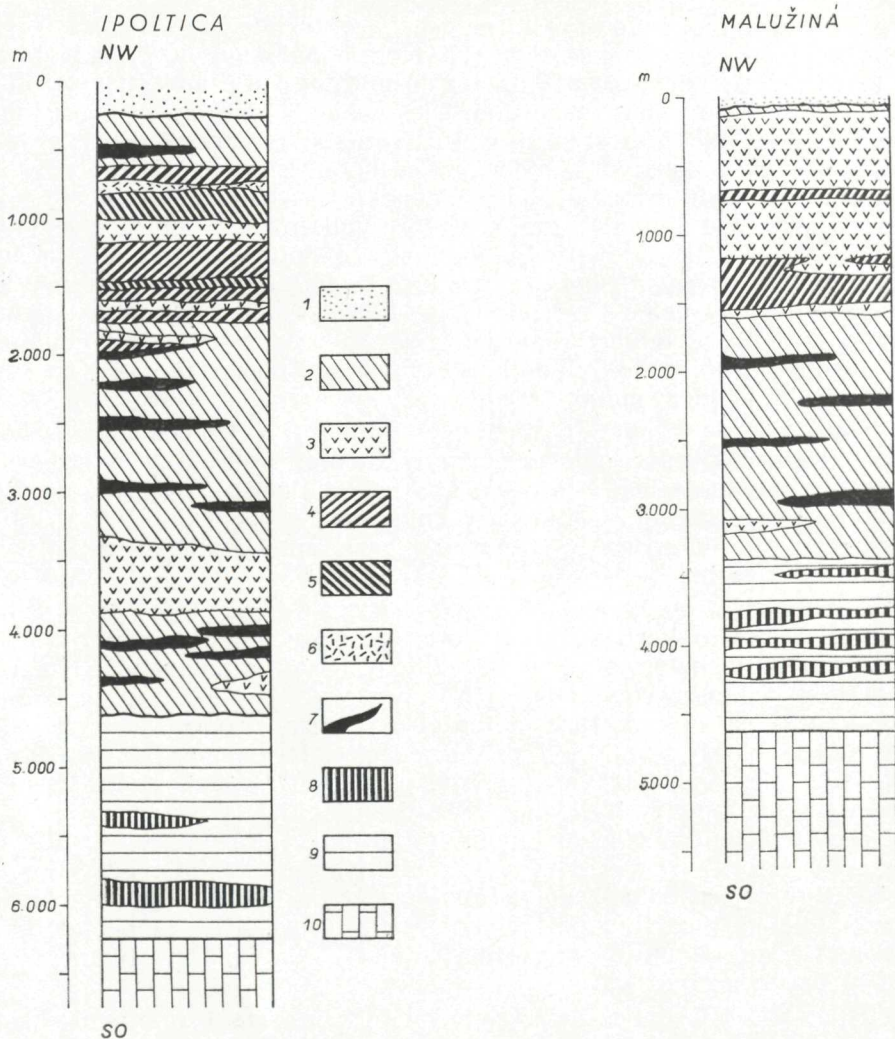
v nadloží násuvnej línie monoklinálny charakter uloženia s pomerne príkrym sklonom k severu ( $45^{\circ} \pm 10^{\circ}$ ). Smerom na sever, t. j. do nadložia, sa tento sklon zmierňuje a komplex je miestami uložený subhorizontálne. Podľa A. Bieleho (1960, 1962) je v oblasti j. od osady Svarín mladopaleozoický komplex spolu s nadložím slabo zvrásnený a v profile sa javí ako synklinála s veľmi miernym sklonom ramien. Východne, v širšom okolí osady Čierny Váh bola zistená pri severnom ohraničení komplexu aj šupinovitá stavba. Ide o výskyty vulkanických hornín, sedimentov permu, spodného a stredného triasu v doline Čierny Váh. Pôvod šupín je tektonický a súvisí s pomerne bohatou zlomovou tektonikou v tejto oblasti (J. B a d á r et al. 1965—1966). Vo východnej časti študovaného územia je mladopaleozoický sedimentárnovulkanický komplex uložený prevažne monoklinálne, s miernym sklonom ( $30^{\circ} \pm 10^{\circ}$ ) na sever (Viď prílohu — geol. mapu a profily).

Vlastná stavba žilných i efuzívnych telies I. a II. erupčnej fázy je veľmi zložitá. Na tomto mieste možno podať len prehľadný obraz a charakterizovať žilné telesá a efuzíva ako celok. Umožní to získať predstavu nielen o vonkajšej, ale hlavne o vnútornej stavbe jednotlivých telies, s prihliadnutím na spôsob vystupovania, rozšírenia a genézu jednotlivých horninových variet.

Žilné dioritové a gabbrodioritové porfyrity v šedom súvrství vrchného karbónu majú veľmi jednoduchú, monotónnu stavbu. Sú to zväčša medzivrstevné, plytkopodpovrchové žilné intrúzie; sú prevažne konkordantné vo vzťahu k okolitému súvrstviu. Základným znakom tu je kontaktná metamorfóza okolitých (nadložných i podložných) sedimentov, do ktorých vnikli. V mohutnejšom telese medzi Nižnou Bocou a dolinou Malužiná sa vyskytujú dve variety: 1. prevládajúca drobnostrednozrnitá; 2. porfyrická.

V ostatných telesách je zastúpená len drobnozrnitá a strednozrnitá varieta. Porfyrická varieta tvorí v základnej hmote drobné, niekoľko cm hrubé žilky, iba zriedkavo majú hrúbku až 1 m. Na základe petrografického štúdia možno žilky porfyrickej variety považovať za pegmatoidný diferenciat základného typu (S. V r á n a — J. V o z á r 1969). Pozri profily Malužiná, Ipolitica.

Vulkanická telesá I. erupčnej fázy majú v porovnaní s telesami II. erupčnej fázy veľmi jednoduchú stavbu. Sú vytvorené prevažne z drobnozrnitej a strednozrnitej variety melafýrov, melafýr-porfyritov. Len lokálne v okrajovej časti telies býva zastúpená mandľovcovo-pórovitá varieta. Táto väčšinou sleduje externú časť vulkanických telies. Vo východnej časti územia medzi dolinami Čierny Váh a Vernársky potok sa na stavbe internej časti niektorých telies podieľajú aj mandľovcovo-porfyrická a porfyrická varieta. Vulkanické horniny I. erupčnej fázy kontaktne metamorfujú svoje bezprostredné sedimentárne podložie. Miestami majú povahu plytkointruzívnych žilných telies. Pyroklastické horniny geneticky späté s I. erupčnou fázou sú v porovnaní s II. erupčnou fázou zastúpené nepomerne slabšie. Pozorované boli v tesnej blízkosti efuzívnych telies, dokonca sú i kontaktne metamorfované bezprostredne mladším efuzívom, rozšírené sú však i mimo rámca vulkanických telies, t. j. ako sedimentárne vložky uprostred iných sedimentov. Vulkanické telesá I. fázy pozostávajú z jediného výlevu. Neboli pozorované produkty

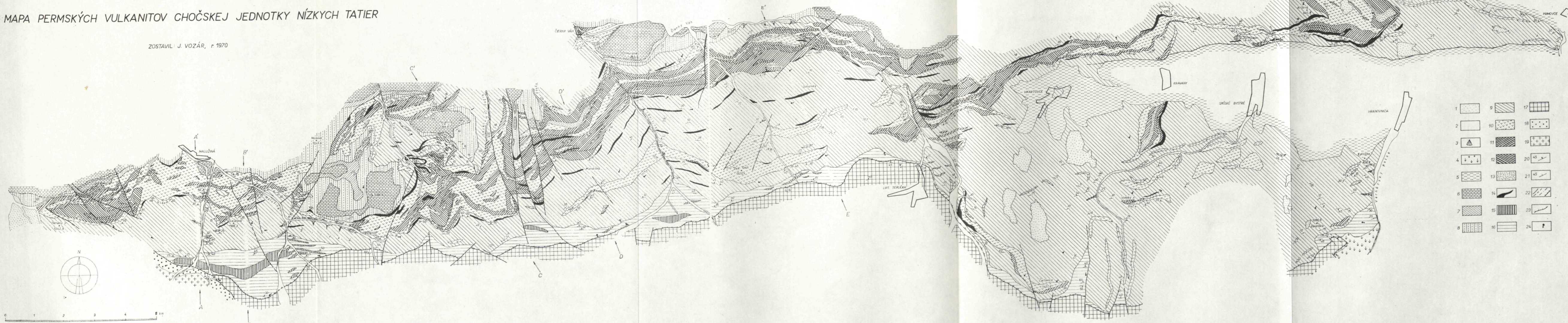


**Legenda ku profilom Malužiná a Ipolítica:**

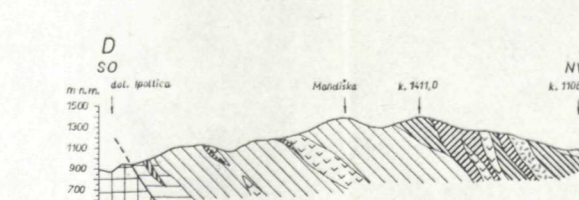
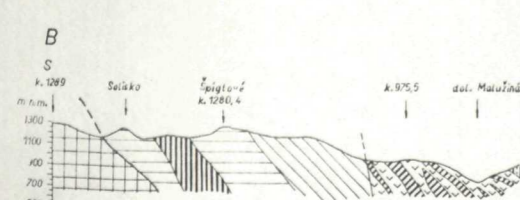
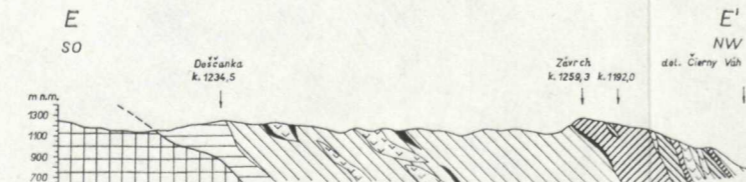
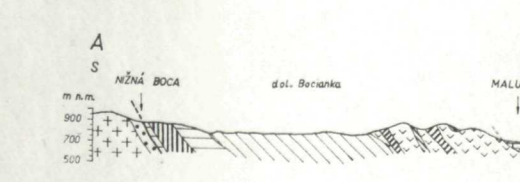
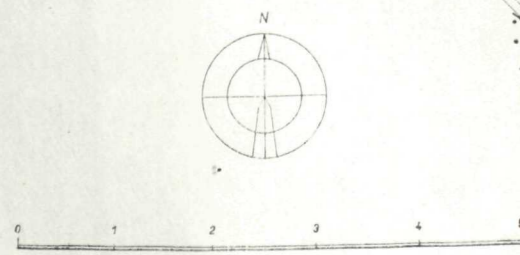
*Chočská jednotka:* 1 — spodný trias — seis: kremité pieskovce a kremence; perm — 2 pestrofarebné ílovité, ílovito-piesčité, piesčité bridlice, polymiktné zlepence, polohy tufov, tufitov, tufitických pieskovcov a bridlíc; 3 — drobno- a strednozrnitá varieta melafýrov, melafýr-porfyrítov a porfyrítov; 4 — mandľovcovo-pórovitá varieta melafýrov, melafýr-porfyrítov a porfyrítov; 5 — mandľovcovo-porfyrická a porfyricko-mandľovcová varieta melafýrov, melafýr-porfyrítov a porfyrítov; 6 — porfyrická varieta melafýrov, melafýr-porfyrítov a porfyrítov; 7 — tufy, tufity, tufitické pieskovce a bridlice; 8 — žilné telesá dioritových porfyrítov a gabbrodioritových porfyrítov; vrchný karbón: 9 — šedé ílovité, ílovito-piesčité, piesčité bridlice, droby, drobové bridlice, drobové pieskovce, zlepence. *Mezozoikum série Veľkého Boku:* 10 — neokóm — šedé bridličnaté slienité vápence.

# MAPA PERMSKÝCH VULKANITOV CHOČSKEJ JEDNOTKY NÍZKYCH TATIER

ZOSTAVIL: J. VOZÁR, r. 1970



1	9	17
2	10	18
3	11	19
4	12	20
5	13	21
6	14	22
7	15	23
8	16	24



## Vysvetlivky k mape a ku geologickým profilom:

**Kvartér:** 1 — hliny; 2 — alúvium; 3 — sute, sutové kužele; 4 — travertíny; **Centrálno-karpatský flyš** — paleogén; 5 — bazálne zlepence, pieskovce, ílovcy; **CHOČSKÁ JEDNOTKA** — trias: 6 — stredný trias: šedé dolomity a dolomitické vápence; 7 — spodný trias — kampil: pestrofarebné ílovité a ílovito-slienité bridlice; 8 — spodný trias — seis: kremité pieskovce a kremence, lokálne s vložkami ílovitých bridlic; per m: 9 — pestrofarebné ílovité, ílovito-piesčité, piesčité bridlice, drobové pieskovce, droby, kremité pieskovce, polymiktné zlepence, pyroklastické sedimenty; 10 — drobozrnitá a strednozrnitá varieta melafýrov, melafýr-porfýritov a porfýritov; 11 — mandľovcovo-pórovitá varieta malafýrov, melafýr-porfýritov a porfýritov; 12 — mandľovcovo-porfýrická varieta melafýrov, melafýr-porfýritov a porfýritov; 13 — porfýrická varieta melafýrov, melafýr-porfýritov a porfýritov; 14 — tufy, tufty, tufitické pieskovce a tufitické bridlice; 15 — žilné telesá dioritových porfýritov a gabbrodioritových porfýritov; **vrchný karbón**; 16 — stefan: šedé ílovité, ílovito-piesčité, piesčité bridlice, grafitické bridlice, droby, drobové pieskovce a bridlice, polymiktné zlepence; **MEZOZOIKUM SÉRIE VEĽKÉHO BOKU** — krieda: 17 — neokóm: šedé bridličnaté slienité vápence; **DUMBIERSKE PÁSMO** — mezozoikum: 18 — spodný trias: hrubozrnité až strednozrnité kremence, čiastočne epimetamorfované; kryštalínium: 19 — granit dumbierskeho typu.

Ostatné vysvetlivky: 20 — smer a sklon bridličnatosti; 21 — smer a sklon vrstevnatosti; 22 — zlomy, zlomy predpokladané, zlomy prikrýte mladšími útvarmi, zlomy s vyznačením smeru sklonu; 23 — násunové línie; 24 — význačnejšie pramene.

intravulkanickej sedimentácie. Vnútoraná stavba efuzívnych telies I. erupčnej fázy je jednoduchá, zväčša pozostáva z jednej horninovej variety. Autometamorfóza s veľmi slabými účinkami je viditeľná len v niektorých lokalitách. Vcelku možno horniny I. erupčnej fázy charakterizovať ako relatívne acidnejšie v porovnaní s II. erupčnou fázou. Tento poznatok platí v celom rozsahu na severných svahoch Nízkyh Tatier.

II. erupčná fáza permského vulkanizmu pozostáva z výlevov, z ktorých mladší v mnohých prípadoch prekrýva starší. K tomu pristupuje pestrá škála petrografických variét hornín jednotlivých výlevov a intraefuzívna sedimentácia. Z uvedeného je zrejmé, že vulkanické telesá II. erupčnej fázy majú veľmi zložitú stavbu. Nedá sa to presne vyjadriť ani v mape, ani v geologických rezoch a litologické profily nám dokumentujú situáciu lokálne. Pro pochopenie stavby vulkanických telies II. erupčnej fázy musíme zhrnúť všetky poznatky zo štúdií, a tak podať zovšeobecnený obraz.

Jednotlivé výlevy boli študované v profiloch a v rámci možností boli sledované smerne i do dĺžky. Na stavbe výlevov sa podieľajú štyri základné variety: mandľovcovo-pórovitá, drobnozrnatá a strednozrnatá, mandľovcovo-porfyrická a porfyrická. Najbohatšie sú zastúpené prvé dve. Mandľovcovo-pórovitá varieta sa viaže predovšetkým na okrajové časti výlevov. Jej prítomnosť nemožno vylúčiť ani v ostatných častiach vulkanických telies. V externých partiách výlevov bola na mnohých miestach spozorovaná fluviálna textúra tejto variety, najmä fluviálne usporiadanie pórov a mandlí. Na základe týchto znakov sme robili na styku výlevov v dolinách Svarínka, Nižný Chmelenc, Ipoltica, Benkovský potok analýzu fluidálnych prvkov. Merania priniesli tieto výsledky:

1. Dva výlevy nad sebou majú viac-menej súhlasný smer prúdenia;
2. Výlevy nemajú súhlasný smer fluidity. Vzhľadom na dnešné rozšírenie mladšieho paleozoika chočskej jednotky na severných svahoch Nízkyh Tatier prevažná časť hodnôt meranej fluidity predstavuje smer J—S. Sú to hodnoty priečne k predĺženiu efuzívnych telies. Smer tečenia magmy bol prevažne priečne orientovaný vo vzťahu k lineárnemu predĺženiu lávových prúdov, ktoré svojou dĺžkou sledovali výstupové zlomy v sedimentačnom trogovom bazéne. V profiloch dolín i v hrebeňoch možno na mnohých miestach sledovať styk dvoch výlevov, pričom ich okrajové časti sú vytvorené z mandľovcovo-pórovitej variety. Na variete staršieho výlevu leží podobná varieta mladšieho výlevu. Styk dvoch výlevov sa dá v takom prípade ťažko stanoviť. Často pri tom pomáhajú prejavy kontaktnej metamorfózy, javy kontaminácie staršieho výlevu mladším, alebo i vyvinutá brekcía vyplnená mladšími minerálmi hydrotermálnej fázy.

Drobnozrnatá a strednozrnatá varieta melafýrov, porfyrítov a melafýr-porfyrítov je taktiež značne rozšírená. Vytvára okrajové i vnútorné časti výlevov. Veľmi často uzatvára v sebe šošovky ostatných variet. Okrem dokázateľne výlevných telies vytvára aj plytkopodpovrchové žilné telesá. Ak táto varieta vytvára dva výlevy nad sebou, prakticky nie je možné zistiť ich rozhranie. V takom prípade veľmi pomáhajú výskytu intraefuzívnych sedimentov. Plošne je najbohatšie táto varieta zastúpená z. od Nižného Chmelenca a vo Vikartovskom chrbte v okolí Kvetnice. V oblasti Malužinej dokonca prevláda aj nad mandľovcovo-pórovitou varietou.

Mandľovcovo-porfyrická varieta buduje interné, ale i externé časti výlevov. Veľmi často vystupuje spolu s mandľovcovo-pórovitou, ale aj porfyrickou varietou. Možno ju chápať aj ako prechodný člen. Bohato je zastúpená v najzápadnejšej časti územia (Svidovský potok), ale aj v od doliny Nižný Chmelenc a v doline Čierneho Váhu pri Liptovskej Tepličke. Inde sa vyskytuje podradne. V niektorých profiloch vulkanických telies sa táto varieta jemne strieda s mandľovcovou, resp. porfyrickou. Často ide o intervaly 10—15 cm hrubé, ktoré sa viackrát striedajú. Vzájomné hranice spomínaných variét sú niekedy ostré, zväčša však iba pozvoľné. Mandľovcovo-porfyrická varieta tvorí síce aj externé časti výlevov, ale s výnimkou niekoľkých profilov (dolina Svarínka, Vyšný Chmelenc, Mandiška, dolina Čierny Váh severne od Liptovskej Tepličky a východne od Kvetnice) nikde netvorí tú najbazálnejšiu časť vulkanických telies II. erupčnej fázy. Takmer všade je oddelená od bezprostredného okraja telesa, ale aj od okraja výlevu mandľovcovou alebo drobnozrnitou varietou.

Porfyrická varieta je typickým reprezentantom vnútornej časti mohutnejších výlevov. V celom rade drobnejších výlevov sa nevyskytla. V porovnaní s ostatnými varietami je najmenej zastúpená. Možno ju pozorovať v tenkých pretiahnutých šošovkách v celom území. Väčšie výskyty sú zväčša medzi dolinami Svarínka a Ipoltica, ďalej v doline Čierny Váh a vo Vikartovskom chrbte. Hranice s ostatnými varietami sú pomerne ostré, okrem hranice s mandľovcovo-porfyrickou varietou.

V súvislosti s vulkanickými telesami treba spomenúť pyroklastické sedimenty a produkty intraefuzívnej sedimentácie, nakoľko i tieto sa podieľajú na ich celkovej stavbe. Pyroklastiká vytvárajú takmer všade predovšetkým bezprostredné podložie vulkanitov II. erupčnej fázy. V celom území sa ich však nepodarilo jednoznačne vymedziť. Okrem toho pyroklastiká tvoria aj šošovky medzi jednotlivými výlevmi II. erupčnej fázy. V takom prípade sú vlastne produktom intraefuzívnej sedimentácie. K intraefuzívnym sedimentom zaraďujeme nielen tufy a tufity, ale aj červenohnedé ílovité a ílovito-piesčité bridlice bez vulkanoklastického materiálu alebo len s jeho mizivým zastúpením. Tieto všetky výskyty intraefuzívnych sedimentov sú veľmi cenným kolektorom pri štúdiu jednotlivých výlevov. V dolinách Svarínka, Ipoltica, Benkovský potok, Čierny Váh i v mnohých profiloch hrebeňov boli spozorované šošovky intravulkanických sedimentov medzi dvoma výlevmi, pričom mladší výlev ich kontaktne metamorfoval. Nielen tufy a tufity v podloží II. erupčnej fázy, ale aj vo forme šošoviek uprostred výlevov majú na mnohých miestach gradačné zvrstvenie, jemné laminovanie a celkový ich charakter poukazuje na explozivitu vulkanizmu.

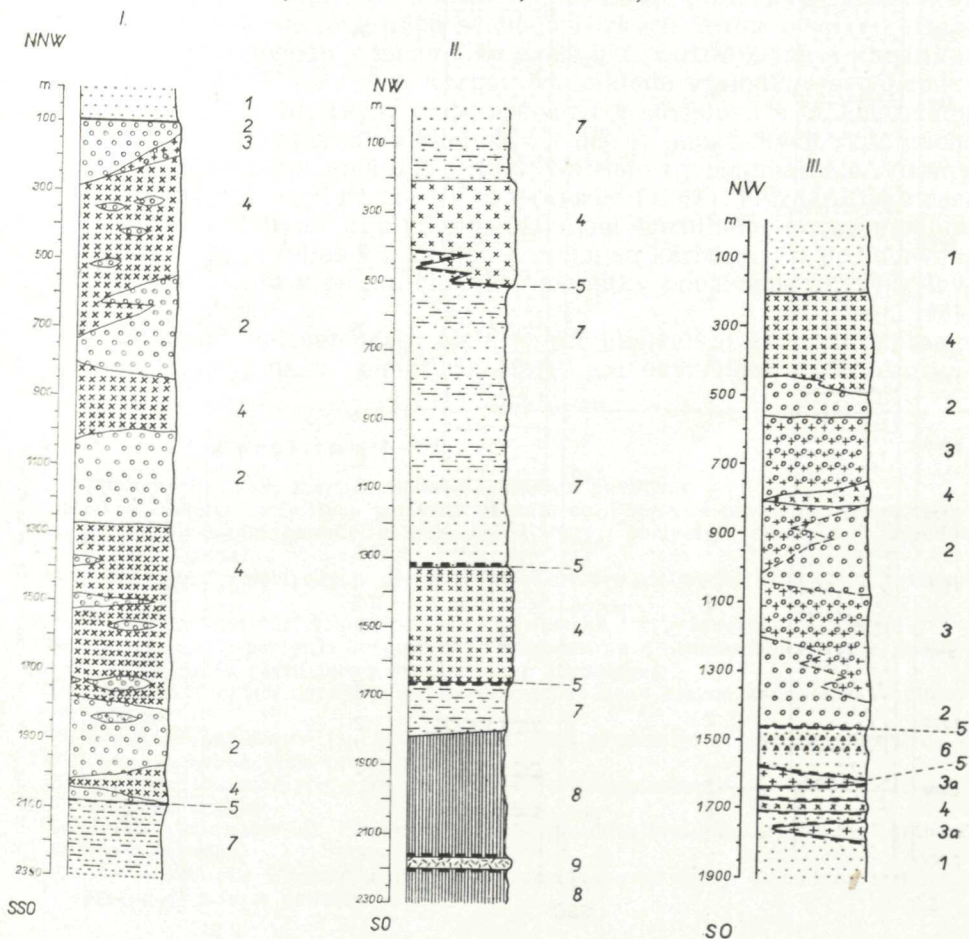
Druhá erupčná fáza v porovnaní s I. fázou je charakteristická omnoho intenzívnejšou explozivitou. K jej produktom patria početné polohy lapilových tufov a tufitov, časté sú aj väčšie bomby, hlavne v bazálnych a okrajových častiach lávových prúdov. Tvar lapilov a menších bombičiek je pravidelný, okrúhly, izometrický; väčšie bomby majú nepravidelné tvary, často so zaoblenými hranami, čím pripomínajú utrnuté bloky. Analýza tohto materiálu dokázala jednoznačne súvislosť s permskými vulkanitmi. Sú to sklovité a mandľovcové melafýry červenej, červenohnedej a zelenej farby. Stúpajúca tendencia explozivity v spojitosti s II.

erupčnou fázou je dokumentovaná aj kvantitatívne zvýšenou prítomnosťou už uvedených pyroklastík v tesnej blízkosti efuzív. V profiloch sedimentov medzi I. a II. erupčnou fázou možno pozorovať smerom do nadľožia stúpajúci podiel pyroklastík. (Pozri profily I.—VI.).

Vzťah efuzív a podložných sedimentov nie je teda len vzťahom kontaktne metamorfovaným. Efuzíva síce ležia na svojom sedimentárnom podloží, ale ich vzájomná hranica, resp. stavba okrajových častí výlevov na styku so sedimentmi nie je jednoduchá. Na mnohých odkryvoch bolo spozorované lalokovité a jazykovité prenikanie magmatu do relatívne plastického, ešte nespevneného podložného sedimentu. Pohlcovanie sedimentov — xenolitov touto formou nie je v študovanom území zriedkavým javom. Okrem toho sú tu až niekoľko metrov dlhé jazyky vulkanickej

### Profily I—VI:

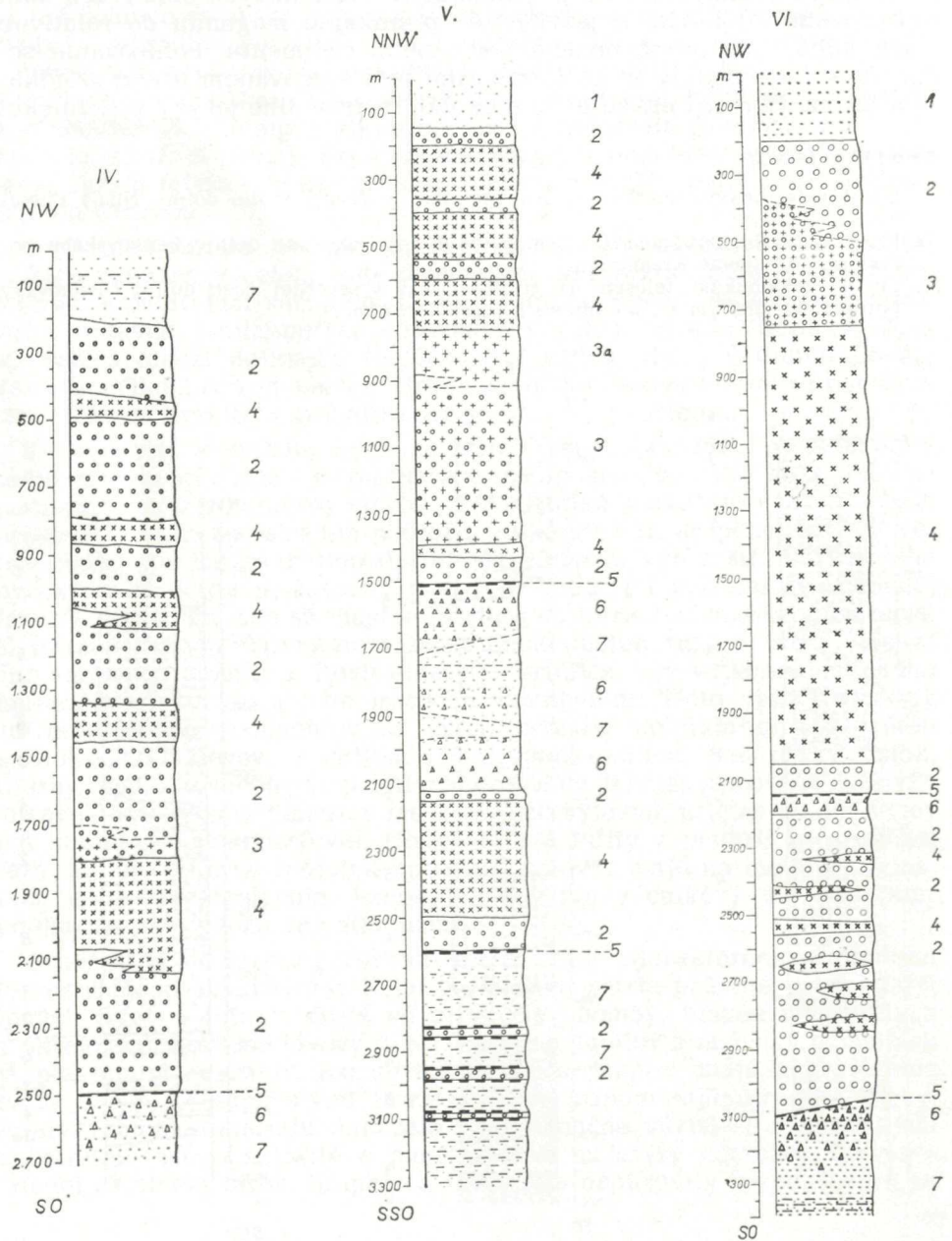
- I. Profil vulkanickým telesom II. erupčnej fázy v ľavom svahu doliny Nižný Chmelelec.
- II. Profil vrchným karbónom-spodným permom v južnej časti doliny Benkovského potoka sz. od hájovne Kremenina.
- III. Profil vulkanickým telesom II. erupčnej fázy v severnej časti doliny Benkovský potok (700—2600 m jv. od sútoku s Čiernym Váhom).



IV. Profil vulkanickým telesom II. erupčnej fázy v doline Čierneho Váhu, v intervale 3—5,7 km sz. od Liptovskej Tepličky (úsek medzi hájovne Kolesárky a hájovne Biely Potok).

V. Profil vulkanickým telesom II. erupčnej fázy. Na Jedlinskej (k. 1090,9 m) s. od Liptovskej Tepličky, v. od doliny Čierneho Váhu.

VI. Profil vulkanickým telesom II. erupčnej fázy. Vikartovský chrbát v záreze štátnej cesty Poprad—Kvetnica—Hranovnica [jv. od lomu Kvetnica-sever].



horniny, ktoré prenikli do podložného sedimentu. Tvar týchto jazykov býva jednoduchý, ale aj sprehybaný, lalokovitý. Prirodzene, magma v každom prípade pôsobila na sedimenty kontaktnou metamorfózou.

### Petrografická charakteristika

Klasifikáciou vulkanických hornín v mladšom paleozoiku chočskej jednotky na severných svahoch Nízkych Tatier sa v poslednom období zaoberali E. Krist — V. Ďurovič (1967). Na rozdiel od staršej prehľadnej práce V. Šťastného (1927) je návrh klasifikácie citovanej dvojice autorov vypracovaný veľmi precízne. Pre členenie hornín obaja autori použili:

1. magmatický typ, 2. minerálne zloženie, 3. štruktúrne znaky. Pre klasifikáciu permských vulkanických hornín chočskej jednotky v Malých Karpatoch (in. lit. 1965, 1967) a na južných svahoch Nízkych Tatier (in. lit. 1967) boli použité:

1. magmatický typ, 2. štruktúrno-textúrne znaky. Okrem toho sme prihliadali na minerálne zloženie, metamorfizmus a formu vystupovania (žilné, resp. výlevné telesá). Obdobne i pri štúdiu permských vulkanitov chočskej jednotky na severných svahoch Nízkych Tatier a vo Vikartovskom chrbte sme dospeli k názoru, že môžu byť použité kritériá klasifikácie z iných oblastí Západných Karpát. Na základe výsledkov geochemického výskumu (in. lit. 1973) možno hovoriť v súvislosti s magmatickou príslušnosťou študovaných vulkanitov o troch magmatických skupinách: gabbroidná, gabbrodioritová a dioritová. Na tieto tri magmatické skupiny poukázali už autori E. Krist — V. Ďurovič (1967). Petrografické rozdiely medzi efuzívnymi a plynokintruzívnymi hornínami sú minimálne, s výnimkou žilných telies v podložnom vrchnom karbone. Pri pomenovaní vulkanických hornín v perme chočskej jednotky používame názvy výlevných ekvivalentov.

Ďalej budeme používať názov melafýr pre ekvivalent gabbroidnej magmatickej skupiny, názov melafýr-porfýrit pre ekvivalent gabbrodiorito-

---

### Vysvetlivky k profilom I—VI:

1. Drobnozrnné drobové, kremíto-drobové a kremité pieskovce.
2. Melafýry, melafýr-porfýrity a porfýrity mandľovcovo-pórovité prevažne zelenej farby. Polyminerálna výplň mandlí: chlorit, kalcit, baryt, pumpelyit, chalcedón, prípadne i Cu mineralizácia.
3. Melafýry, melafýr-porfýrity a porfýrity mandľovcovo-porfýrické šedozelenej, zelenej farby.
- 3.a Melafýry, melafýr-porfýrity a porfýrity porfýrické farby šedozelenej, zelenej.
4. Melafýry, melafýr-porfýrity a porfýrity drobnozrnné a strednozrnné farby zelenej u epidotizovaných partií farmy svetlozelenej, žltozelenej.
5. Kontakt vulkanických hornín a sedimentov preukázaný hlavne kaustickou metamorfózou.
6. Pyroklastické sedimenty (tufy, tufity, tufitické pieskovce a bridlice, pieskovce a bridlice s vulkanogénnou prímiesou).
7. Pestrofarebné sedimenty: drobové a drobovo-kremité pieskovce, piesčité, ílovito-piesčité a ílovité bridlice.
8. Tmavošedé, miestami až čiernošedé, ílovito-piesčité bridlice, bridličnaté drobové pieskovce a droby.
9. Žila drobnozrnného dioritového porfýritu šedozeleňkastej farby. Kontaktne metamorfuje svoje podložie a nadložie.



vej magmatickej skupiny a porfyrít ako ekvivalent dioritovej magmatickej skupiny. Horniny žilných telies v karbóne svojou povahou zodpovedajú dioritovým a gabbrodioritovým porfyrítom.

Delenie hornín v tomto zmysle na základe petrochemickej povahy je možné len po predbežnom laboratórnom výskume. Pre klasifikáciu prakticky použiteľnú už v teréne a platnú i pri laboratórnom výskume zostáva jediné pevné kritérium štruktúrno-textúrna povaha. Na základe nej možno eruptíva členiť na také variety, ktorých rozšírenie je možné spoľahlivo sledovať v teréne a kartograficky vyjadriť. Okrem toho nám textúra i štruktúra dopĺňa obraz o géneze, podmienkach a charaktere tuhnutia magmy.

Melafýry, melafýr-porfyrity a porfyrity v pestrom súvrtví možno členiť na základe textúry a štruktúry na variety: a) drobnozrnitú a strednozrnitú, b) mandľovcovo-pórovitú, c) mandľovcovo-porfyrickú až porfyricko-mandľovcovú, d) porfyrickú.

Jednotlivé variety sa okrem textúrno-štruktúrnych znakov líšia aj modálnym zložením. V mnohých prípadoch možno zistiť u tej istej variety, ale aj u rôznych variét prevládajúce množstvo olivínu, resp. iného tmavého minerálu; v inom prípade zasa lokálne intenzívnu premenu. Túto skutočnosť postrehli už E. Krist — V. Ďurovič (1967) a navrhli brať do úvahy pri klasifikácii aj minerálne zloženie. V predloženej práci sa pridŕžame už zaužívaného názvoslovía melafýr, melafýr-porfyrít, porfyrít, ktorý môže byť drobnozrnitý a strednozrnitý, mandľovcovo-pórovitý, mandľovcovo-porfyrický alebo porfyrický. Ak má hornina relatívne vyšší obsah olivínu, tak je to napr. olivínický melafýr drobnozrnitý, alebo ak je postihnutý premenou, napr. spilitizáciou, je to spilitizovaný melafýr mandľovcový a p.

#### a) drobnozrnitá a strednozrnitá varieta

Horniny tejto variety sú vcelku masívne, majú ostrý lom, niekedy sú v okrajových častiach vulkanických telies málo pevné, rozpadavé na drobné ostrohranné úlomky. Základná hmota je drobnozrnitá (0,1—0,4 mm, zriedkavo až 0,05—0,1 mm), alebo stred-

#### Výsledky planimetrických analýz drobnozrnitej a strednozrnitej variety

	30/68	93/65	23/68	85/65	24/66	20/67	20/66
plagioklasy	3,0	62,0	46,0		41,0	44,0	48,0
olivín			11,0		14,0	12,0	12,0
pyroxén		5,0	17,0		15,0	14,0	13,6
vulkanické sklo	15,0	4,7			4,0		
sericit	7,0	12,0	7,5		8,5	10,0	8,0
chlorit	12,0	13,0	9,0	14,0	6,0	7,8	11,6
epidot			4,0	58,0	5,0	4,0	
apatit		0,2			0,7	0,5	0,7
kalcit				22,0		1,6	
ilmenit							
magnezit							
chalkopyrit	8,0	3,0	5,5	6,0	5,5	6,0	6,1
hematit							
kremeň	55,0						
	100 %	99,9 %	100 %	100 %	99,7 %	99,9 %	100 %
počet bodov	6000	5800	6100	5500	6200	6250	6220

nozrnitá (0,8—2,0 mm, zriedkavo až 2,2 mm). Farba hornín drobnozrnitej a strednozrnitej variety je prevažne zelená, a to od šedozelenej, cez sýtotmavozelenú až do čiernozelenej. Len lokálne bola u niektorých výlevných telies spozorovaná šedofialkastá až fialkastá farba s nábehom do červena. Epidotizované drobnozrnité a strednozrnité melafýry, melafýr-porfyry majú svetlozelenú až svetlošedozeleň farbu. V základnej hmote predovšetkým u strednozrnitej variety možno makroskopicky pozorovať živce, niekedy i zelené zrnká olivínu.

Pozorované boli tieto štruktúry: pilotaxitová, ktorá býva všesmerná, ale vo vzorkách z okrajových častí vulkanických telies je usmernená fluidálnym charakterom, mikrodoleritová, doleritová a mikoofitická. Niektoré vzorky z externých častí vulkanických telies sú bohaté na vulkanické sklo — štruktúra vitrická, na ktorej taktiež možno vidieť fluidálne prvky.

Minerálne zloženie: plagioklasy sú albitizované, sericitizované, len zriedkavo prehnitizované. Olivín a pyroxény sú chloritizované, u prvého minerálu je značná opacitizácia, u druhého epidotizácia. Z akcesorických minerálov je prítomný apatit a zirkón. K tomu pristupuje čiastočne chloritizované vulkanické sklo. Rudné minerály sú limonitizované, ilmenit, magnetit, chalkopyrit, hematit. Okrem týchto minerálov boli zistené produkty uvedených premien. Drobnozrnité a strednozrnité melafýry, melafýr-porfyry sú okrem uvedených zmien intenzívne postihnuté aj účinkami hydrotermálnej fázy s minerálmi: kalcit, baryt, chlorit, rudné minerály, kremeň-chalcedón. Hydrotermálne minerály vypĺňajú samostatné žilky i spleť žiliek, ktoré sa na niektorých miestach vzájomne pretínajú. Dosahujú hrúbku až niekoľko centimetrov, základnú hmotu horniny segmentujú a tým dostáva ako celok vzhľad brekcie. »Výplň brekcie« tvoria výlučne minerály hydrotermálneho pôvodu. »Brekcie« majú šírku 0,2—2,0 m a dĺžku 1,0—2,0 m. Zriedkavo ide o väčšie rozmery. Hydrotermálna fáza sa prejavila predovšetkým v súvislosti s II. erupčnou fázou.

Na základe štruktúr, minerálneho zloženia a vývinu minerálov si možno urobiť obraz o kryštalizácii magmatu. Konkrétne u drobnozrnitej a strednozrnitej variety je to predovšetkým tuhnutie v relatívnom klude, na mieste po efúzii. Dokonale tu vykryštalizovali minerálne zložky, vznikla holokryštalická štruktúra, čo je charakteristické pre internú časť väčších výlevov a tiež pre plytkopodpovrchové žilné intrúzie. Okrem toho sú tu aj štruktúry s výraznou primárnou orientáciou — fluidálne prvky, čo je charakteristické pre kryštalizáciu v pohybe, počas transportu magmatickej masy. Tento jav bol pozorovaný najmä v okrajových častiach výlevov. Proces kryštalizácie v pohybe i v klude prebiehal veľmi rýchlo, rýchlym stuhnutím s charakteristickým sklovitým vývinom základnej hmoty. Sklovitú štruktúru majú vzorky z okrajových častí výlevov a v menších výlevoch aj vzorky odobraté z ich internej časti. Takto si možno vysvetliť aj rozdiely v obsahu vulkanického skla, tmavých minerálov, prípadne i plagioklasov u vzoriek tej istej variety, ale z rôznych častí výlevov. Zo štúdia rozšírenia drobnozrnitej i strednozrnitej variety kvantitatívne prevláda prvá, ktorá tvorí väčšinu efuzívnych telies. Strednozrnitá varieta sa nachádza v internej časti väčších výlevov a žilných telesách.

#### b) Mandľovcovopórovitá varieta

O jej rozšírení sme už písali na inom mieste. Je charakteristická drobnozrnitou základnou hmotou (0,05—0,5 mm) a mandľami-pórmí. Podľa veľkosti patria do troch kategórií: 1. drobné mandle a póry pod 2 mm, 2. stredné mandle a póry 2 mm až 20 mm, 3. hrubé mandle a póry nad 20 mm, ojedinele dosahujú až 220 mm. V základnej hmote tejto variety, medzi pórmí a mandľami nevystupujú výrastlice, čím sa líšia od mandľovcovoporfyrickej variety. Základná mandľovcovopórovitá hmota má šedozeleň, svetlozelenú (zväčša u epidotizovaných hornín), tmavozelenú až zelenočiernu farbu. Zriedka-

vejšie, zväčša u vzoriek z okrajových častí väčších telies na styku se sedimentmi bola pozorovaná fialovočervená a červenohnedastá farba. Farba mandlí je závislá od minerálnej výplne — chlorit, kalcit, chalcedón, baryt, rudné minerály. Tvar mandlí a pórov je rozmanitý, čo veľmi spestruje textúrne znaky tejto variety. Najzákladnejšie tvary mandlí a pórov sú: okrúhle, elipsovité, kvapienkovité, šošovkovité, niektoré sú celkom nepravidelné, lalokovité ap. Veľmi závažným dokumentačným materiálom pre analýzu podmienok tuhnutia magmy sú fluidálne tvary, najmä šošovkovitý a kvapienkovitý, na základe ktorých sa dá analyzovať smer tečenia magmy.

Ďalším študovaným textúrnym znakom je rozmiestenie a hustota mandlí, resp. pórov. Tento znak nám objasňuje intenzitu úniku prchavých zložiek. Mandle — póry sú rozmiestnené rovnomerne, alebo nerovnomerne v zhlukoch. Zhluky mandlí signalizujú expanzný charakterove koncentrovaný únik prchavých zložiek, či už v kľude, alebo v pohybe. Kvantitatívny pomer mandlí — pórov k základnej hmote (s výnimkou zhlukov) je vždy v prospech základnej hmoty, ktorá prevláda v pomere 3:1 až 5:1, v niektorých efuzívnych telesách i viac ako 20:1.

Štruktúry základnej hmoty mandľovcovo-pórovitej variety sú rozmanité a okrem textúrnych znakov sú dôležitým faktorom pre analýzu podmienok tuhnutia magmatu. V mikroskope boli pozorované tieto štruktúry: pilotaxitová, pilotaxitová fluidálne usmernená, doleritová, mikrodoleritová, intersertálna, ofitická, vitroporfyrická a vitrická. S výnimkou doleritovej a ofitickej štruktúry ide väčšinou o veľmi jemnozrnný vývin hodnotou pod 0,15 mm, u intersertálnej, prípadne i vitroporfyrickej štruktúry drobné až mikroskopické výrastlice majú veľkosť priemerne 0,2 mm. V okrajových častiach výlevov sa nachádzajú štruktúry s fluidálnymi prvkami. Rozšírené sú vždy v súlade s fluidálnym charakterom mandlí — pórov. Vulkanické sklo je u opisovanej variety zastúpené relatívne najviac.

Výsledky štúdia pórov — mandlí a ich vzťahu voči základnej hmote poukazujú na to, že póry v základnej hmote narušujú jej štruktúru. Uvedieme príklad: uprostred pilotaxitovej usmerynenej štruktúry sú značne veľké póry okrúhleho prierezu, pričom styk póru so základnou hmotou je ostrý, lemovaný koncentrickým chloritom. Drobné lišty

#### Výsledky planimetrických analýz mandľovcovo-pórovitej variety

	96/65	42/67a	18/66	80/65	36/65	24/67	50/65	97/65	62/65
plagioklasy		38,0	27,0	42,0	39,0	31,0	40,0	42,0	
olivín		11,0	6,0	6,0	} 5,0	4,5	4,5	6,0	
pyroxén		4,0	5,0	4,0				4,5	
vulkanické sklo		25,0	10,0	13,0	15,0	18,0	14,0	15,0	25,0
sericit			8,0		11,0	13,0	11,0	6,0	
chlorit	13,0	11,0	10,0	15,0	6,0	14,0	15,0	13,5	10,0
epidot	62,0		22,0			4,0	3,0	2,0	
kalcit	20,0	6,1	10,0	12,0	14,0	5,0	7,0	3,0	19,0
kremeň-chalcedón				1,0	0,8	3,0			41,0
apatit-zirkón		0,4		0,5	0,5	0,5	0,5		
ilmenit									
magnetit									
hematit									
chalkopyrit	} 5,0	4,5	2,0	3,5	5,1	7,0	5,0	5,8	5,0
pyrit									
bornit									
baryt									
				3,0	3,5			2,2	
	100 %	100 %	100 %	100 %	99,9 %	100 %	100 %	100 %	100 %
počet bodov	4020	5500	6200	6000	5800	5800	6000	5900	3800

živcov na hranici s pórom sú pretrhnuté a z chloritového lemu preniká do základnej hmoty v jemných trhlinách ako sekundárny jav chlorit. Jadro mandlí býva monominerálne i polyminerálne, zväčša zložené z kalcitu, barytu, chalcedonu. Póry vznikli únikom nahromadených prchavých zložiek z magnetickej masy v procese jej stuhnutia — kryštalizácie.

Z horninových minerálov sú najpočetnejšie plagioklasy, ktoré zjavne prevládajú nad tmavými minerálmi (pyroxény, olivín). Vyskytuje sa aj vulkanické sklo a akcesoricky apatit. Ďalej boli určené: chalkopyrit, bornit, sfalerit, pyrit, hematit, magnetit. Okrem týchto minerálov sú tu produkty premien: sericit, chlorit, epidot, kalcit, kremeň, magnetit (vytvorený opatizáciou) a limonit. Produkty hydrotermálnej fázy vyplňajú póry, tvoria drobné žilky a hviezdovito zatláčajú základnú hmotu. Ako výplň žiliek sú tu tieto minerály: kalcit, baryt, kremeň, chalcedón, chlorit, delesit, pennin a už spomínané rudné minerály.

Horniny opisovanej variety sú pomerne silno spilitizované. Často pozorujeme intenzívnu epidotizáciu a chloritizáciu, koncentrovanú vo forme pruhov. Premeny vyznievajú smerom k okraju týchto pruhov. Ich dĺžka dosahuje max. 30 m a šírka 3—4 m. Sprievodným javom sú kalcitovo-epidotové žilky v okolitej nepremenenej hornine i priamo v intenzívne epidotizovaných častiach. Okrem kalcitu sa v niektorých lokalitách našiel pumpelyit, z rudných minerálov chalkopyrit a bornit, jemne rozptýlený v základnej epidotizovanej hmote, alebo ako súčasť výplne žiliek.

Mandľovcovo-pórovitá varieta postihuje podložné sedimenty kontaktnou metamorfózou. Ide tu zväčša o nízky stupeň termickej premeny. Sprevdáva ju koncentrácia epidotu, rudných minerálov (hematit), chloritu a zo strany sedimentov je niekedy prítomný grafit, zriedkavo novovytvorený kremeň a albit. Zväčša však ide o lokálne spečenie, hrubé 20—30 cm a kontaktný dvor nikde nepresahuje šírku 100—150 cm. Často sa objavujú pohltené xenolity sedimentárnych hornín o veľkosti max. 100 cm s chloritovo-hematitovým lemom. Niekde je vyvinutý aj epidot a kremeň. Xenolity ležia na styku výlevu s podložnými sedimentmi. Na týchto xenolitoch, ale aj na bezprostrednom styku výlevu s podložnými sedimentmi bola študovaná kontaktná metamorfóza, ktorá je veľmi slabá. Tento poznatok je cenný pri analýze povahy magmy. Zrejme išlo o magmu nižšej teploty a po efúzii na sedimentárne podložie rýchlo stuhla, takže účinky kontaktnej metamorfózy sú vzhľadom na také obrovské masy vulkanitov minimálne.

### Charakter mandlí

Sú monominerálne — chloritové alebo polyminerálne. Na stavbe polyminerálnych mandlí sa podieľa chlorit, kalcit, niekedy baryt, chalcedón a často aj rudné minerály. Výplň mandlí môže byť úplná alebo čiastočná (ak je jadro mandle duté). V takých prípadoch boli objavené drobné drúzy (kremeň, chalcedón, kalcit).

Minerálnou charakteristikou mandlí v poslednom období sa zaoberali E. Krist — V. Ďurovič (1967) a zistili túto výplň:

1. chalcedón — chlorit I. — chlorit II. — kremeň
2. chlorit I. — chlorit II. — kalcit
3. drobnozrnitý kremeň a chalcedón — chlorit I. chlorit II. — kremeň — kalcit
4. kremeň — chlorit I. — chlorit II.
5. chalcedón — kremeň — chalcedón

Chlorit I. je pravdepodobne delesit a chlorit II. má vlastnosti penínu. Uvedené minerály možno doplniť o baryt a rudné minerály (najčastejšie chalkopyrit, pyrit, bornit, sfalerit).

c) mandľovcovo-porfyrická až porfyricko-mandľovcová varieta

Hlavnou črtou, ktorou sa táto varieta líši od mandľovcovo-pórovitej a porfyrickej variety, je prítomnosť mandlí-pórov a vyrastlíc uprostred základnej drobnozrnitej a strednozrnitej hmoty. Vzťah mandlí-pórov a vyrastlíc je rozmanitý. Predovšetkým je to variabilný pomer v kvantite oboch textúrnych znakov. Vývin s hruboporfyrickými vyrastlicami v základnej hmote má pomer 1:1, alebo hruboporfyrické vyrastlice kvantitou prevládajú len veľmi slabým podielom nad mandľami. Vzájomný pomer možno vyjadriť 10:1 až 50:1, niekedy je množstvo vyrastlíc ešte väčšie. Póry a mandle miestami tvoria zhluky, podobne ako u predchádzajúcej variety a vtedy prevládajú v pomere viac ako 10:1. Zhluky sú nepravidelne obmedzené, tvoria tiež šošovky a vyskytujú sa často pri hranici s mandľovcovo-pórovitou varietou. Tvar pórov a mandlí je podobný ako u predošlej variety. Ich veľkosť je u mandľovcovo-porfyrickej variety približne rovnaká ako veľkosť vyrastlíc (nepresahuje 20 mm). Aj tu majú mnohé profily fluidálne textúry. V základnej hmote vidíme obtekanie väčších vyrastlíc. Výplň mandlí je badateľná už i makroskopicky. Zväčša má podobnú kvalitu ako u predošlej variety, vrátane všetkých znakov štruktúry. V základnej hmote možno makroskopicky pozorovať vyrastlice olivínu a plagioklasov.

Horniny tejto variety sú prevažne zelené v odtieňoch šedozelenej, fľaškovozelenej, tmavozelenej či čiernozelenj farby. Len ojedinele sú šedofialkasté až čiernofialkasté.

Mikroskopicky boli spozorované tieto štruktúry základnej hmoty: ofitická, intersertálna, vitroporfyrická, len zriedkavo pilotaxitická hlavne u variety, kde prevládajú póry. Zrnitosť základnej hmoty je variabilná, v rozmedzí hodnôt 0,08—0,5 mm, maximálne 0,8 mm. Plagioklasy sú z dvoch generácií: I. An<sub>10</sub>—An<sub>28</sub>, II. An<sub>14</sub>—An<sub>29</sub>. Vo forme vyrastlíc a v základnej hmote je zastúpený olivín a pyroxény. Ďalej je tu zirkón, apatit, ilmenit, magnetit, pyrit, vulkanické sklo. Z hľadiska autometamorfózy a hydrotermálnej fázy sa táto varieta podobá na mandľovcovo-pórovitú varietu, a to jednak z mineralogicko-kvalitatívneho hľadiska, i zo štruktúrneho hľadiska. Významnejším rozdielom je len nižší stupeň epidotizácie. V súvislosti s charakteristikou tejto variety treba objasniť aspoň niektoré aspekty vývinu vyrastlíc a ich vzťahu k mandľami a základnej hmo-

Výsledky planimetrických analýz mandľovcovo-porfyrickej a porfyrickej variety

	89/65	37/66	42/67	29/68	90/65	19/66	47/65
plagioklasy	48,0	48,2	51,0	53,0	51,0	47,0	52,0
olivín	12,0	12,2	13,0	12,0	14,0	8,0	12,0
pyroxén	6,0	8,2	12,0	10,0	10,0	8,0	11,0
vulkanické sklo	14,0	12,0	14,0	11,0	9,0	14,5	12,0
sericit		10,0					
chlorit-pupelyit	12,8		4,5	4,0	8,0	13,0	
epidot		4,0				4,0	
prehnit							0,8
kremeň	1,5		0,5	1,0	0,5		0,5
kalcit	1,5		1,1	2,0	1,0	0,5	
ilmenit							
magnetit							
hematit							
limonit							
pyrit							
chalkopyrit							
apatit-zirkón	1,0	0,3	0,5	1,0	0,5	0,5	
	100 %	100 %	100 %	100 %	100 %	100 %	100,3 %
počet bodov	4800	5120	5100	4900	4300	4500	6000

te. Predovšetkým sú to výrastlice plagioklasov, ktoré majú prizmatický vývin, dosahujú často až 20 mm dĺžku. Na koncoch bývajú rozštiepené, často sú polámané a niekedy poprehýbané. Plagioklasy tvoria jednoduché zrasty i prerastlice rôznych tvarov. Okrem plagioklasov sú tu aj výrastlice olivínu a pyroxénov. Ako už bolo spomenuté, základná hmota v mnohých prípadoch javí známky obtekania výrastlíc. Nesúrodným dojmom pôsobia póry a mandle, narúšajú štruktúru horniny. Bolo pozorované, že pór pretrhol výrastlicu plagioklasu. V súvislosti s touto variétou možno spresniť schému kryštalizácie: výrastlice olivínu — pyroxénov — plagioklasov, základná hmota s finálnym sklovitým vývinom a únik prchavých zložiek. Medzi vykryštalizovaním prvých komponentov a stuhnutím posledných zložiek bola určitá časová diferencia, poznačená pohybom tuhúcich mäs — fluidálny charakter.

#### d) porfyrická varieta

Je charakteristická vývinom výrastlíc a drobnozrnitej základnej hmoty. Na základe veľkosti výrastlíc rozlišujeme:

1. hruboporfyrický vývin s veľkosťou výrastlíc v rozmedzí hodnôt 8,0 mm až 30,0 mm. Len zriedkavo sa vyskytli výrastlice väčšie ako 30,0 mm.

2. drobnoporfyrický vývin s veľkosťou výrastlíc menších ako 0,8 mm. (Väčšinou sú menšie ako 5,0 mm). Ako výrastlice boli pozorované predovšetkým plagioklasy a olivín. V niektorých výskytoch tejto variety sa vo forme výrastlice našiel augit. Základná hmota býva drobnozrnitá, zväčša menej ako 0,3—0,4 mm. Vzťah výrastlíc a základnej hmoty sa dal študovať predovšetkým na plagioklasoch. Bývajú jednoduché, prizmatické, často na koncoch jemne rozštiepené. Štiepne trhlinky sú vyplnené jemnozrnitou hmotou. Plagioklasy tvoria jednoduché zrasty a prerastlice. Výrastlice olivínu majú zväčša idiomorfne tvary, niekedy sú rozpukané a pukliny sekundárne vyhojené. Okrem toho na všetkých výrastliciach sú známky korózie. Hustota výrastlíc v rámci jednej lokality býva stabilná, i keď v priečných profiloch cez vulkanické teleso porfyrických melafýrov alebo melafýr-porfyritov možno vidieť zmeny v kvantitatívnom množstve výrastlíc [ich hustota v základnej hmote], v ich rozložení, veľkosti a vývine. V interných častiach veľkých vulkanických telies sa nachádzajú šošovky porfyrickej variety a v takom prípade sú výrastlice väčšie (hruboporfyrický vývin), majú dokonalý vývin, rovnomernú hustotu a všesmernú orientáciu. V menších šošovkách alebo v blízkosti hranice s mandľovcovo-porfyrickou, prípadne mandľovcovo-pórovitou variétou sú menšie výrastlice [zväčša drobnoporfyrické], avšak ich hustota je relatívne väčšia. Zriedkavejšie bolo pozorované orientované usporiadanie výrastlíc, čo by mohlo zodpovedať fluidálnym prvkom frekventovaným v iných variétach.

Horniny porfyrickej variety sú prevažne tmavozelené, šedozelené až čiernozelené.

Obsahujú tieto štruktúry: intersertálnu, apointersertálnu, doleritovú, porfyrickú, vitroporfyrickú, niekedy aj pilotaxitickú. Minerálne zloženie: plagioklasy pochádzajú z dvoch generácií (I. An<sub>10</sub>—An<sub>23</sub>, II. An<sub>10</sub>—An<sub>20</sub>). Olivín je vo forme výrastlíc i v základnej hmote. Ak je prítomný augit tak i ten je vo forme výrastlíc, častejšie však len ako súčasť základnej hmoty. Ďalej sa na stavbe základnej hmoty podieľajú amfiboly, veľmi často vulkanické sklo, apatit (akcesorický), ilmenit, magnetit a chalkopyrit. Premeny: u plagioklasov saussuritizácia, sericitizácia; u olivínu chloritizácia, epidotizácia čiastočne uralitizácia.

Opísaná porfyrická varieta v pomere k ostatným je relatívne slabo zastúpená a zväčša vytvára šošovky uprostred väčších výlevov. Podmienky jej tuhnutia sa líšia od ostatných variet. Kryštalizácia sa začala zväčša idiomorfným vývinom výrastlíc, záver tuhnutia patrí vykryštalizovaniu všetkých zložiek základnej hmoty (miestami sklovitý vývin).

## e) dioritové porfyry a gabbrodioritové porfyry

Tieto horniny študoval už V. Šťastný (1927). Považuje ich za hypoabysálne intrúzia kyslejšie ako výlevné melafýry a v zmysle Rosenbuschovej klasifikácie ich nazýva augitické porfyry. V poslednom období sme tieto horniny študovali v spolupráci so S. Vránom (S. Vrána — J. Vožár 1969) a najnovšie boli podrobne charakterizované z petrochemického hľadiska (J. Vožár 1973).

V uvedených prácach boli zo žilných dioritových porfyritov a gabbrodioritových porfyritov vymedzené a definované dva petrografické typy:

### 1. základný typ

- a) drobnozrnitá varieta (hrúbka zrna 0,1—0,8 mm)
- b) stredozrnitá varieta (hrúbka zrna max. 4,0 mm)

### 2. pegmatitoidný diferenciát — porfyrická varieta (hrúbka zrna 3—20 mm).

Podrobná petrografická a mineralogická charakteristika, ako aj produkty poklesovej metamorfózy boli v týchto horninách osobitne preštudované (S. Vrána — J. Vožár 1969). Závažným poznatkom doterajších výskumov je stanovenie a vymedzenie rozsahu pumpelyit-prehntit-kremennej fácie ako dôsledku poklesovej metamorfózy. Pre doplnenie údajov v geochemickej práci (J. Vožár 1973) sa uvádza úzky vzťah žilných hornín v karbónskom, príp. i v spodopermskom súvrství s efuzívnymi horninami v perme. Dokazuje to celý rad spoločných petrochemických znakov, ako aj príslušnosť k magme jednej skupiny a vulkanicko-štruktúrne vzťahy. Obraz o modálnom zložení žilných dioritových porfyritov podávajú planimetrické analýzy S. Vránu — J. Vožára (1969).

## Planimetrická analýza dioritových porfyritov

lokality: Nižná Boca

	základný typ vz. č. 29 65	svetlý porfyrický typ vz. č. 30 65
pyroxén	7,2	+
amfibol	6,0	1,9
biotit	0,3	—
plagioklas	56,5	49,2
		(spolu s K-živcom)
K-živec	13,2	+
kremeň	7,0	11,9
rudné minerály	1,4	0,5
apatit	0,6	0,8
titanit	+ <sub>x</sub>	1,0
prehntit	+ <sub>x</sub>	25,4
pumpelyit	+	4,9
chlorit	7,1	4,0
klinozoizit-epidot	0,7	0,4
počet bodov	1500	1000

*x* = viac ako 1 %, pričlenené k plagioklasom

## f) Pyroklastické sedimenty

Pyroklastiká sú zastúpené pestrou škálou tufov, tufitov, tufitických sedimentov a sedimentov s pyroklastickou prímесou. V priebehu štúdia bolo použitých viacero klasifikačných systémov (F. V. Wolf 1914, M. S. Švecov 1957, E. Karolusová 1958), ktoré sme aplikovali už pri výskume podobných sedimentov v Malých Karpatoch (J. Vozár 1966). Naposledy pyroklastiká melafýrovej série v Nízkyh Tatrách študoval V. Ďurovič (1968).

### A. Melafýrové tufy

Majú vitrokryštaloklastickú a kryštalolitoklastickú povahu. Sem zahrňujeme i tzv. pyroklastickú lávu v zmysle E. Karolusovej (1958). Do tejto skupiny tufov sú zahrnuté pyroklastické horniny so zjavnou prevahou vulkanického materiálu (90—100 %) nad terigénnou prímесou (0—10 %). Sú prevažne červené, červenohnedé až šedé, šedofialové. Zväčša majú laminovanú textúru s výnimkou pyroklastických lát. Prvé dva typy sú gradčne zvrstvené (A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>).

A<sub>1</sub> Vitrokryštaloklastické tufy zodpovedajú zrnitosťou peliticko-psamitovým až psamitovým sedimentom, štruktúra je prevažne kryštaloklastická s kryštalovitrickou až vitrickou základnou hmotou. Základnú hmotu reprezentuje väčšinou sklo alebo jemnozrnný popolový agregát, ktorý tmelí úlomky plagioklasov, ďalej ilmenitu, magnetitu, chloritizovaného olivínu, augitu. Okrem toho sa vyskytol sericit, apatit, chlorit, limonit, drobnozrnný kremeň ako hlavný reprezentant terigénnej zložky. V tmele je prímес Fe-pigmentu, čo spôsobuje odlišné sfarbenie.

A<sub>2</sub>) Kryštalolitoklastické tufy sú vytvorené z úlomkov minerálov, litoklastov melafýrov a základnú hmotu tvorí popolovitý materiál. Zatiaľ čo kryštaloklasty (tiež i u predošlého typu) sú zväčša menšie ako 2,5 mm, litoklasty dosahujú veľkosti max. 15 mm, v niektorých lokalitách ojedinele až 7 cm (výnimku tvoria litoklasty pyroklastických lát). Ako litoklasty sú prítomné porfyrické, mandľovcovo-porfyrické a mandľovcovo-pórovité melafýry.

A<sub>3</sub>) Pyroklastické lávy predstavujú brekciovitú horninu s ostrohrannými, často korodovanými úlomkami melafýrov, prípadne úlomkami pyroklastík, stmelenými jemnozrnnou lávou alebo popolovitou hmotou. Pre túto horninu sme predbežne zvolili termín pyroklastická láva v zmysle E. Karolusovej (1958). Fragmentsy sú často lemované tmavým limonitom, limonitovo-chloritickou, prípadne chloritickou obrubou. Úlomky melafýrov sú relatívne silnejšie chloritizované ako ich tmel. Okrem úlomkov hornín boli nájdené i kryštaloklasty žilcov, miestami so znakmi korózie. Genéza tejto horniny nie je dosiaľ jednoznačne vyriešená. Tieto horniny sa viažu hlavne na okrajové oblasti lávových prúdov. Fragmentsy vznikli rozpadom hornín v čelách, alebo na okraji staršieho výlevu. Veľkosť fragmentov je 10 cm, niekedy aj viac. Vo svojej práci V. Ďurovič (1968) opisuje aglomerátové lávy.

### B. Melafýrové tufity

Sú najrozšírenejšou a najbohatšie zastúpenou skupinou pyroklastík. Sú prevažne kryštalolitoklastické a ich zloženie zodpovedá 50—90 % vulkanického materiálu a 10—50 % nevulkanickej — terigénnej prímеси. Miestami sú jemnolaminované až hrubolaminované (1—30 mm), často sú lavicovité (hrúbka lavíc 15—30 cm) a na mnohých miestach dokonale vrstevnato-bridličnaté. Zvrstvenie je gradáčné.

Vulkanický materiál je zastúpený kryštaloklastmi (plagioklasy, olivín), o veľkosti max. 3 mm a litoklastmi (porfyrické a drobnozrnné, menej mandľovcovo-pórovité me-



lafýry) o veľkosti až 1,5 cm, max. 2 cm. Nevulkanický terigénny materiál predstavujú minerály: kremeň, sludy, karbonáty, chlorit, limonit (v tmele) a z hornín: jemnozrnitý drobový, prípadne kremito-drobový pieskovec. Základná tmeliaca hmota je drobnozrnitá a jej mineralogická povaha sa mení podľa prevahy vulkanického či nevulkanického materiálu. Základná hmota je ílovito-sericitická, kemitá, kremeň-živcová, kremeň-sericit-chloritická, živcová, živec-sericit-chloritická, v menšej miere prístupuje limonitická prímes. Ojedinele, zväčša na hranici s polohami melafýrových tufov, bola zistená základná hmota sklovitá, prípadne živcovo-sklovitá, chloriticko-sericiticko-sklovitá, tiež znečistená limonitickou prímesou.

### C. Tuftické sedimenty

Sú to horniny s 50–90% obsahom terigénnej prímesi a 10–50% obsahom vulkanického materiálu. Z hľadiska zrnitosti sú: a) jemnejšie, pelitové — tuftické ílovce; b) hrubšie, psamitové — tuftické pieskovce. Tvoria lavice, hrubé až 30 cm s prechodom do tuftitov, resp. do sedimentov s pyroklastickou prímesou. Vystupujú v blízkosti vulkanických telies a tiež izolovane uprostred ostatných sedimentov.

Vitrókryštalo-klastický tuf		Kryštalolitoklastický tuf		Melafýrové tufty	
plagioklasy	32 %	plagioklasy	23 %	plagioklasy	22 %
vulkanické sklo	43 %	vulkanické sklo	30 %	olivín + augit	8 %
rudné minerály	4 %	rudné minerály	4 %	rudné minerály	4 %
olivín + augit	11 %	olivín + augit	10 %	vulkanické sklo + popol. mat.	20 %
kremeň	5 %	kremeň	6 %	litoklasty	12 %
sericit	3 %	sericit	6 %	kremeň	15 %
akcesórie	2 %	akcesórie	1 %	muskovit	8 %
				karbonáty	3 %
				sericit + chlorit	8 %
	100 %		100 %		100 %

Priemerná analýza zo 4  
analýz o priemere bodov  
3800J4200 cm<sup>2</sup>

Priemerná analýza z 3  
analýz o priemere bodov  
3600–4000 cm<sup>2</sup>

Priemerná analýza z 5  
analýz o priemere bodov  
3500–3800 cm<sup>2</sup>

### Tuftické ílovce

### Tuftické pieskovce

plagioklasy	10,0 %	plagioklasy	11 %
olivín	6,0 %	olivín	5 %
rudné minerály	6,0 %	rudné minerály	5 %
vulkanické sklo + popol. mat.	12,0 %	vulkanické sklo + popol. mat.	6 %
litoklasty	10,0 %	litoklasty	18 %
kremeň	8,0 %	kremeň	33 %
muskovit		muskovit	10 %
sericit + chlorit	38,0 %	sericit + chlorit	12 %
grafit + limonit. pigment	9,5 %		
	99,5 %		100 %

Priemerná analýza z 3 analýz o priemere  
bodov 3500–3900 cm<sup>2</sup>

Priemerná analýza zo 4 analýz o priemere  
bodov 3900–4100 cm<sup>2</sup>

Z minerálov vulkanického pôvodu boli zistené kryštaloklasty plagioklasov, olivínu, zriedkavo pyroxénu, v malom množstve vulkanické sklo a jemnozrnný popolovitý agregát. V hrubších — tufitických pieskovochoch boli nájdené aj drobné litoklasty melafýrov a ich tufov o veľkosti max. 5 mm. Z terigénnej prímеси v ílovcoch prevládajú sericit, chlorit, grafitický a limonitový pigment, u pieskovocho je to kremeň, sfudy, rudné minerály a základná tmeliaca hmota (kremítá, ílovito-sericitická, limonitická, chloritická, živcová, niekedy slienitá).

#### *D. Sedimenty s pyroklastickou prímесou*

Patria k nim horniny, ktoré obsahujú viac ako 90 % terigénej a menej ako 10 % vulkanickej prímеси. Ide tu o rôzne typy pieskovocho, piesčitých a ílovitých bridlíc, drob, drobových pieskovocho a bridlíc, drobnozrnných konglomerátov až mikrokonglomerátov, ktoré obsahujú v rozmedzí uvedených percent autochtónny vulkanický materiál.

Z vulkanického materiálu boli zistené zväčša litoklasty melafýrov (všetky variety), melafýrových tufov a tufitov. Z nich hlavne posledné majú miestami alochtónny pôvod — preplavený vulkanoklastický materiál.

### **Paleovulkanické pomery**

Pri analýze paleovulkanických pomerov nemožno vychádzať len z výsledkov pozorovaní na s. svahoch Nízkyh Tatier, ale treba zohľadniť poznatky získané štúdiom mladopaleozoického sedimentárno-vulkanického komplexu chočskej jednotky v celých Západných Karpatoch. Predovšetkým treba poznať charakter chočského sedimentačného priestoru v mladšom paleozoiku a v spodnom triase.

Z prác V. Ďuroviča (1965, 1968, 1970) možno vyzdvihnúť tieto poznatky: 1. väčšina sedimentov karbónu, permu a spodného triasu vznikla v subakválnom prostredí; 2. sedimenty karbónu a permu majú nižšiu stupeň štruktúrno-mineralogickej zrelosti ako sedimenty spodného triasu; 3. typickým znakom pre karbón a perm je časté striedanie pieskovocho, zlepcov a ílovitých bridlíc. Sedimenty sa laterálne zastupujú, vertikálne a laterálne prechody sú pozvoľné; 4. zdrojovými oblasťami pre vznik klastických sedimentov karbónu boli masívy vytvorené z vyvrelých, metamorfovaných a sedimentárnych hornín; 5. zdrojovými oblasťami pre vznik klastických hornín permu boli vyvrelé a sedimentárne horniny, len podradne metamorfované horniny; 6. v permskom pestrom súvrství sú lokálne výskyty evaporitov (anhydrit, sadrovec), polohy piesčitých karbonátov a karbonátových konkrécií; 7. karbónske sedimenty vznikli v redukčnom prostredí a permské, príp. i spodnotriasové sedimenty v oxidačnom prostredí.

Veľa spoločných znakov je aj v práci E. Drnčíka (1969), ktorý celý sedimentárno-vulkanický komplex člení na tri cykly: I. vrchnokarbónsky; II. vrchnopermský 1. a 2.; III. triasový. K vrchnokarbónskému cyklu priraduje aj prechodné súvrstvie, ktoré považuje za spodný perm. Z hľadiska typov facií definuje: 1. faciie plytkovodných zálivov a bazénov; 2. faciie priokrajových častí plytkovodných zálivov; 3. faciie lagún; 4. faciie priokrajových častí lagún; 5. faciie lokálnych výnosov do plytkovodných zálivov a bazénov; 6. faciie riečnych výnosov.

Výsledky štúdií oboch autorov prispeli k poznaniu podmienok sedi-

mentácie. Pre objasnenie paleovulkanických pomerov je dôležitá zhoda názorov uvedených ďalších autorov, ktorí študovali túto problematiku (A. Biely 1960, 1962, 1963, 1965, J. Badár — V. Reimont — L. Novotný — E. Šváb 1965—66, M. Maheľ 1961, 1967, J. Badár — L. Novotný 1971) na sedimentáciu v subakválnom prostredí.

Chočský sedimentačný priestor v mladšom paleozoiku Západných Karpát mal charakter trogového bazénu dlhého niekoľko sto až 500 km a širokého (max. 50 km). O veľkosti bazénu trogového typu svedčia výskyty mladopaleozoického sedimentárno-vulkanického komplexu chočskej jednotky v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Strážovskej hornatine, na Ponitří, v Tríbči, v podloží stredoslovenských neovulkanitov, na južných a severných svahoch Nízkych Tatier. K chočskej jednotke patrí aj mladšie paleozoikum (karbón so žilnými telesami, perm s bázickými efuzívnymi telesami) v nadloží veporidného kryštalinika (J. Vožár 1967, A. Klíneč — J. Vožár 1971). Chočská jednotka je zastúpená mladším paleozoikom v Branisku a na Čiernej hore (F. Rösing 1949).

Mladopaleozoický chočský sedimentačný priestor bol založený na starších štruktúrach (variské — predvariské?). Veľmi dôležitú úlohu pri stvárňovaní sedimentačnej panvy, ako aj pri aktivite permského vulkanizmu zohrali predovšetkým pozdĺžne zlomové štruktúry. Ako vyplýva z výsledkov štúdií (1965, 1968, 1970) a E. Drnzíka (1969), stavba sedimentačnej panvy nebola jednoduchá, bola to pomerne zložitá štruktúra s uplatnením viacerých typov facií. Nemožno vylúčiť segmentáciu panvy podľa priečných zlomov. Prevalu však mali pozdĺžne zlomové štruktúry, ktoré zohrali prvoradú úlohu pri výstupe magmatických más. Doposiaľ niet žiadnych dôkazov o tom, na aký podklad sedimentoval chočský karbón a taktiež nepoznáme skutočnú bazálnu časť karbónskeho šedého súvrstvia, ktoré pravdepodobne bolo pri zložitých alpínskych pochodoch tektonicky redukované.\* Z vulkanologického hľadiska je dôležité, že v tomto súvrství boli zistené len žilné telesá dioritových a gabbrodioritových porfyrítov. V období sedimentácie šedého karbónskeho súvrstvia (stefan) v chočskom priestore nedošlo k prejavom vulkanizmu, a to platí pre celé Západné Karpaty. Sedimentáciu vo vrchnom karbone možno označiť ako chaotickú, nevytriedenú, reprezentovanú pestrou škálou klasických sedimentov. Z nich má osobitý význam predovšetkým súvislá poloha oligomiktných zlepcov, ktorá je rozšírená na severných svahoch Nízkych Tatier od Nižnej Boce až po dolinu Vernárskeho potoka. Poloha zlepcov vystupuje v podloží hranice šedého a pestrého súvrstvia, t. j. v podloží predpokladanej hranice karbón — perm v zmysle A. Bielyho (1962, 1965). Domnievame sa, že predovšetkým táto poloha zlepcov má regionálny význam pri hodnotení hranice karbón — perm. Môže signalizovať určité pohyby, paleogeografické zmeny (A. Vožárová — J. Vožár 1973). V bezprostrednom podloží zlepcov boli nájdené zvyšky vrchnokarbónskej flóry (V. Sitár — J. Vožár 1973).

\* V poslednom období A. Abonyi (1971, 1973) predpokladá návaznosť na gemeridný karbón, a to po stránke paleogeografickej, litologickej a vulkanickej.

V nadloží tejto hranice zvýraznenej polohou zlepencov možno sledovať v pestrom súvrství sedimentárne vložky tufitických pieskovcov, tufitov a tufov — prvé signály permskej vulkanickej činnosti. Toto obdobie vývinu chočskej sedimentačnej panvy bolo poznačené už počiatočnou aktivitou predovšetkým pozdĺžnych zlomových štruktúr. I. erupčnej fáze predchádzala explozívna činnosť s tvorbou už spomenutých pyroklastických sedimentov. Bolo pozorované gradačné zvrstvenie tufov, tufitov. príp. tufitických sedimentov, čo svedčí o pulzujúcom charaktere explozívnej fázy a zároveň je odrazom podmienok uloženia tufového materiálu. Táto činnosť vyvrcholila výlevom erupčnej fázy. V súvislosti s I. erupčnou fázou neboli spozorované opakované výlevy. Záver erupčnej fázy patril slabnúcej explozívnej činnosti, poznačenej zväčša jemným rozptylom vulkanoklastického materiálu.

Vývin chočskej sedimentačnej panvy v perme po I. erupčnej fáze možno charakterizovať ako plytkovodnú sedimentáciu s tvorbou pestrých pelitov, psamitov a lokálne i psefitov. V okrajových častiach trogového bazénu bolo splytčenie sprevádzané tvorbou lagún a sedimentáciou tenkých polôh evaporitov, príp. znečistených karbonátov. Explozívna činnosť bezprostredne po I. erupčnej fáze bola minimálna, ale smerom do nadložia jej aktivita rástla, čo sa prejavilo predovšetkým výraznejším podielom vulkanoklastického materiálu na tvorbe sedimentov, sedimentáciou tufitov a tufov. Gradačné zvrstvenie tufov, tufitov, tufitických sedimentov signalizuje pulzujúci charakter explozivity. Boli nájdené melafýrové lapily a bomby. Rozšírenie a charakter pyroklastických sedimentov zodpovedá stále silnejúcej explozívnej fáze. Predpokladáme, že v tomto období sa začal postupne prehĺbovať sedimentačný bazén, výrazné uplatnenie zlomových štruktúr pri poklesávaní jej centrálnej — osovej časti a samotné zlomové línie sa pripravovali na výstup magmatických más. Možno predpokladať zvýšenú aktivitu zlomov, ich prehĺbovanie, narastanie smernej dĺžky a pod. II. erupčná fáza je charakterizovaná opakovanými výlevmi. Možno ich sledovať v profiloch dolín Svarínka, Malužiná, Ipolitica, V. a N. Chmelenec, Benkovský potok a vo Vikartovskom chrbte.

Jeden z dokázateľne najstarších výlevov sa nachádza v bazálnej časti mohutného vulkanického telesa v doline Svarínka. Petrochemický charakter hornín tohto výlevu poukazuje na najkyslejšie diferenciáty permského vulkanizmu chočskej jednotky (vz. č. 92/65 — 60, 63 % SiO<sub>2</sub> 93/65 — 64 % SiO<sub>2</sub>). V slede efúzií II. erupčnej fázy boli staršie výlevy prekrývané mladšími. S výnimkou spomenutého výlevu v doline Svarínka neboli medzi horninami jednotlivých výlevov zistené väčšie petrochemické rozdiely. Na viacerých miestach sa našli produkty intraefúzivnej sedimentácie vždy medzi dvoma po sebe nasledujúcimi výlevmi. Boli zistené pieskovce, ílovité a piesčité bridlice, sedimenty s vulkanoklastickou prímесou, tufy, tufity, tufitické pieskovce, ale aj brokové a lapilové tuhy, tufity. Prítomnosť posledných dvoch svedčí o neustálej explozivitě i počas efúzie jednotlivých výlevov. Sedimentácia pyroklastík čiastočne pokračovala aj po poslednom výleve, ale vzhľadom na rýchle klesajúcu intenzitu explozivity v mladších súvrstviach vulkanoklastický materiál takmer chýba.

V tomto období najvrchnejšieho permu po II. erupčnej fáze predpokladáme značné splytčenie členitého sedimentačného bazénu, v ktorom sa spodnotriasový sedimentačný cyklus začína tvorbou kemitých pieskov-

cov a kremencov. Signalizuje to vyrovnanie reliéfu, ako aj celkovú stabilizáciu bazénu i v relácii k ostatným oblastiam Západných Karpát (A. Biely 1965).

V súvislosti s povahou efúzií hodno spomenúť poznatky z niektorých profilov (Svarínka, Nižný Chmeienec, Ipoltica, Čierny Váh, Benkovský potok, Vikartovský chrbát). Láva I. a II. erupčnej fázy bola vysokofluidná. Tiekla na pomerne veľkú vzdialenosť, často vo forme tenších pokrokov. Lávové pokrovy zahŕňali pod sebou ešte nespevnené podložné sedimenty, alebo prenikali do nich formou krátkych jazykov. Tieto javy sprevádzala kontaktná metamorfóza. Fluiditu sme študovali v niekoľkých profiloch, kde sme sledovali smery tečenia. Usmernenie mandlí — pórov, t. j. ich dlhšia os, je orientovaná viac-menej priečne k smeru SV — JZ, t. j. k prevládajúcemu smeru vrstevnatosti a bridličnatosti. Smer predĺženia mandlí — pórov je teda SZ — JV. Za predpokladu, že chočský sedimentačný priestor v mladšom paleozoiku mal značne pretiahnutý trogový charakter a pozdĺžne zlomy sledovali jeho smer, láva vytekajúca z ústia týchto zlomov smerovala viac-menej kolmo na os panvy. Analýza súčasného stavu však prináša poznatky o tečení lávy predovšetkým v smere kolmom na os panvy. Nemožno vylúčiť vulkanickú aktivitu protiahlych zlomových štruktúr v oboch ramenách trogovej panvy.

Mladopaleozoický chočský sedimentačný priestor bol založený na starších štruktúrach, ktoré boli prvým predpokladom pre vytvorenie panvy trogového charakteru. Chočský mladopaleozoický bazén trogového charakteru bol základom pre vytvorenie širšieho sedimentačného priestoru v triase a mezozoiku vôbec. Teda štruktúrne je vývin mladšieho paleozoika chočskej jednotky spätý s mezozoikom. Permský vulkanizmus chočskej jednotky patrí počiatočnému (embryonálnemu) vývinu alpínskej geosynklinály. V zmysle starších poznatkov (J. V o z á r 1968) je permský vulkanizmus chočskej jednotky charakterizovaný ako embryonálny magmatizmus alpínskej geosynklinály.

## Zhrnutie

Bazálna časť chočskej jednotky je vytvorená z mladšieho paleozoika, ktoré má v Západných Karpatoch charakter sedimentárno-vulkanického komplexu so značným rozšírením (Malé Karpaty, Považský Inovec, Strážovská hornatina, Trábeč, podložie stredoslovenských neovulkanitov, južné a severné svahy Nízkych Tatier). V minulosti bol tento komplex hornín označovaný ako »melafýrová séria« (R. Kettner 1931), alebo »verfén s melafýrmi« (D. Andrusov 1959) a s výnimkou šedého súvrstvia bol mu pripisovaný triasový vek (vrchný karbón podľa D. Andrusova 1936).

Na severných svahoch Nízkych Tatier je mladopaleozoický sedimentárno-vulkanický komplex rozšírený od Jánskej doliny cez Malužinú, doliny Svarínka, Ipoltica, Čierny Váh až po oblasť Vernárskeho potoka vo východnej časti pohoria. Okrem toho buduje podstatnú časť Vikartovského chrbta j. od Svitú, Popradu a pokračuje v. smerom do podložia paleogénu Spišskej kotliny. Mladšie paleozoikum ako bazálna časť chočského príkrovu je v tektonickom nadloží mezozoika série Veľkého Boku.

Vrchný karbón predstavuje šedé súvrstvie drobnozrnitých konglomerá-

to, drob, drobových pieskovcov, piesčitých a ílovitých bridlíc, grafitic-  
kých bridlíc so zachovalými zvyškami flóry: *Asterotheca miltoni* Artis,  
*Asterotheca arborescens* Brongnia rt, *Cordaites palmaeformis* Goe-  
pert, ktoré opísali V. Sitár — J. Vo z á r (1973). Vek šedého súvrstvia  
bol už v minulosti palynologicky doložený (Ž. Ilavská 1963, 1964). Vo  
vrchnom karbóne vystupujú žilné telesá dioritových porfyrítov, porfyrítov,  
ktoré sú chápané ako podpovrchové, plytkointruzívne ekvivalenty perm-  
ských vulkanitov (V. Š t a s t n ý 1927). Vrchný karbón je rozšírený ne-  
rovnomerne, tvorí šošovkovité útvary rôznych rozmerov a na mnohých  
miestach je tektonicky čiastočne redukovaný. Najúplnejší vrstevný sled  
je zachovaný v západnej a východnej časti pohoria (Nižná Boca, resp.  
Vernársky potok). Vzhľadom na tektonickú pozíciu karbónu, a tým i choč-  
ského príkrovu vôbec nepoznáme jeho bazálnu časť, ktorá bola pravde-  
podobne úplne redukovaná.

Perm v chočskej jednotke možno súhrnne charakterizovať ako petro-  
graficky pestré súvrstvie s produktmi dvoch erupčných fáz. Jeho hranica  
s vrchným karbónom je litologicky výrazná (poloha oligomiktných zle-  
pencov, v nadloží s pestrofarebnými sedimentmi spodného permu a je  
doložená zvyškami zachovanej flóry (V. Sitár — J. Vo z á r 1973).  
Forma *Callipteridium gigas* Guttbier nás oprávňuje považovať naj-  
spodnejšie súvrstvie v stratigrafickej schéme za spodný perm. K nemu  
boli zaradené šedohnedé, červenohnedé oligomiktné zlepenice, drobové  
pieskovce s úlomkami hornín, pestrofarebné ílovité, ílovito-sericitické,  
ílovito-piesčité bridlice, droby, drobové pieskovce a produkty vulkanizmu  
I. erupčnej fázy.

Vrchný perm bol palynologicky doložený (Ž. Ilavská 1963, 1964, E.  
P l a n d e r o v á 1973) a predstavuje vrchnú časť pestrého súvrstvia až  
do podložia litologicky výrazného spodného triasu (A. Biely 1965).  
Patria sem: pleťovohnedé červenohnedé kremenité a drobové pieskovce,  
ílovité, ílovito-sericitické, ílovito-piesčité bridlice, droby, lagunaroidné  
sedimenty, produkty vulkanizmu II. erupčnej fázy, povulkanické sedimen-  
ty (piesčité a ílovité bridlice) v tesnom podloží kremitých pieskovcov  
a kremencov spodného triasu.

Permské vulkanity sú reprezentované dvoma erupčnými fázami, ktoré  
sa líšia vekom, rozšírením, petrochemickou povahou, intenzitou autome-  
tamorfózy a charakterom explozívnej činnosti. V súvislosti s I. erupčnou  
fázou treba konštatovať jej jednoduchú stavbu takmer jediného výlevu.  
II. erupčná fáza je bohatá na výlevy rôznych rozmerov so sprievodnou  
intraefuzívnou sedimentáciou, čo značne komplikuje stavbu vulkanitov  
tejto rozsahom mohutnejšej erupčnej fázy (J. Vo z á r 1971). Produkty  
vulkanizmu I. erupčnej fázy majú vyrovnaný chemizmus s minimálnymi  
rozdielmi v bázicite magmatu. Nachádzajú sa v záverových častiach dolín  
Ipoltica, Benkovský potok, oblasť v. od Liptovskej Tepličky až po Ver-  
nársky potok. Vulkanické horniny II. erupčnej fázy majú relatívne pest-  
rejšiu škálu diferenciacie, čo zodpovedá jednotlivým výlevom. Tiahnu sa  
od Jánskej doliny až po v. časť Vikartovského chrbta, Vernárskeho poto-  
ka a predpokladáme, že sú rozšírené i v podloží paleogénu Spišskej kot-  
liny. Permské erupčtíva v chočskej jednotke sú geneticky viazané na  
magmu skupiny gabbrodioritovej, za uplatnenia určitej diferenciacie (J.  
Vo z á r 1973). V prevažnej miere výlevné, no i plytkointruzívne telesá

sú vytvorené z melafýru, melafýr-porfyritu, porfyritu, lokálne žilného dioritového porfyritu. Podmienky kryštalizácie zanechali odraz v štruktúrno-textúrnom charaktere eruptívnych hornín. Na základe toho boli definované variety: drobnozrnná a strednozrnná, mandľovcovo-pórovitá, mandľovcovo-porfyrická, porfyrická. Každá z nich bola v teréne osobitne kartograficky vymedzená. Osobitnú skupinu hornín predstavujú pyroklastiká rozšírené hlavne v blízkosti efuzív, ale i v ostatnom súvrství. Zastúpené sú tu tufy, tufity, tufitické pieskovce a ílovce. V rámci uvedených hlavných skupín pyroklastických sedimentov boli pozorované niektoré špecifické typy hornín (bazálne breccie, bombové a lapilové tufy a pod.).

Základným znakom permského vulkanizmu chočskej jednotky je jeho líniový charakter. Sedimentačný priestor chočskej jednotky v mladšom paleozoiku mal štruktúrny charakter trogového bazénu. Predpokladom jeho vzniku boli pozdĺžne zlomové línie, ktoré boli hlavnými prírodnými kolektormi pri výstupe magmatických más. Trogový bazén chočskej jednotky znamenal dôležitý štruktúrny i paleogeografický medzičlánok v závere varískeho a v počiatočnom (embryonálnom) vývine alpínskeho cyklu. Je tu celková paleogeografická i štruktúrno-tektonická spätosť mladšieho paleozoika s mezozoikom. Permské vulkanity chočskej jednotky sú neoddeliteľnou súčasťou tohto počiatočného vývinu alpínskej geosynklinály.

## Dokumentácia

vz. č.	lokalita	horninový typ
36/65	Dol. Svidovský potok, 500 m jz. od kameňolomu, odber zo zárezu lesnej cesty	porfyrický melafýr
47/65	Dol. Svidovský potok, 100 m s. od k. 945,5 odber zo zárezu lesnej cesty v pravom svahu doliny	zelenkastý mandľovcovo-porfyrický melafýr-porfyrit
50/65	Dol. Svidovský potok, zárez v ľavom svahu doliny, 250 m z. od mosta, k. 816,0.	tmavozelený mandľovcovo-pórovitý melafýr
62/65	Dol. Svidovský potok, asi 1000 m jz. od ústia do doliny Boca, odber zo steny lomu »Malužiná«	šedozelený mandľovcovo-pórovitý melafýr bohatý na svetlé žilky kremeňa-chalcedónu
80/65	Dol. Hodruša, asi 2500 m v. od ústia do doliny Malužiná; 300 m sz. od k. 945,0, odber zo zárezu lesnej cesty v pravom svahu doliny	zelený mandľovcovo-pórovitý melafýr
85/65	Dol. Malužiná, asi 1680—1700 m jv. od obce Malužiná, 200—220 m sz. od k. 762,0 m, odber zo zárezu lesnej cesty v pravom svahu doliny	svetlozelený epidotizovaný melafýr
89/65	Dol. Torysa, jv. od ústia do doliny Svarínka, pri moste k. 888,5, odber zo zárezu lesnej cesty v pravom svahu doliny	zelený mandľovcovo-porfyrický melafýr
90/65	Dol. Torysa, asi 400 m jv. od ústia do doliny Svarínka, odber zo zárezu lesnej cesty v ľavom svahu doliny	zelený mandľ.-porfyrický melafýr

93/65	Dol. Svarínka, asi 900 m sz. od k. 815,0 odber zo zárezu v ľavom svahu doliny	zelený drobnozrnitý až afa- nitický melafýr
96/65	Kvetnica, kameňolom j. od osady; odber zo steny kameňolomu	svetlozelený intenzívne epi- dotiz. mandľ.-pórovitý mela- fýr
97/65	detto	tmavozelený mandľ.-pórovitý melafýr
18/66	Osada Čierny Váh, zárez cesty pod kosto- lom, 100 m jv. od sútoku Ipolnice a Čierne- ho Váhu	zelený mandľ.-pórovitý me- lafýr
19/66	Osada Čierny Váh pri ústí Ipolnice do do- liny Č. Váh — odber zo steny bradla	mandľ.-porfyrický melafýr
20/66	Dol. Ipolnice, 300 m jv. od ústia do doliny Č. Váhu — odber zo zárezu v lesnej ceste	zelený drobnozrnitý melafýr
24/66	Dol. Nižný Chmelenc, asi 220 m j. od k. 870,2 — odber zo zárezu lesnej cesty v ľa- vom svahu doliny	zelený drobnozrnitý melafýr
37/66	Dol. Č. Váhu, 2 km sz. od Lipt. Tepličky — odber zo zárezu št. cesty	mandľ.-porfyrický melafýr
20/67	Západne od dol. Svarínka asi 500 m jz. od k. 727,0 — odber zo zázeru lesnej cesty v pravom svahu doliny	zelený drobnozrnitý melafýr
24/67	Dol. Svarínka, 600 m j. od k. 727,0 — odber zo zárezu lesnej cesty v ľavom svahu doli- ny	zelenofialový mandľ.-melafýr
42/67	Záver dol. Vyš. Chmelenc 220—230 m jz. od k. 958,5 — odber zo zárezu potoka	mandľ.—porfyrický melafýr
42/67a	detto	mandľ.-pórovitý melafýr
23/68	Východne od Holice, asi 800 m z. od Jaroš- ky (1299,1 m) 350 m sv. od k. 1119,0 — odber z brala v hrebení	zelený strednozrnitý melafýr
29/68	Dolinka j. od dol. Čierneho Váhu, v. od há- jovne Biely potok, z. od doliny Baňa, 200 m j. od ústia; odber zo zárezu lesnej cesty	porfyrický melafýr, melafýr- porfyrít
30/68	Dol. Čierny Váh, pri k. 818,2 — odber zo zárezu v pravom svahu doliny	zelený drobnozrnitý melafýr — kontakt s pyroklastikom

Pozn.: Vzorok sú uložené v archíve GÚDŠ.

Do tlače odporučil I. Kraus



## Literatúra

- AFANASIEV, A. M. — DRNZÍK, E. 1967: Nové poznatky o faciálnom vývoji permu čiernovážskej série Nízkych Tatier. Geol. práce, Správy (Bratislava), 43, S. 196—202.
- ANDRUSOV, D. 1936: Subtatranské príkrovy Západných Karpat. *Carpatica* I. (Praha).
- ANDRUSOV, D. 1943: Geológia a výskyty nerastných surovín Slovenska. Slov. vlastiveda (Bratislava), I. S. 11—79.
- ANDRŮSOV, D. 1950: Skameneliny karpatských druhohôr I. Práce Štát. geol. ústavu (Bratislava), 25, S. 3—163.
- ANDRUSOV, D. 1958: Geológia československých Karpát. I. Slovenská akadémia vied (Bratislava), 304 S.
- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát. II. Slovenská akadémia vied (Bratislava), 375 S.
- ANDRUSOV, D. 1965: Aktuelle Probleme der Karpatentektonik. *Zeitschr. deutsch. geol. Ges.* 116, 2 Abb., (Hannover).
- ANTAŠ, J. 1963: Melafýry Vikartovského chrbta, ich petrografia a význam ako surovín. Manuskript-archív Geol. prieskumu (Spišská Nová Ves), 200 S.
- BADÁR, J. — REIMONT, V. — NOVOTNÝ, L. — ŠVÁB, E. 1965—66: Správa o geologickom mapovaní medzi Liptovskou Tepličkou a Vyšnou Bocou. Manuskript-archív Geol. prieskumu Uranového priemyslu (Spišská Nová Ves), 300 S.
- BADÁR, J. — NOVOTNÝ, L. 1971: Stratigrafia, sedimentológia a zrudnenie mladšieho paleozoika chočskej jednotky severovýchodnej časti Nízkych Tatier. *Mineralia slovacae*, roč. III. (Spišská Nová Ves), č. 9, S. 23—42.
- BIELY, A. 1956: Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. Geol. práce, Správy (Bratislava), 5, S. 37—61.
- BIELY, A. 1960: Chočský príkrov na severných svahoch Nízkych Tatier, Geol. práce, Správy (Bratislava), 20, S. 127—133.
- BIELY, A. 1961: Poznámky ku geológii mezozoika koreňových zón veporid. Geol. práce, Správy (Bratislava), 21, S. 109—125.
- BIELY, A. 1962: Niekoľko stratigrafických a tektonických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Trávnice. Geol. práce, Zošit (Bratislava), 62, S. 205—218.
- BIELY, A. 1963: Príspevok k poznaniu vnútornej stavby chočskej jednotky. Geol. práce, Správy (Bratislava), 28, S. 69—77.
- BIELY, A. 1965: K paleogeografii spodného triasu chočského príkrovu. Geol. práce, Správy (Bratislava), 34, S. 71—74.
- BIELY, A. — FUSÁN, O. 1965: Die Beziehung der zentral-karpatischen Decken zu der Čertovica und Lubeník-Margecany Linie. *Carpatho-Balkan Geological Association*, VII. Kongress (Sofia), I. S. 143—148.
- BIELY, A. — FUSÁN, O. — BYSTRICKÝ, J. 1968: Zur Problematik der »subtatrischen Decken« in Westkarpaten. Geol. zborník, *Geologica Carpathica*, Slovenská akadémia vied (Bratislava), 19,1, S. 295—296.
- DRNZÍK, E. 1969: O zrudnení typu meďnatých pieskovcov v perme melafýrovej série na severovýchodných svahoch Nízkych Tatier. *Mineralia Slovacae* roč. I. (Spišská Nová Ves), č. 1, S. 7—38.
- ĎUROVIČ, V. 1965: Melafýrová séria v okolí Liptovskej Tepličky a Spišského Bystrého. *Acta geol. et geogr. Univ. Com.* (Bratislava), 9, S. 181—186.
- ĎUROVIČ, V. 1968: Pyroklastické horniny melafýrovej série Nízkych Tatier. *Acta geol. et geogr. Univ. Com.* (Bratislava), 13, S. 225—237.
- ĎUROVIČ, V. 1968: Petrografia, litológia a sedimentológia melafýrovej série na sv. svahoch Nízkych Tatier. Manuskript-archív Katedry petrografie, Prírodoved, fak. Univ. Komenského (Bratislava), 240 S.

- ĎUROVIČ, V. 1970: Petrografia, litológia a sedimentológia melafýrovej (vulkanicko-sedimentárnej) série Centrálnych Západných Karpát. Manuskript-archív Katedry petrografie Prírodoved, fak. Univ. Komenského (Bratislava), 240 S.
- FEDOR, J. 1961: Geologické pomery územia južne od Spišského Bystrého a Hranovnice. Manuskript-Geofond (Bratislava), 90 S.
- HÖFER, H. 1871: Die Melaphyre der Niederen Tatra in Ungarn. Neues Jahrb. für Miner., Geol. und Paleont. (Stuttgart), 78 S.
- ILAVSKÁ, Ž. 1963: Predbežná správa o palynologických štúdiách v melafýrovej sérii severného svahu Nízkych Tatier. Správy o geol. výskume v r. 1963. Ústredný ústav geologický (Bratislava), S. 77—78.
- ILAVSKÁ, Ž. 1964: Sporen nud Hystriochosphaeritiden aus dem Karbon der Niederen Tatra. Geol. zborník, Geologica Carpathica, Slovenská akadémia vied (Bratislava), 15, Nr. 2, S. 227—232.
- KAROLUSOVÁ, — KOČIŠČÁKOVÁ, E. 1958. Príspevok k problematike pyroklastík. Geol. práce, Zošit (Bratislava) 49, S. 78—108.
- KANTOR, J. 1951: Impregnácia medených rúd na okolí Kvetnice. Geol. Sborník, Slovenská akadémia vied (Bratislava) Roč. II.
- KETTNER, R. 1927: Predbežná zpráva o dosavadných geologických výskumech v Nízkých Tatrách, Rozpr. II. tř. Českej akademie (Praha) XXXVI, č. 4.
- KETTNER, A. — ŠTASTNÝ, V. 1931 Coup d'oeil sur la géologie du versant sud de la Basse Tatra. Guide des excursions dans les Carpathes occidentales (Praha), S. 229—236.
- KETTNER, R. 1937: Geologická stavba severného svahu Kráľovy Hole v okolí Liptovské Tepličky. Rozpravy II. Tř. Českej akademie vied (Praha), XLVII, č. 7. S. 1—18.
- KLINEC, A. — VOZÁR, J. 1971: Diskusia k tektonike veporidného kryštalinika, chočskej jednotky a tzv., helpianského mezozoika. Geol. práce, Správy (Bratislava), 56, S. 221—226.
- KRIST, E. — ĎUROVIČ, V. 1967: Diabázové, melafýrové a porfyrické horniny Nízkych Tatier. Acta geol. et geogr. Univ. Com. (Bratislava), 12, S. 77—104.
- MAHEL, M., 1961: Nouvelles connaissances des certaines »regions clés« de la Strážovská hornatina. Geol. práce, Správy (Bratislava), 21, S. 29—70.
- MAHEL, M. et al. 1961: Geológia Malých Karpát. Sjazdový sprievodca, Geologický ústav Dionýza Štúra (Bratislava), S. 45—61.
- MAHEL, M. 1961: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika Centrálnych Karpát. Geol. práce, Správy (Bratislava), 21, S. 5—28.
- NIGGLI, P. 1936: Magmentypen. Schweiz. Petr. Mitt. (Zürich), 16, S. 335—339.
- PLANDEROVÁ, E. 1972: Palynologický výskum mladšieho paleozoika chočskej jednotky z oblasti Spišského Štiavniku a jeho stratigrafická interpretácia. Manuskript-archív Geologického ústavu Dionýza Štúra (Bratislava), 250 S.
- PLANDEROVÁ, E. 1973: Palynological research in the melaphyre series of the Choč-Unit in the NE part of Nízke Tatry between Spišský Štiavnik and Vikartovce. Geol. práce. Správy (Bratislava), 60, S.
- ROJKOVIČ, I. — VOZÁR, J. 1972: Contribution to the relationship of the Permian Volcanism in the Northern Gemerides and Choč unit. Geol. Sborník — Geologica Carpathica, Slovenská akadémia vied (Bratislava), XXIII, 1, S. 87—98.
- RANKAMA, K. — SAHAMA, T. G. 1950: Geochemistry. The Univ. of Chicago (Chicago), 912 S.
- ROEVER, W. P. de 1959: Schwach alkalischer frühgeosynklinaler Vulkanismus im Perm der Insel Timor. Geol. Rundschau (Stuttgart), 48, S. 179—184.
- ROTH, Z. 1938: Geologické pomery okolí Lučivné pod Vysokými Tatrami. Ropr. Českej akademie vied (Praha), 48.

- SITÁR, V. — VOZÁR, J. 1973: Erster Fund einer Karbon-Flora in der Choč-Einheit der Niederen Tatra (West-karpathen). Geol. sborník, Geologica Carpathica, Slovenská akadémia vied (Bratislava), S.
- ŠTASTNÝ, V. 1927: Studie o takzvaných melafýrech v Nížkych Tatrách na Slovensku. Rozpravy II. Tř. Českej akadémie vied (Praha), XXXVI, 29, S. 1—32.
- ŠVECOV, M. S. 1957: Petrografia sedimentárnych hornín. Slovenská akadémia vied (Bratislava), 446 S.
- TOLLMAN, A. 1967: Das Längen-Breiten-Verhältnis der geosynklinalen Sedimenttröge. Geol. Rundschau (Stuttgart), 56, S. 78—94.
- VOZÁROVÁ, A. — VOZÁR, J. 1973: Das jüngere Paläozoikum der Gemeriden und Veporiden — seine Beziehung zu dem variszischen und dem alpidischen Orogenzyklus. Materiály X. Kongresu KBGA (Bratislava).
- VOZÁR, J. 1965a: Niektoré výsledky vulkanologického štúdia tzv. melafýrovej sériei Nížkych Tatier. Správy o geol. výskume v r. 1964, Ústredný ústav geologický (Bratislava), S. 57—59.
- VOZÁR, J. 1965b: Permské diabázy južne od Hranovnice v Nížkych Tatrách. Čas. pro min. a geol. (Praha) 10, 2, S. 139—142.
- VOZÁR, J. 1966: Melafýrové pyroklastiká Malých Karpát. Geol. práce, Správy (Bratislava), 40, S. 87—92.
- VOZÁR, J. 1967a: Výskum melafýrových hornín na južných svahoch Nížkych Tatier. Manuskript, Archív geologického ústavu Dionýza Štúra (Bratislava), 120 S.
- VOZÁR, J. 1967b: Petrografická charakteristika melafýrov Malých Karpát. Geol. práce, Správy (Bratislava), 41, S. 153—163.
- VOZÁR, J. 1967c: Der permische Vulkanismus in der Choč-Decke (Westkarpaten). Geol. práce, Správy (Bratislava), 42, S. 79—83.
- VOZÁR, J. 1968: Der perm-mesozoische Vulkanismus in den Westkarpaten und Ostalpen. Geol. práce, Správy (Bratislava), 44—45, S. 149—161.
- VOZÁR, J. 1970: Výskum permských vulkanitov chočského príkrovu na sev. svahoch Nížkych Tatier. Manuskript-archív Geologického ústavu Dionýza Štúra (Bratislava), 185 S.
- VOZÁR, J. 1971a: Viacfázový charakter permského vulkanizmu chočskej jednotky v Nížkych Tatrách. Geol. práce, Správy (Bratislava), 55, S. 131—137.
- VOZÁR, J. 1971b: Zlomy a ich vzťah k permskému vulkanizmu chočskej jednotky Západných Karpát. Geologické práce, Správy (Bratislava), 57, S. 231—237.
- VOZÁR, J. 1973: Chemismus der permischen vulkanite der Choč-Einheit in den Westkarpaten. Náuka o zemi, Geologica, Slovenská akadémia vied (Bratislava), 7, E. 5—84.
- VRÁNA, S. 1966: Pumpellyite from melaphyre rocks of Slovakia. Čas. pro min. a geol. (Praha), 11, S. 255—259.
- VRÁNA, S. — VOZÁR, J. 1969: Minerálna asociácia pumpellyit — prehnit — kremennej fácie Nížkych Tatier. Geol. práce, Správy (Bratislava), 49, S. 91—97.
- WINKLER, H. G. F. 1965: Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer-Verlag (Berlin, Heidelberg, New York), 218 S.
- WOLF, F. V. 1914: Der Vulkanismus I., (Stuttgart).
- ZORKOVSKÝ, V. 1949: Bázické eruptíva v mezozoiku západného a stredného Slovenska. Práce Štátneho geologického ústavu, Zošit (Bratislava), 26, 44 S.
- ZORKOVSKÝ, V. 1958: Petrograficko-chemická povaha melafýrov z lok Paseka, severne od obce Šalková, Geol. práce, Správy (Bratislava), 13, S. 61—73.
- ZORKOVSKÝ, V. 1959: Správa o petrograficko-chemickom štúdiu tzv. »melafýrov« vo verféne v okolí Veľkej Stošky na západnom okraji Muráňskej plošiny. Geol. práce, Správy (Bratislava), 16, S. 193—197.

- ZORKOVSKÝ, V. 1959: Správa o petrograficko-chemickom štúdiu melafýrov z verfenu na sever od Švermova (predtým Telgárt) na strednom Slovensku. Geol. Práce, Správy (Bratislava), 16, S. 198—203.
- ZORKOVSKÝ, V. — RADZO, V. 1969: Prehntit z lokality Paseka severne od obce Šalková. Geol. práce, Správy (Bratislava), 49, S. 167—171.

Jozef Vozár

## Der Bau permischen Vulkanite der Choč-Einheit an den Nordhängen der Niederen Tatra

Zusammenfassung des slowakischen Textes

Das Jungpaläozoikum der Choč-Einheit ist von bedeutender Verbreitung im Rahmen der Westkarpaten. Es ist von einer sehr charakteristischen Ausbildung vom Standpunkte der Sedimente und Vulkanite aus. An die Forschungen in den Gebieten der Kleinen Karpaten, des Tríbeč-Gebirges, des Untergrundes der mittelslowakischen Vulkanite anknüpfend, haben wir seit dem Jahre 1966 den jungpaläozoischen sedimentär-vulkanischen Komplex auch in der Niederen Tatra untersucht. Vor allem an den Nordhängen der Niederen Tatra ist in grosser Ausdehnung Jungpaläozoikum — Oberkarbon und Perm, einschliesslich der Vulkanite, erhalten. Besondere Aufmerksamkeit wurde gerade den permische Vulkaniten gewidmet, welche vom Standpunkte des Alters, der Verbreitung, des Baues, der Weise des Auftretens und der magmatischen Zugehörigkeit untersucht worden sind. Eine eingehende petrographische Charakteristik der einzelnen Varietäten der vulkanischen Gesteine und der pyroklastischen Sedimente ergänzt das Gesamtbild der permischen Vulkanite, welche zusammen mit den Sedimenten eine Widerspiegelung der Bedingungen der Entwicklung einer sehr wichtigen Etappe im ganzen alpinen Zyklus sind. Die Kenntniss der paläovulkanischen Verhältnisse und überhaupt der paläogeographischen Bedingungen ist eine grundlegende Frage bei der Analyse und Rekonstruktion der Entwicklung des Karpaten-Raumes im Zeitraum des Jungpaläozoikums. Die Ergebnisse der Untersuchung der permischen Vulkanite der Choč-Einheit in der Niederen Tatra sind ein Beitrag zur Lösung der gesamten Problematik des Jungpaläozoikums und seines Vulkanismus.

Der basale Teil der Choč-Einheit ist gebildet durch Jungpaläozoikum, welches in den Westkarpaten den Charakter eines sedimentär-vulkanischen Komplexes von beträchtlicher Ausdehnung hat (Kleine Karpaten, Strážov-Gebirge, Považský Inovec, Tríbeč, Untergrund der mittelslowakischen Neovulkanite, Süd- und Nordhänge der Niederen Tatra). In Vergangenheit wurde dieser Gesteinskomplex als »Melaphyrserie« (R. Kettner 1931) oder als »Werfen mit Melaphyren« (D. Andrusov 1959) bezeichnet und es wurde ihm ein triassisches Alter zugeschrieben, mit Ausnahme der grauen Schichtfolge (Oberkarbon nach D. Andrusov 1936).

An den Nordhängen der Niederen Tatra ist der jungpaläozoische sedimentär-vulkanische Komplex vom abschliessenden Teil des Ján-Tales über Malužiná, das Svarínka-, Ipolitica-, Schwarzwaag (Čierny Váh)-Tal bis zum Raume des Vernár-Baches im östlichen Teil des Gebirges verbreitet. Ausserdem bildet er den wesentlichen Teil des Vikartovce-Rückens südlich von Svit, Poprad und setzt ostwärts bis in den Untergrund des Paläogens des Spiš-Beckens fort. Das Jungpaläozoikum als basaler Teil der Choč-Decke

befindet sich im tektonischen Hangenden des Mesozoikums (Neokoms) der Serie von Veľký Bok.

Das Oberkarbon stellt eine graue Schichtfolge von feinkörnigen Konglomerat, Grauwacken, Grauwacken-Sandsteinen, sandigen und tonigen Schiefen, Graphitschiefen mit erhaltenen Floraresten vor: *Asterotheca miltoni* Artis, *Asterotheca arborescens* Brongniart, *Cordaites palmaeformis* Goepfert, beschrieben von V. Sitár — J. Vozár (1973). Das Alter der grauen Schichtfolge ist schon vorher palynologisch erwiesen worden (Ž. Ilavská 1963, 1964). Im Oberkarbon treten Gangkörper von Dioritporphyriten, Porphyriten auf, welche als unter der Oberfläche liegende, seicht-intrusive Äquivalente der Perm-Vulkanite betrachtet werden (V. Štastný 1927). Das Oberkarbon ist ungleichmässig verbreitet, es bildet linsenartige Formen von verschiedenen Dimensionen und ist an vielen Stellen tektonisch teilweise reduziert. Die vollkommenste Schichtabfolge ist im westlichen und östlichen Teil der Gebirge erhalten (Nižná Boca, resp. Vernár-Bach). In Bezug auf die tektonische Position des Oberkarbons und somit auch der Choč-Decke im ganzen kennen wir nicht seinen basalen Teil, der wahrscheinlich völlig reduziert wurde.

In der Choč-Decke kann das Perm insgesamt als eine petrographisch bunte Schichtfolge mit Produkten von zwei Eruptionsphasen charakterisiert werden. Seine Grenze mit dem Oberkarbon ist lithologisch markant (Lage von oligomikten Konglomeraten, in deren Hangenden sich buntgefärbte Sedimente des Unterperms befinden) und ist durch Reste einer erhaltenen Flora erwiesen (V. Sitár — J. Vozár 1973). Die Form *Callipteridium gigas* Guttbier berechtigt die unterste Schichtfolge als Unterperm im stratigraphischen Schema zu betrachten. Dazu wurden graubraune, rotbraune oligomikte Konglomerate, Grauwacken-Sandsteine mit Bruchstücken von Gesteinen, buntgefärbte tonige, tonig-serizitische, tonig-sandige Schiefer, Grauwacken, Grauwacken-Sandsteine und Produkte des Vulkanismus der I. Eruptionsphase gereiht.

Das Oberperm wurde palynologisch erwiesen (Ž. Ilavská 1963, 1964, E. Plandrová 1973) und bildet den oberen Teil der bunten Schichtfolge bis in das Liegende der lithologisch ausgeprägten Untertrias (A. Biely 1965). Dazu gehören: hautbraune, rotbraune Quarz- und Grauwacken-Sandsteine, tonige, tonig-serizitische, tonig-sandige Schiefer, Grauwacken, lagunaroide Sedimente, Produkte des Vulkanismus der II. Eruptionsphase, postvulkanische Sedimente (sandige und tonige Schiefer) in unmittelbarem Liegenden der Quarzsandsteine und Quarzite der Untertrias.

Die Perm-Vulkanite sind durch zwei Eruptionsphasen vertreten, die sich voneinander durch das Alter, die Verbreitung, den petrochemischen Charakter, die Intensität der Autometamorphose und den Charakter der explosiven Tätigkeit unterscheiden. Ausserdem muss im Zusammenhang mit der I. Eruptionsphase ihr einfacher Bau eines fast eines Ergusses konstatiert werden. Die zweite Eruptionsphase ist reich an Ergüssen von verschiedenen Dimensionen mit begleitender intraeffusiver Sedimentation, was in bedeutendem Masse den Bau der Vulkanite dieser dem Ausmasse nach mächtigeren Eruptionsphase kompliziert (J. Vozár 1971). Die Produkte des Vulkanismus der ersten Eruptionsphase sind von ausgeglichener chemischer Zusammensetzung mit minimalen Unterschieden in der Basizität des Magmas. Sie können in den abschliessenden Teilen der Täler Ipoltica, des Benkovský-Baches, im Raume östlich von Liptovská Teplička bis zum Vernár-Bach beobachtet werden. Die vulkanischen Gesteine der zweiten Eruptionsphase entsprechen einer verhältnismässig bunteren Skala der Differenziation, den einzelnen Ergüssen gemäss. Ihre Verbreitung reicht vom abschliessenden Teil des Ján-Tales bis zum östlichen Teil des Vikartovce-Rückens, des Vernár-Baches und wir nehmen ihre Ausdehnung auch im Liegenden des Paläogens des Spiš-Beckens an. Die permischen Eruptivgesteine in der Choč-Einheit sind genetisch an das Magma der Gabbro-Dioritgruppe gebunden, mit der Äusserung einer bestimmten Differenziation (J. Vozár

1973). Die im überwiegenden Masse effusiven, aber auch seichtintrusiven Körper sind von Melaphyr, Melaphyrporphyrit, Porphyrit, örtlich von Granodioritporphyrit gebildet. Die Bedingungen der Kristallisierung widerspiegeln sich im strukturell-texturellen Charakter der Eruptivgesteine. Auf Grund dessen sind die folgenden Varietäten definiert worden: fein- und mittelkörnige, mandelstein-poröse, mandelstein-porphyrische, porphyrische. Jede von diesen wurde im Gelände auch kartographisch separat ausgegliedert. Eine besondere Gruppe von Gesteinen bilden die Pyroklastika, welche hauptsächlich nahe der Effusivgesteine, aber auch im übrigen Teil der Schichtfolge verbreitet sind. Vertreten sind hier Tuffe, Tuffite, tuffitische Sandsteine und Tonsteine. Im Rahmen der erwähnten wesentlichen Gruppen von pyroklastischen Sedimenten sind einige spezifische Gesteinstypen (basale Brekzien, Bomben- und Lapillentuffe usw.) beobachtet worden.

Das wesentliche Merkmal des Perm-Vulkanismus der Choč-Einheit ist sein Liniencharakter. Der Sedimentationsraum der Choč-Einheit wies im Jungpaläozoikum den strukturellen Charakter eines Trogbassins auf. Die Vorbedingung seiner Bildung waren längsgerichtete Bruchlinien, welche zu den Hauptzufuhrskollektoren beim Aufstieg der magmatischen Massen geworden sind. Der Trogbassin der Choč-Einheit hatte die Bedeutung eines wichtigen strukturellen und paläogeographischen Zwischengliedes im Abschluss der variszischen und während der Anfangs (embryonalen)-Entwicklung des alpinen Zyklus. Es besteht hier eine allgemeine paläogeographische und strukturell-tektonische Verbundenheit des Jungpaläozoikums mit dem Mesozoikum. Die permischen Vulkanite der Choč-Einheit sind ein untrennbarer Teil dieser Anfangs-Entwicklung der alpinen Geosynklinale.

#### **Erläuterungen zur Karte und zu den geologischen Profilen:**

*Quartär*: 1 — Lehm; 2 — Alluvium; 3 — Schutt, Schuttkegel; 4 — Travertine; *Zentralkarpaten-Flysch* — *Paläogen*: 5 — Basale Konglomerate, Sandsteine, Tonsteine; *Choč-Einheit* — *Trias*: 6 — Mitteltrias: graue Dolomite und dolomitische Kalke; 7 — Untertrias — *Kampil*: buntgefärbte tonige und tonig-mergelige Schiefer; 8 — Untertrias — *Seis*: Quarzsandsteine und Quarzite, örtlich mit Einlagerungen von Tonschiefern; *Perm*: 9 — Buntgefärbte tonige, tonig-sandige, sandige Schiefer, Grauwackensandsteine, Grauwacken, Quarzsandsteine, polymikte Konglomerate, pyroklastische Sedimente; 10 — Fein- und mittelkörnige Varietät von Melaphyren, Melaphyrporphyriten und Porphyriten; 11 — Mandelstein-poröse Varietät von Melaphyren, Melaphyrporphyriten und Porphyriten; 12 — Mandelstein-porphyrische Varietät von Melaphyren, Melaphyrporphyriten und Porphyriten; 13 — Porphyrische Varietät von Melaphyren, Melaphyrporphyriten und Porphyriten; 14 — Tuffe, Tuffite, tuffitische Sandsteine und tuffitische Schiefer; 15 — Gangkörper von Dioritporphyriten und Gabbrodioritporphyriten; *Oberkarbon*: 16 — *Stefan*: graue, tonige, tonigsandige, sandige Schiefer, Graphitschiefer, Grauwacken, Grauwackensandsteine und Schiefer, polymikte Konglomerate. *Mesozoikum der Serie von Veľký Bok* — *Kreide*: 17 *Neokom*: graue schieferige Mergelkalke; *Ďumbier-Zone* — *Mesozoikum*: 18 — Untertrias: grobkörnige bis mittelkörnige Quarzite, teilweise epimetamorph; *Kristallin*: 19 — Granit vom *Ďumbier*-Type; Weitere Erläuterungen: 20 — Streichen und Fallen der Schieferung; 21 — Streichen und Fallen der Schichtung; 22 — Brüche, angenommene Brüche, Brüche bedeckt durch jüngere Formationen, Brüche mit eingetragener Fallrichtung; 23 — Überschiebungslinien; — 24 Bedeutendere Quellen.

## Legende zu den Profilen Malužiná und Ipolitica:

*Choč-Einheit:* 1 — Untertrias-Seis: Quarzsandsteine und Quarzite; Perm — 2 Buntgefärbte tonige, tonig-sandige, sandige Schiefer, polymikte Konglomerate, Lagen von Tuffen, Tuffiten, tuffitischen Sandsteinen und Schiefen; 3 — Fein- und mittelkörnige Varietät von Melaphyren, Melaphyrporphyriten und Porphyriten; 4 — Mandelstein-poröse Varietät von Melaphyren, Melaphyrporphyriten und Porphyriten; 5 — Mandelstein-porphyrische bis porphyrisch-mandelsteinige Varietät von Melaphyren, Melaphyrporphyriten und Porphyriten; 6 — Porphyrische Varietät von Melaphyren, Melaphyrporphyriten und Porphyriten; 7 — Tuffe, Tuffite, tuffitische Sandsteine und Schiefer; 8 — Gangkörper von Dioritporphyriten und Gabbrodioritporphyriten. Oberkarbon — 9 Graue tonige, tonig-sandige, sandige Schiefer, Grauwacken, Grauwackenschiefer, Grauwackensandsteine, Konglomerate. *Mesozoikum der Serie von Velký Bok:* 10 — Neokom graue schieferige Mergelkalke.

## Erläuterungen zu den Profilen:

- I. Profil durch einen vulkanischen Körper der II. Eruptionsphase am linken Hange des Nižný Chmelene-Tales.
- II. Profil durch das Oberkarbon-Unterperm im südlichen Teil des Tales des Benkovský-Baches NW des Jägerhauses Kremenina.
- III. Profil durch einen vulkanischen Körper der II. Eruptionsphase im nördlichen Teil des Tales des Benkovský-Baches (700—2600 m SO der Mündung in den Čierny Váh).
- IV. Profil durch einen vulkanischen Körper der II. Eruptionsphase im Čierny Váh-Tal, im Intervall 3—5,7 km NW von Liptovská Teplička (Abschnitt zwischen dem Jägerhause Kolesárky und dem Jägerhause Biely Potok).
- V. Profil durch einen vulkanischen Körper der II. Eruptionsphase. Na Jedlinskej (K. 1090,9 m) nördlich von Liptovská Teplička, östlich des Čierny Váh-Tales.
- VI. Profil durch einen vulkanischen Körper der II. Eruptionsphase, Vikartovce-Rücken im Einschnitt der Strasse Poprad — Kvetnica — Hranovnica (SO des Steinbruches Kvetnica-Nord).

## Erläuterungen zu den Profilen I—VI:

1. Feinkörnige Grauwacken-, Quarzkonglomerate.
2. Melaphyre, Melaphyrporphyrite und Porphyrite, mandelstein-poröse, überwiegend von grüner Farbe. Polyminerale Ausfüllung von Mandeln: Chlorit, Kalzit, Baryt, Pumpellyit, Chalzedon, event. auch Cu-Mineralisierung.
3. Melaphyre, Melaphyrporphyrite und Porphyrite, Mandelstein-porphyrische, von graugrüner, grüner Farbe.
- 3a. Melaphyre, Melaphyrporphyrite und Porphyrite, porphyrische, von graugrüner, grüner Farbe.
4. Melaphyre, Melaphyrporphyrite und Porphyrite, feinkörnige und mittelkörnige, von grüner Farbe und bei epidotisierten Partien von hellgrüner, gelbgrüner Farbe.
5. Kontakt von vulkanischen Gesteinen und Sedimenten, hauptsächlich durch kausische Metamorphose erwiesen.
6. Pyroklastische Sedimente (Tuffe, Tuffite, tuffitische Sandsteine und Schiefer, Sandsteine und Schiefer mit vulkanogener Beimengung).
7. Buntgefärbte Sedimente: Grauwacken- und Grauwacken-Quarzsandsteine, sandige, tonig-sandige und tonige Schiefer.

8. Dunkelgraue, stellenweise bis schwarzgraue, tonig-sandige Schiefer, schieferige Grauwackensandsteine und Grauwacken.
9. Gang von feinkörnigem Dioritporphyrit von graugrünllicher Farbe. Kontaktmetamorphose seines Liegenden und Hangenden.

Übersetzt von J. Pevný

Йозеф Возар

## Распространение пермских вулканических пород хочской единицы на северных склонах Низких Татр

Резюме словацкого текста

В Западных Карпатах верхний палеозой хочской единицы имеет значительное распространение. Развитие образующих его пород, как осадочных, так и вулканических, весьма характерно. В связи и исследованиями основания неовулканических пород Центральной Словакии, производившимися в Малых Карпатах и горах Трибеч, мы изучали, начиная с 1966 года, осадочно-вулканогенный комплекс верхнего палеозоя и в Низких Татрах. На северных склонах этих гор, на общих пространствах, сохранился верхний палеозой — верхний карбон и пермь, а также изверженные породы. Особое внимание уделялось изучению пермских вулканических пород с точки зрения их возраста, распространения, строения, выходов и типа магмы. Подробная петрографическая характеристика вулканических и пирокластических пород дополняет общее представление о пермских изверженных породах, которые вместе с осадочными отражают условия развития одного из важнейших этапов всего альпийского цикла. Знание палеовулканических и палеогеографических условий лежит в основе анализа и восстановления развития карпатской области в верхнепалеозойское время. Результаты исследования пермских изверженных пород хочской единицы в Низких Татрах помогут решить общую проблематику верхнего палеозоя, включая проявления вулканической деятельности.

Нижняя часть хочской единицы представлена верхним палеозоем, имеющим характер осадочно-вулканогенного комплекса, весьма распространенного в Западных Карпатах (Малые Карпаты, Стражовские горы, Поважский Иновец, Трибеч, основание неовулканических пород Центральной Словакии, южные и северные склоны Низких Татр). В прошлом этот комплекс называли «мелафировой серией» (Р. Кеттнер 1931) или «верфеном с мелафирами» (Д. Андрусов 1959) и, за исключением серых слоев (верхний карбон по имени Д. Андрусова), относили к триасу.

На северных склонах Низких Татр верхнепалеозойский осадочно-вулканогенный комплекс тянется от Янской долины через долины Малужины, Сваринки, Иполтицы, Чирного Вага до области Вернарского ручья в восточной части гор. Он слагает также значительную часть Викартовского хребта к югу от сел. Свит и г. Попрад, продолжаясь в восточном направлении до фундамента Спишской котловины. Верхний палеозой, представленный в нижней части хочского покрова, является тектонической кровлей мезозоя (неокома) серии Велького Бока.

Геологический институт имени Диониза Шгура, Братислава, Млынска долина 1



Верхний карбон представлен серыми слоями мелкогалечных конгломератов, граувакк, граувакковых песчаников, песчанистых и глинистых сланцев, графитовых сланцев с остатками флоры: *Asterotheca miltoni* Artis, *Asterotheca arborescens* Brongniart, *Cordaites palmaeformis* Goerpergt, которые были изучены и описаны В. Ситаром-Й. Возаром (1973). Возраст серых слоев был уже раньше доказан палинологически (Ж. И л а в с к а 1963, 1964). В верхнем карбоне наблюдаются жилы диоритовых порфиритов, которые рассматриваются как подповерхностные, образовавшиеся на незначительной глубине эквиваленты пермских пород (В. Щ а с т н ы й 1927). Верхний карбон распространен неравномерно, образует линзы разных размеров, во многих местах частично тектонически выжат. Наиболее полный стратиграфический разрез наблюдается в западной и восточной частях горной области (Нижна Боца, Вернарский ручей). Вследствие тектонического положения верхнего карбона, а, значит, и всего хочского покрова, нижняя часть последнего нам совершенно неизвестна — по всей вероятности она целиком выжата.

Пермь хочской тектонической единицы можно в общих чертах охарактеризовать как толщу слоев неоднородного петрографического состава с продуктами двух эруптивных фаз. Ее граница с верхним карбоном литологически четкая (горизонт олигомиктовых конгломератов, на который налегают пестроцветные отложения нижней перми), документированная остатками флоры (В. С и т а р - Й. В о з а р 1973). Наличие формы *Callipteridium gigas* Guttbier позволяет отнести в стратиграфической схеме низы толщи к нижней перми. К ней относят серо-бурые, красно-бурые олигомиктовые конгломераты, граувакковые песчаники с обломками горных пород, пестроцветные глинистые, глинисто-серицитовые, глинисто-песчанистые сланцы, граувакки, граувакковые песчаники и продукты извержения первой фазы.

Верхняя пермь документирована палинологически (Ж. И л а в с к а 1963, 1964, Е. П л а н д е р о в а 1973); она представляет собой верхнюю часть пестроцветной толщи, поднимающейся до основания четко выраженного литологически нижнего триаса (А. Б и е л ы й 1965). К этой толще относятся кварцевые и граувакковые песчаники телесно-бурого и красно-бурового цвета, глинистые, глинисто-серицитовые и глинисто-песчанистые сланцы, граувакки, отложения подобные лагунным, продукты извержения второй фазы, поствулканические отложения (песчанистые и глинистые сланцы) в непосредственном основании кварцевых песчаников и кварцитов нижнего триаса.

Пермские вулканические породы образовались во время двух эруптивных фаз и отличаются друг от друга возрастом, распространением, петрохимическим характером, интенсивностью аутометаморфизма, эксплозивной деятельностью. Первая фаза представлена одним лавовым покровом простого строения. При второй эруптивной фазе, значительно более мощной, образовалось несколько покровов различных размеров, причем имела место интраэффузивная седиментация, что сильно усложнило строение возникших в то время вулканических пород (Й. В о з а р 1971). Химизм продуктов извержения первой фазы довольно постоянный, различия в основности магмы минимальные. Эти породы наблюдаются в верхних участках долин водотоков Иполтицы, Бенковского, в области к востоку от сел. Липтовска Тепличка до Вернарского ручья. Шкала дифференциации вулканических пород второй фазы извержения значительное более пестрая вследствие наличия нескольких лавовых покровов. Эти породы наблюдаются в верхней части Янской долины до восточного участка Викартовского хребта, Вернарского ручья; предполагается,

что они находятся и под палеогеном Спишской котловины. Пермские изверженные породы хочской единицы генетически связаны с габбро-диоритовой, до известной степени дифференцированной магмой (Й. В о з а р 1973). Магматические тела, в большинстве эффузивные или же застывшие на небольшой глубине, состоят из мелафира, мелафир-порфирита, порфирита, местами жильного диоритового порфирита. Условия, при которых происходила кристаллизация, нашли свое отражение в структурно-текстурном характере изверженных пород, на основании которого и выделены следующие структурно-текстурные разновидности: мелко и среднезернистая, амигдалоидно-пористая, амигдалоидно-порфировая, порфировая. Все эти разновидности были установлены при полевых работах и изображены на карте. Особой группой пород являются пирокластические, которые представлены в разных толщах, главным образом поблизости эффузивных. Наблюдаются туфы, туффиты, туфовые песчаники и аргиллиты. Среди приведенных главных групп пирокластических отложений встречались некоторые специфические типы пород (базальные брекчии, туфы с бомбами и лапилли и другие).

Главной чертой пермского вулканизма хочской единицы является его линейность. В верхнепалеозойское время зона седиментации этой единицы представлялась, в структурном отношении, как бассейн, вытянутый наподобие трога. Ее образование было, по-видимому, приурочено к продольным разломам, являвшимся главными приводными путями при поднятии магмы. Подобный трогу бассейн хочской единицы являлся важным структурным и палеогеографическим промежуточным звеном конца варисской складчатости и начального (эмбрионального) развития альпийского цикла. Тут явно выступает общая палеогеографическая и структурно-тектоническая связь верхнего палеозоя и мезозоя. Пермские вулканические породы хочской единицы принимали участие в этом начальном развитии альпийской геосинклинали.

Пояснения к рисункам:

#### Профили I—VI

- I. Профиль через вулканическое тело второй эруптивной фазы на левом склоне долины Нижний Хмеленец.
- II. Профиль через толщу верхнего карбона—нижней перми южной части долины Бенковского ручья к СЗ от домика лесничего Кременина.
- III. Профиль через вулканическое тело второй эруптивной фазы в северной части долины Бенковского ручья к ЮВ от слияния с рекой Чиерный Ваг.
- IV. Профиль через вулканическое тело второй эруптивной фазы в долине Чиерный Ваг к СЗ от сел. Липтовска Тепличка (участок между домиками лесничих Колесарка и Белый Поток).
- V. Профиль через вулканическое тело второй эруптивной фазы. Высота «На едлинской» (1090,9 м н. ур. м.) к северу от сел. Липтовска Тепличка, восточнее долины Чиерного Вага.
- VI. Профиль через вулканическое тело второй эруптивной фазы. Викартовский хребет, выемка шоссе Попрад—Кветница—Грановница (к ЮВ от каменоломни Кветница-север).

## Объяснения к профилям I—VI

1. Мелкозернистые граувакковые кварцевые песчаники.
2. Мелафиры, мелафир-порфириды и амигдалоидно-пористые порфириды, преимущественно зеленого цвета. Полиминеральные выполнения миндалевидных пустот: хлорит, кальцит, барит, пумпеллит, халцедон, иногда медьсодержащие минералы.
3. Мелафиры, мелафир-порфириды и амигдалоидно-порфиновые порфириды серо-зеленого и зеленого цвета.
- 3а. Мелафиры, мелафир-порфириды и порфиновые изверженные породы серо-зеленого и зеленого цвета.
4. Мелафиры, мелафир-порфириды, мелко- и среднезернистые порфириды зеленого цвета, эпидотизированные участки светло-зеленые и желто-зеленые.
5. Контакт изверженных и осадочных пород, выявленный главным образом каустическим метаморфизмом последних.
6. Пирокластические отложения (туфы, туффиты, туфовые песчаники и сланцы, песчаники и сланцы с примесью вулканогенного материала).
7. Пестроцветные отложения: граувакковые и граувакково-кварцевые песчаники, песчаные, песчано-глинистые и глинистые сланцы.
8. Темно-серые, местами черно-серые, песчано-глинистые сланцы, сланцеватые граувакковые песчаники и граувакки.
9. Жила мелкозернистого диоритового порфирита зеленовато-серого цвета. Кровля и подошва жилы подверглись контактовому метаморфизму.

## Объяснения к профилям через долины Малужины и Иполтицы:

**Хочская единица:** 1. нижний триас — сейсс: кварцевые песчаники и кварциты; пермь: 2. пестроцветные глинистые, глинисто-песчаные и песчаные сланцы, полимиктовые конгломераты, горизонты туфов, туффитов, туфовых песчаников и сланцев; 3. мелко и среднезернистые разновидности мелафиров, мелафир-порфиритов и порфиритов; 4. амигдалоидно-пористые разновидности мелафиров, мелафир-порфиритов и порфиритов; 5. амигдалоидно-порфиновые до порфиново-амигдалоидные разновидности мелафиров, мелафир-порфиритов и порфиритов; 6. порфиновые разновидности мелафиров, мелафир-порфиритов и порфиритов; 7. туфы, туффиты, туфовые песчаники и сланцы; 8. жильные тела диоритовых и габбро-диоритовых порфиритов; верхний карбон: 9. серые глинистые, глинисто-песчаные и песчаные сланцы, граувакки, граувакковые сланцы, граувакковые песчаники, конгломераты.

**Мезозой серии Велького Бока:** 10. неоком: серые сланцеватые мергелистые известняки.

## Легенда карты и профилей

**Четвертичные отложения:** 1 — суглинки; 2 — аллювий, 3 — осыпи, конусы осыпей; 4 — травертины. **Центральнокарпатский флиш — палеоген:** 5 — базальные конгломераты, песчаники, аргиллиты. **ХОЧСКАЯ ЕДИНИЦА — триас:** 6 — средний триас: серые доломиты и доломитовые известняки; 7 — нижний триас — кампиль: пестроцветные глинистые, глинисто-песчаные, песчаные сланцы, граувакковые песчаники, граувакки, ники и кварциты, местами с прослоями глинистых сланцев; пермь: 9 — пестроцветные глинистые, глинисто-песчаные, песчаные сланцы, граувакковые песчаники, граувакки, кварцевые пески, полимиктовые конгломераты, пирокластические отложения; 10 — мелко и среднезернистые разновидности мелафиров, мелафир-порфиритов и порфиритов; 11 — амигдалоидно-пористые разновидности мелафиров, мелафир-порфиритов и порфиритов; 12

— амигдалоидно-порфиновые разновидности мелафиров, мелафир-порфиритов и порфиритов; 13 — порфиновые разновидности мелафиров, мелафир-порфиритов и порфиритов; 14 — туфы, туффиты, туфовые песчаники и туфовые сланцы; 15 — жильные тела диоритовых и габбро-диоритовых порфиритов; верхний карбон: 16 — стефанский ярус: серые глинистые, глинисто-песчаные, песчаные сланцы, граубакки, граувакковые песчаники и сланцы, полимиктовые конгломераты. МЕЗОЗОЙ СЕРИИ ВЕЛЬКОГО БОКА — мел: 17 — неомел: серые сланцеватые мергелистые известняки. ДЮМБИЕРСКАЯ ЗОНА — мезозой: 18 — нижний триас: крупно и среднезернистые кварциты, отчасти эпиметаморфизованные. Массив кристаллических пород: 19 — гранит дюмбиерского гипа.

Другие условные обозначения: 20 — направление и наклон плоскостей сланцеватости; 21 — направление и наклон плоскостей слоистости; 22 — разломы, предполагаемые разломы, разломы закрытые молодыми образованиями, разломы с обозначением направления наклона; 23 — линии надвигов; 24 — источники.

Перевод В. Андрусовой



Ján Ilavský

## Príspevok k paleogeografii gelnickej série gemeríd na základe rozšírenia stratiformných zrudnení

{17 obrázkov v texte, angl. a nemecké resumé}

**Abstrakt.** Gelnickú sériu gemeríd možno rozčleniť na základe rozšírenia karbonátových hornín na štyri veľké litofaciálne alebo paleogeografické zóny. Do týchto zón zapadajú rôzne typy karbonátových, sulfidických a kysličníkových zrudnení Fe, Mn, Mg, Cu, Pb, Zn, Sb a Hg, Au. To umožňuje úplne novým spôsobom oceňovať ich prognózy a perspektívy.

### Úvod

O gelnickej sérii v gemeridách sa dosiaľ hovorilo ako o jednotke kambrosilúrskeho veku. Rozsiahne geologicko-mapovacie práce po druhej svetovej vojne vymedzili jej geografické rozšírenie. Bol podrobne preskúmaný a spresnený petrografický a litologický obsah tejto série, stratigrafické členenie, petrografia vulkanogénnych členov, a to kyslých hornín, i hornín bazického vulkanizmu.

Nemálo pozornosti sa venovalo tiež štúdiu vnútornej stavby, štruktúr a tektoniky tejto jednotky a v súvislosti s tým aj štúdiu metamorfózy, t. j. prvkom kliváže a bridličnatosti, jej charakteru, druhom a rozšíreniu, ako aj ich vzájomným vzťahom.

Všetky tieto práce súviseli s rozsiahlou prospekčno-prieskumnou a ťažobnou aktivitou vo viacerých typoch rudných ložísk v gelnickej sérii. Šlo hlavne o železorudné ložiská tzv. hydrotermálne metasomatického charakteru typu Nižnej Slanej, Železníka, Horného Hrádku pri Ochtinej, o pyritovo-chalkopyritové ložisko tzv. kyzovej formácie v Smolníku a celý rad hydrotermálne žilných sideritových a sideritovo-sulfidických ložísk v oblastiach Rožňavy, Drnavy, Vlachova, Smolníka, Luciabane, Sloviniak a Gelnice.

Rozsiahle vrtné a banské práce poskytujú mnoho dokonalých odkryvov a cenných poznatkov nielen o ložiskách, ale aj o prostredí, v ktorom ležia.

Pri geologicko-mapovacích prácach v regionálnej mierke, ako i pri štúdiu litológie sedimentárnych členov gelnickej série a petrografie vulkanogénnych, hlavne porfyroidných hornín, sa dosť jednoznačne potvrdzovalo, že majú monotónny charakter a fádne zloženie.

Pozornosť výskumu sa preto sústreďovala viac na otázky štruktúr, stra-

tigrafie a vnútornej stavby gelnickej série, než na jej paleogeograficko-faciálne pomery.

Treba povedať, že doterajšie metalogenetické koncepcie v tejto oblasti vysvetľovali vznik prevažnej väčšiny ložísk a zrudnení epigenetickým a hydrotermálnym spôsobom.

Podrobný rozbor priestorového rozloženia metalotektov, t. j. rudolokalizujúcich faktorov mnohých zrudnení v gelnickej sérii však ukazuje, že sa riadia zákonitostami sedimentologického a litofaciálno-paleogeografického charakteru.

Takého zákonitosti platia hlavne pre rozšírenie karbonátových hornín v pruhoch grafitických čiernych bridlíc gelnickej série, a to i vtedy, ak by sme nebrali do ohľadu zrudnenia a ložiská, ktoré sa v nich vyskytujú, len ako médium vhodné pre tzv. metasomatické zrudnenia. Ak však zoberieme do úvahy všetky druhy a typy zrudnení, ktoré sa vyskytujú v pruhoch čiernych grafitických bridlíc gelnickej série, dostaneme taký obraz ich priestorového rozmiestenia, ktorý len zvyrazňuje faciálno-litologickú a paleogeografickú zonálnosť karbonátových hornín v tejto sérii.

Poňatie litofaciálnej a paleogeografickej zonálnosti gelnickej série podanej v tomto príspevku je založené na úplne odlišných princípoch, než tomu bolo dosiaľ. V svojich dôsledkoch má vplyv na oceňovanie perspektív a prognóz určitých typov zrudnení, a tým i na budúce metodické postupy pri ich vyhľadávaní.

Takéto poňatie litofaciálnej a paleogeografickej zonálnosti gelnickej série vnáša do ďalších výskumov tejto oblasti dynamický prvok, a to v súlade s vývojom názorov na problematiku stratiformných ložísk vo svete.

Šírka vedeckých problémov v tejto súvislosti začína byť taká rozsiahla, že umožňuje uplatniť nové moderné metódy výskumu širokému okruhu špecialistov.

V tomto príspevku chceme preto poukázať na hlavné problémy a aspekty prameniace z uvedeného prístupu k riešeniu problematiky. Majú byť tézami pre budúce obdobie a zameriavajú sa viac na nové, v našej literatúre dosiaľ nediskutované problémy.

## I. Stručný náčrt histórie výskumov karbonátových hornín

Ak máme posudzovať zákonitosti rozmiestenia karbonátových hornín v gemerídnom paleozoiku, musíme hodnotiť celkovú stavbu tejto jednotky, jej paleogeografický a paleovulkanologický vývoj.

O existencii karbonátových hornín v gelnickej sérii nájdeme zmienky už v práci F. S. B e u d a n t a (1822). Karbonátové horniny v dnešnej gelnickej sérii našiel v ťažených ložiskách železných rúd v Železníku a Nižnej Slanej, kde sa v tom čase ťažili limonity.

O celkovom rozšírení a charaktere karbonátových hornín sa dozvedáme až z práce D. Š t ú r a (1869), ktorý zaznamenal karbonátové horniny i v centrálnej časti gemeríd pri Smolníku, Starej Vode, pri Polome a považoval ich za súčasť série Karpathengneissu, v ktorej ležia.

Neskôr zaznamenal karbonátové horniny v staršom paleozoiku na vrchu Hrádok J. B ö c k h (1904), ktorý ich však považoval za karbónske.

G. Eisele (1907) uvádza karbonátové horniny od Betliara a Čučmy, a to v súvislosti s mangánovými rudami, o čom neskoršie píše aj J. Šuf (1936, 1949). Spojitosť sideritových rúd s karbonátovými horninami viedla A. K. Redlicha (1926) k vysloveniu názoru o epigenetickom hydrotermálno-metasomatickom vzniku našich sideritových a magnezitových ložísk, čo sa prijíma ako genetická schéma dodnes.

Rozsiahle geologicko-mapovacie práce po druhej svetovej vojne umožnili vymedziť pruhy tmavých grafitických bridlíc tzv. silúru, na ktoré sa viažu karbonátové horniny (O. Fusán — J. Kamenický — M. Kuthan 1953; O. Fusán — M. Máška — V. Zoubek 1955; O. Fusán 1956; J. Ilavský 1957; M. Ivanov 1963). Šlo o pruhy silúru: železnický, hrádocký, nižnoslánsky, hankovsko-volovecký až starovodský, betliarsky, smolnícky, prakovský, luciabanský atď. V týchto pruhoch sa vo väčšej alebo menšej miere nachádzajú karbonáty.

V tomto a v nasledujúcich obdobiach sa sústreďovala pozornosť geológov hlavne na ložiská ležiace v týchto pruhoch: Železník (A. Grenár 1960), Nižná Slaná (V. Hanuš 1956, 1960; C. Varček 1959, 1965; I. Varga 1963, 1965; J. Beňo 1962), Smolník (J. Ilavský 1959, 1960, 1964), výskyty mangánových rúd pri Čučme a v Bystrom Potoku (J. Kantor 1954), olovozinkových rúd Alžbeta v Bystrom Potoku (O. Fusán — J. Kantor 1953), pyritu vo Veľkej Polome (J. Litavec 1956) atď.

Dôležitosť súvrství silúru z hľadiska výskytu rôznych rúd viedla GÚDŠ v rokoch 1963—1965 k zostaveniu osobitného projektu. Náplň projektu tvoril stratigraficko-litologický výskum karbonátových hornín gelnickej série, zameraný na vyhľadávanie stratiformných rúd. Na jeho riešení sa zúčastnili J. Ilavský, J. Kantor, T. Gregor, J. Beňka, J. Gubač, L. Snopko a i.

V jednotlivých sférach výskumu boli dodnes dosiahnuté určité výsledky, ktoré sú sčasti zverejnené a sčasti sú v rukopisoch.

V tejto etape dokončil na Geologickom ústave Dionýza Štúra kolektív autorov P. Reichwaller, J. Ivanička, A. Lamoš, A. Vožárová, J. Chmelík pod vedením L. Snopku edíciu geologických máp v mierke 1 : 25 000. Výsledkom mapy je nová koncepcia geologickej stavby, stratigrafie a štruktúr, ktorý vypracoval L. Snopko (1974).

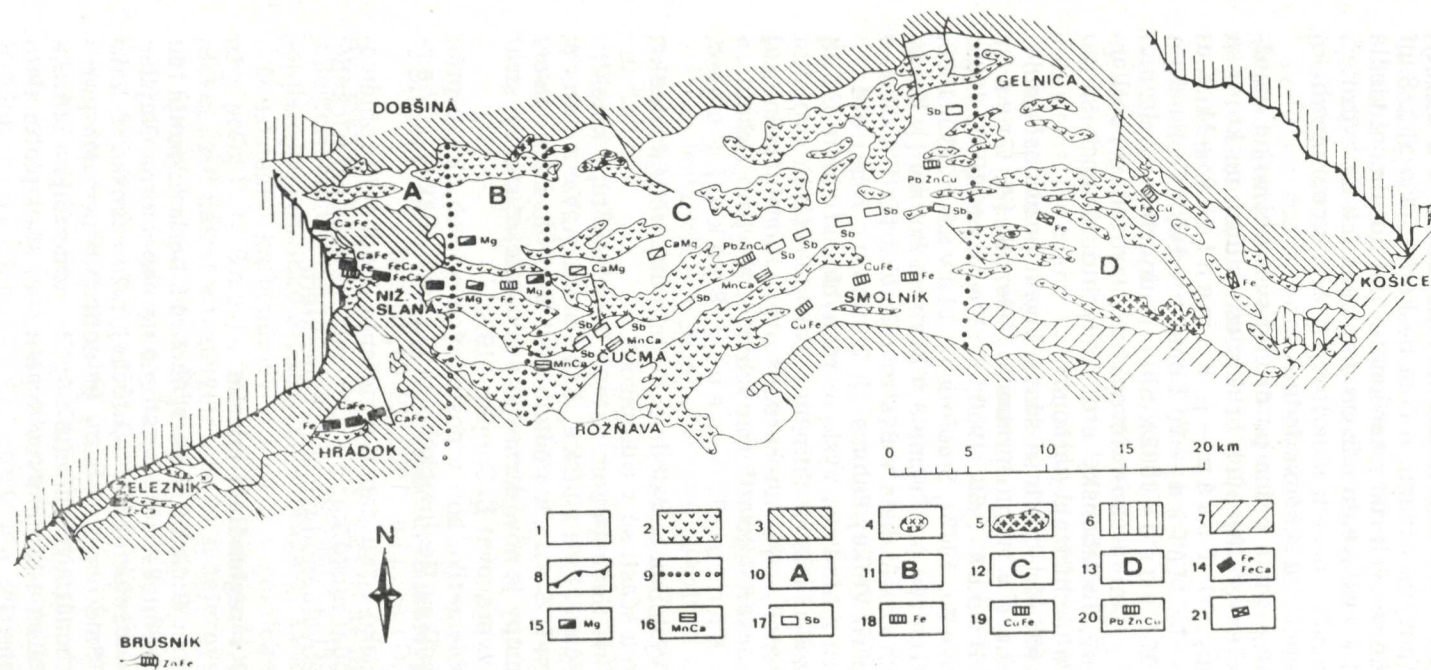
Príspevkom k tejto problematike boli v posledných rokoch okrem prác GÚDŠ aj výsledky pracovníkov Geologického prieskumu, hlavne I. Vargu (1963, 1965, 1970), P. Greculu (1963, 1970a, b) atď.

Všetky citované práce, ako i skúsenosti z riešenia podobnej problematiky vo svete umožňujú podať niekoľko zovšeobecnení paleogeografického, metalogenetického a paleovulkanologického charakteru.

## II. Rozšírenie karbonátov v regionálnej mierke

Pohľad na geologickú mapu Spišsko-gemerského rudohoria ukazuje, že karbonátové horniny sú v gelnickej sérii rozšírené nerovnomerne. Najviac ich je v západnej časti — v železníckej, hrádockej, nižnoslánskej a hankovsko-volovskej oblasti. Smerom na V sa v jednotlivých pruhoch grafitických bridlíc rozsah karbonátových hornín nápadne znižuje a stávajú sa sporadickými. Pre rozšírenie karbonátov v gelnickej sérii platia tieto priestorové zákonitosti (obr. 1):





Obr. 1

Spišsko-gemerské rudohorie. Paleogeografické a litofaciálne zóny v gelnickej sérii [J. Ilavský 1973].

1 — sedimenty gelnickej série (fylity, kremence, lydity, karbonáty); 2 — vulkanické horniny gelnickej série (porfýry, porfýroidy, ich tufy a tufity); 3 — mladšie členy gemeríd (devón, karbón, perm, trias); 4 — granitoidy od Turčoka varíského veku; 5 — gemeridné granitoidy (kriedového veku); 6 — jednotky a série zóny veporid; 7 — vnútrokarpatský miocén; 8 — lubenicko-margeciánska línia nasunutia gemeríd na veporidy; 9 — hranice jednotlivých litofaciálnych zón gelnickej série; 10 — litofaciálna zóna vápencovo-sideritová; 11 — litofaciálna zóna magnezit-dolomitová; 12 — litofaciálna zóna dolomitová; 13 — litofaciálna zóna bez karbonátov; 14 — ložiská stratiformných sideritových rúd (Fe-siderity, Fe—Ca-ankerity); 15 — výskyty magnetitových stratiformných rúd; 16 — výskyty stratiformných mangánových rúd rodonitového typu; 17 — ložiská a výskyty rúd antimónu žilného a stratiformného typu; 18 — výskyty pyritových stratiformných rúd; 19 — ložiská a výskyty pyrit-mednatých stratiformných rúd; 20 — výskyty oloveno-zinkovo-mednatých rúd s pyritom stratiformného typu; 21 — výskyty hematitových a magnetitových Fe-rúd stratiformného typu.

1. Maximum karbonátových hornín, ich najväčšie mocnosti, najväčšie smerné rozsahy a najvýznamnejšie sideritové ložiská v nich sú umiestené v litofaciálnej zóne sj. smeru, resp. smeru SSV—JJZ pozdĺž styku s veporidami. Vystupujú v nej hlavne vápence a siderity. Sú tu tiež ankerity. Veľmi málo je v nej dolomitov.

2. Zóna v. od predošlej zaberá plochu od Hnilca a Súľovej po obce Vlachovo, Poloma, Henckovce až Rožňavské Bystré a v pruhoch grafitických fylitov gelnickej série má zastúpené karbonátové horniny v oveľa menšej miere. Ich rozmery a hrúbka sú menšie ako v predchádzajúcej zóne. Na túto zónu sa viažu zrudnenia s magnezitom, ferodolomitom a v celkom malej miere aj zrudnenia s pyritom.

3. V zóne ležiacej v. od predošlej sa karbonátové horniny vyskytujú len sporadicky, resp. je ich viac už len v jednom centrálnom, voloveckom pruhu. Zloženie karbonátov v tomto pruhu zodpovedá dolomitom. Tam, kde vystupujú v úzkej náväznosti na karbonátové horniny bázické vyvreliny gabroidného alebo diabasového zloženia, vyskytujú sa zrudnenia a ložiská Pb, Zn, Cu, FeS<sub>2</sub>, ako i mangánové rudy, príp. tiež antimonitové rudy.

Táto zóna je v porovnaní s predošlými dvoma relatívne široká a zaberá oblasti obcí Nálepkovo, Švedlár, Mníšek, Stará Voda, Smolník, Uhorná, Čučma, Betliar a Rožňava.

4. Posledná zóna sa tiahne smerom na východ od predošlej zóny. Podľa povrchových mapovacích prác je sterilná na karbonátové horniny v gelnickej sérii. Karbonáty sa tu vyskytujú len ojedinele, viac-menej náhodne a sú veľmi malé. Kryje oblasť východnej časti gemeridného staršieho paleozoika v priestoroch Gelnice, Prakoviec, Koyšova, Luciabane, Medzeva, Poproč. V areáloch tejto zóny vystupujú v pruhoch grafitických bridlíc diabasové až gabroidné horniny, na ktoré sa viažu pyritovo-chalkopyritové zrudnenia, gabroidné horniny s magnetitovými zrudneniami, magnetitovo-hematitové zrudnenia viazané na porfyroidové tufy a antimonitové zrudnenia v grafitických fylitoch.

Uvedená zonálnosť gemeridného paleozoika, stanovená na základe rozšírenia karbonátov v grafitických bridliciach a tiež na báze rozšírenia stratiformných zrudnení viazaných na karbonáty alebo na čierne grafitické

Fig. 1

Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Paleogeographical and lithofacial zones in the Gelnica group [Ján Ilavský 1973].

1 — Sediments of the Gelnica group (phyllites, quartzites, lydites, carbonates); 2 — volcanic rocks of the Gelnica group (porphyries, porphyroids, their tuffs and tuffites); 3 — younger members of the Gemerides (Devonian, Carboniferous, Permian, Triassic); 4 — granitoids from Turčok of Variscan age; 5 — Gemeride granitoids (of Cretaceous age); 6 — units and series of the Veporide zone; 7 — Inner Carpathian Miocene; 8 — Lubeník—Margecany overthrust line of the Gemerides on the Veporides; 9 — boundaries of individual lithofacial zones of the Gelnica group; 10 — limestone — siderite lithofacial zone; 11 — magnesite — dolomite lithofacial zone; 12 — dolomite lithofacial zone; 13 — lithofacial zone without carbonates; 14 — deposits of stratiform siderite ores (Fe-siderites, Fe—Ca-ankerites); 15 — occurrences of magnesites of stratiform type; 16 — occurrences of stratiform manganese ores of rhodochrosite — rhodonite type; 17 — deposits and occurrences of antimony ores of vein and stratiform type; 18 — occurrences of pyrite stratiform ores; 19 — deposits and occurrences of pyrite-copper stratiform ores; 20 — occurrences of lead-zinc-copper ores with pyrite of stratiform type; 21 — occurrences of haematite and magnetite Fe ores of stratiform type.

fylity, má charakter faciálnej horizontálnej zonálnosti normálnych morských bazénov v zmysle známych zákonitostí priestorového rozmiestenia morských sedimentov (L. V. Pustovalov 1940; H. Schneiderhöhn 1941; F. J. Pettijohn 1957; M. V. Klenova 1948 atd.).

Jednotlivé faciálne zóny morských bazénov charakterizoval zo stanoviska sedimentárnych rudných formácií H. Schneiderhöhn (1941) nasledovne:

1. pobrežná plážová zóna: konglomerátové a pieskovcové železné rudy oxidického typu, guánové fosfáty, rozsypy ťažkých minerálov Ti, Zr, Sn, magnetitu a pod.;
2. plytkomorská zóna s oolitickými kysličníkovými rudami železa, železato-železité silikátové rudy a ďalej mangánové kysličníkové až karbonátové rudy;
3. hemipelagická zóna (šelfová) s vývojom čiernych bridlíc s pyritom, Cu rudami, exhalačno-sedimentárnymi Fe oxidmi a sulfidmi Cu, Pb, Zn, ako i morskými fosforitmi;
4. hlbokomorská zóna, ktorá nemá spravidla žiadne rudné formácie;
5. pobrežno-lagunárna zóna s morskými solonosnými formáciami: sadrovcovo-anhydritovou, s kamennou solou, draselnými a magnéziiovými soľami a so slanými ílmi.

Táto schéma bola v priebehu ďalších rokov dopĺňaná a upravovaná z rôznych hľadísk a v rozmanitých podmienkach.

Tak napr. F. J. Pettijohn (1949) rozoznával nasledovné zóny sedimentárnych železných rúd: 1. pobrežné sedimenty hematitové a limonitové s Fe<sup>3+</sup>, 2. zónu plytkého mora s Fe<sup>2+</sup> a tvorbou šamozitu a leptochloritu, 3. zónu karbonátov Fe (sideritu a peľosideritu), 4. zónu s Fe sulfidmi v hlbšom a nevetranom mori.

Pre železorudné ložiská oblasti Michigan v USA a Kanade vypracoval H. L. James (1954) nasledovnú schému faciálnej zonálnosti: 1. pobrežná zóna Fe silikátov, 2. zóna železitých karbonátov, 3. najhlbšia a od pobrežia najvzdialenejšia zóna je s Fe sulfidmi (pyritom).

H. Borchert (1960) uvádza pre normálne morské sedimenty faciálnu zonálnosť nasledovného typu: 1. zóna plážová s oolitickými Fe rudami (trojmocným Fe — hematit, limonit), 2. zóna šelfového svahu s Fe karbonátmi (peľosideritmi), 3. zóna šelfového prahu so šamozitmi a 4. zóna so sulfidmi (hlbokomorská).

W. G. Garlick (in R. H. Shales 1964) uvádzajú zonálnosť pre meďnaté sedimenty Copperbeltu v jeho východnej časti nasledovne: 1. pobrežná zóna s Cu rudami, 2. hlbšia zóna s Pb, Zn rudami, 3. najhlbšia a najvzdialenejšia zóna s pyritom.

P. Routhier (1963) uvádza pre územie Copperbeltu v Rhodézii a Katange nasledovnú faciálnu zonálnosť: 1. pobrežná zóna oxidických Fe rúd; 2. zóna plytkomorská s uránovými rudami; 3. zóna sulfidických rúd hlbšieho mora s následným usadzovaním chalkozínových rúd, potom bornitových rúd a ešte ďalej v hlbšom mori chalkopyritových rúd; 4. najhlbšia je zóna s pyritovými rudami. Tieto zmeny v zložení rúd idú súbežne s faciálnymi zmenami hornín v takomto poradí: 1. zlepenca a pieskovce, 2. argility, 3. íly, 4. karbonáty.

Generálna schéma chemickej diferenciacie pri sedimentácii podľa L. B. Ruchina (1953) je nasledovná: 1. oxidy (Fe, Mn, Si), 2. silikáty (Fe), 3. karbonáty (Fe, Mg, Ca), 4. sírníky (Fe, Cu, Pb, Zn). Osobitná zóna je síranovo-chloridová evaporitového typu s následnosťou: sadrovec — kamenná soľ — KCl — MgCl<sub>2</sub> — MgSO<sub>4</sub>.

Oveľa zložitejšie pomery sú však za podmienok submarinnej vulkanickej a exhalačnej činnosti, keď sú normálne sedimentačné pomery narušené iným látkovým, teplotným, priestorovým a časovým režimom. Podľa H. Borcherta (1960, 1972) sa za takýchto podmienok vytvárajú od pobrežia smerom do mora nasledovné zóny: 1. zóna hematitová, 2. zóna magnetitová, 3. zóna meďnatých rúd, 4. zóna oloveno-zinkových rúd, 5. zóna hlbokých nevetraných bazénov s pestrou diferenciaciou vulkanizmu a pyritovými alebo

mangánovými i antimónovo-volfrámovými rudami. Ako príklady na takúto zonálnosť uvádza terény Lahn—Dill v Nemecku, škandinávské ložiská Lekksdal a turecké ložiská pri Ergani Maden.

D. E. White (1955) o poslednej mangánovo-antimonitovej formácii vo fácií čiernych bridlíc hovorí, že je závislá od bázičného vulkanizmu alebo aj od horúcich minerálnych prameňov postvulkanického typu a môže obsahovať volfrámové minerály.

Aj A. Maucher — R. Höll (1968) zdôrazňujú význam hlbokomorskej fácie grafitických fylitov s diabasovým vulkanizmom a s vápencami pre vznik antimónovo-volfrámovo-ortuťnatej formácie.

Z uvedených hľadísk nie je teda bez zaujímavosti prítomnosť volfrámových minerálov šelitu a hübneritu v niektorých antimonitových ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria a veporíd (J. Kantor 1953, 1955).

Rozčlenenie staršieho paleozoika gemeríd na uvedené zóny a fácie berie do úvahy hlavne obzory čiernych grafitických bridlíc a ich litologický obsah a netýka sa natoľko obzorov porfýrových vulkanitov, kremitých porfýrov až keratofýrov s ich tufmi a tufitmi, prípadne iných sedimentov, ktoré sú dosť fádne a nevhodné pre členenie na litofaciálne zóny.

### III. Charakteristika jednotlivých faciálnych zón

Tektonické nasunutie zóny gemeríd na veporidy pozdĺž Ľubenícko-margecianskej línie (D. Andrusov — A. Matějka 1931; D. Andrusov 1958) môže byť príčinou, že počet litologicko-faciálnych zón gemeridného paleozoika nie je úplný. V zmysle Schneiderhöhnovej klasifikácie (1941) tu chýba pobrežná konglomerátovo-piesčitá zóna a veľká časť plytkomorskej faciálnej zóny za predpokladu, že nie sú skryté vo vyššie metamorfovaných sériách veporíd.

Je známe, že M. Kužvart (1954, 1955) považoval v zmysle A. K. Redlicha (1926) ložiská magnezitov a mastkov v lokalitách Kokava, Sinec — Roháčka, Samo, Mútnik, Polom, za hydrotermálno-metasomatické alpskeho veku. Z hľadiska veku a genézy ich teda dáva do jednej skupiny s ložiskami magnezitu v gemeridnom karbone, a preto ich aj nazýva »severným pruhom«. Mastek považuje za synchronný s magnezitom, a to ako výsledok prínosu kremeňa hydrotermálnymi roztokmi, ktoré donášali i magnézium. Vek týchto ložísk považuje za poprúvkový.

Podobné názory vyslovili i mnohí ďalší bádatelia, hlavne M. Máška, V. Hanuš, Z. Trdlička, C. Varček a pod.

A. Abónyi (1971) zhrňujúc najnovšie názory o stave preskúmanosti magnezitových a mastkových ložísk na Slovensku vraví, že magnezitové ložiská gemeríd aj veporíd sú hydrotermálno-metasomatické, závislé od hlbinného magmatizmu, sú však predprúvkové. Predpokladá, že ich vek bol alpsko-cenomanský. Vychádza pritom zo skutočnosti známej od čias J. Ahlburga (1913), že sideritové ložisko Železník je tektonicky presunuté cez magnezitový karbón blízko ložiska Sirk a že tento prešmyk je mladší, ako sú zrudnenia. A. Abónyi uvádza tiež príklady metamorfózy magnezitu ložiska Ochtiná.

O ložiskách mastku a magnezitu vo veporidách A. Klíneč (1966) ako aj A. Abónyi (l.c.) hovoria, že ležia v sériách predkarbónskeho (staropaleozoického?) veku. Ložiská vznikali podľa A. Abónyiho na úkor

sedimentárnych karbonátov, uložených v sérii biotitických rúl s vložkami telies amfibolitov, mocných do 5 m a sericiticko-chloritických až chloritických fylitov. Fylity však považuje za diaforizované svory až ruly. Mineralogicky je jediným rozdielom v porovnaní s gemeridným magnezitom len obsah mastku.

Nedávno aj J. I l a v s k ý a M. Ľ a p á k (in J. S l á v i k et al. 1967) upozornili na možnosť predmetamorfného pôvodu a vzniku veporidných magnezitov a metamorfogénneho vzniku mastku v týchto ložiskách.

Za predpokladu, že posledná silnejšia metamorfóza v zóne veporíd bola v kriede, čo je napokon dokázané geochronologickými štúdiami J. K a n t o r a (1961), sa javilo, že tieto súvrstvia sú vrchnokarbónske.

Avšak novšie výskumy J. B e ň k u (1966—1973), J. B e ň k u — L. S n o p k u (1974) a J. T u r a n a — L. V a n č o v e j (1972) ukázali prítomnosť magnezitu aj vo vlachovských a betliarských vrstvách gelnickej série, čo pravdaže vrhá nové svetlo aj na problematiku magnezitov vo veporidnej zóne, lebo okrem možnosti magnezitonosného karbónu naskytuje sa tu ešte možnosť existencie staršieho paleozoika s magnezitmi vo veporidách.

Bohatstvo bázických hornín a ich viacnásobné opakovanie na krátkych vzdialenostiach pripomínajú síce skôr vrchný karbón než staršie paleozoikum, avšak nie je vylúčená ani možnosť, že tieto súvrstvia patria do staršieho paleozoika, tak, ako o tom hovorí A. K l i n e c (1966) a A. A b ó n y i (1971). Ak by totiž veporidné série s magnezitmi patrili do staršieho paleozoika, bol by pochopiteľnejší ich sedimentárno-salinárny charakter a evaporitový pôvod.

Príkladom salinárneho evaporitového vzniku sú niektoré magnezitové ložiská východných Pyrenejí, ako je Montner (J. A u b a g u e et al. 1972 — ústne zdelenie) alebo v západných Pyrenejách ložisko Pacios v španielskej provincii Lugos (J. G u i l l o u 1970). Obidve citované ložiská sú kambrické a ležia v metamorfovaných horninách typu svorov. Výskyty obdobnej genézy sú aj vo Východných Alpách (W. S i e g e l 1968).

Hojnosť bázických vulkanických hornín v staropaleozoickom magnezitonosnom komplexe by bola pochopiteľnejšia aj preto, že to bola pobrežná zóna, až zóna šelfu, kde bežne v zmysle platných geotektonických schém vznikajú s pobrežím paralelné zlomy veľkých hĺbok (van B e m m e l e n 1933; J. A u b o i n 1965 atď.).

Za staropaleozoický vek by svedčili i veľké plošné rozsahy biotitických fylitov a svorov, t. j. pôvodných grafitických bridlíc, aké sú aj v karbone, ale tam je ich podstatne menej než v gelnickej sérii.

O staropaleozoickom veku metamorfovaných sérií veporíd by mohli svedčiť i geochemické charakteristiky magnezitov od Hnúšte, Mútnika, Hačavy, ktoré sú rovnako chudobné na železo ako magnezity kambria vo vlachovských vrstvách alebo v kambriu Pyrenejí (M. A u b a g u e, J. J. G u i l l o u l.c.).

Možnosti dešifrovania predmetamorfného litologického charakteru hornín zóny veporíd na základe petrometalogenetických štúdií nesporne sú (D. H o v o r k a 1973), budú však veľmi zdĺhavé a ťažké, a preto naše námety treba chápať ako pokus o príspevok k riešeniu uvedenej problematiky.

Tektonické nasunutie gemeríd na veporidy pozdĺž lubeníckej línie spôsobuje nielen metamorfný skok medzi uvedenými dvoma zónami, ale

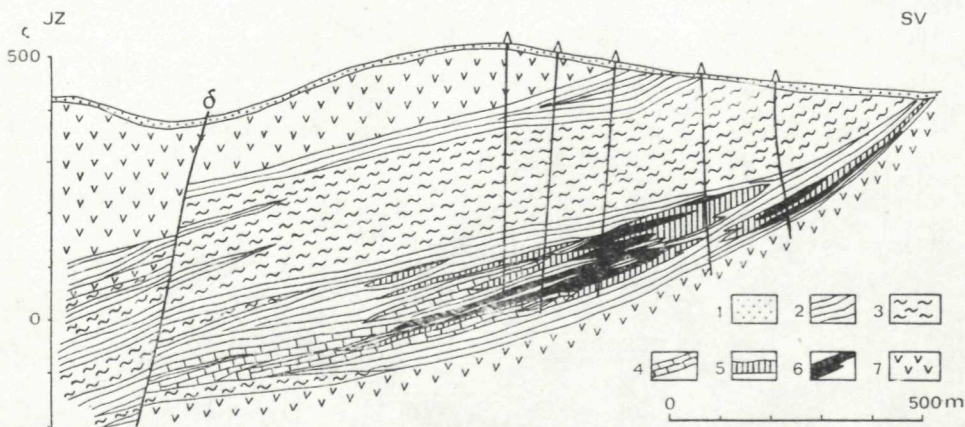
i veľkú medzeru medzi litologicko-faciálnymi zónami, ktoré sa pozdĺž nej stýkajú.

Litologicko-faciálne zóny v gemeridnom paleozoiku od lubenickej línie na východ majú totiž charakter paleogeografických pásem severo-južného smeru a podľa prevládajúceho minerálu karbonátových obzorov tu rozoznávame nasledujúce litofaciálne zóny:

1. vápencovo-sideritovú,
2. magnezitovo-dolomitovú,
3. dolomitovú,
4. zónu bez karbonátov (východnú).

Uvedené litofaciálne zóny majú rôznu šírku a pozvoľna sa prelínajú, t. j. ubúdajú minerály predošlej a pribúdajú minerály nasledujúcej zóny.

Charakter prechodov z jednej zóny do druhej nie je frontálny, ale polohy príslušných hornín sa striedajú. Pritom mocnosti a množstvo polôh nastupujúcich hornín sú väčšie a rozsiahlejšie na úkor ustupujúcich hornín. Ide teda o typický faciálny prechod motivovaný paleogeografickými a sedimentologickými podmienkami (vzdialenosť od kontinentu, hĺbka mora, charakter prostredia atď.).



Obr. 2

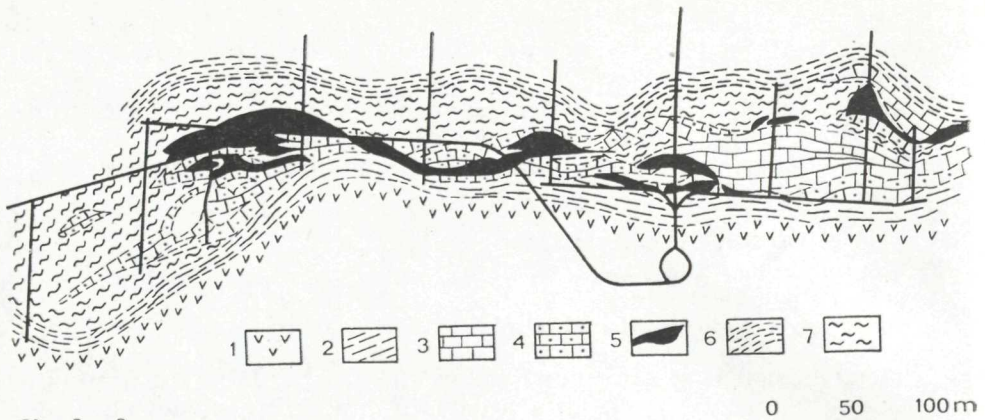
Geologický profil sideritovým ložiskom Manó-Gabriela v Nižnej Slanej (podľa A. Suchára — A. Abónyiho).

1 — kvartér (hliny, sute); 2 — sericiticko-grafitické fylity s lyditmi; 3 — grafické fylity; 4 — vápence a vápnité fylity; 5 — ankerity a ferodolomity — vrstevnaté; 6 — siderity v šošovkách a laviciach; 7 — porfyroidy a ich tuffy (2—7 gelnická séria — kambrosilúr).

Fig. 2

Geological profile of the siderite deposit Manó—Gabriela in Nižná Slaná (according to A. Suchár — A. Abónyi).

1 — Quaternary (loams, scree); 2 — sericite-graphite phyllites with lydites; 3 — graphite phyllites; 4 — limestones and calcareous phyllites; 5 — ankerites and ferrodolomites — bedded; 6 — siderites in lenticles and banks; 7 — porphyroids and their tuffs (2—7 Gelnica group — Cambrosilurian).



Obr. 3 a 3a

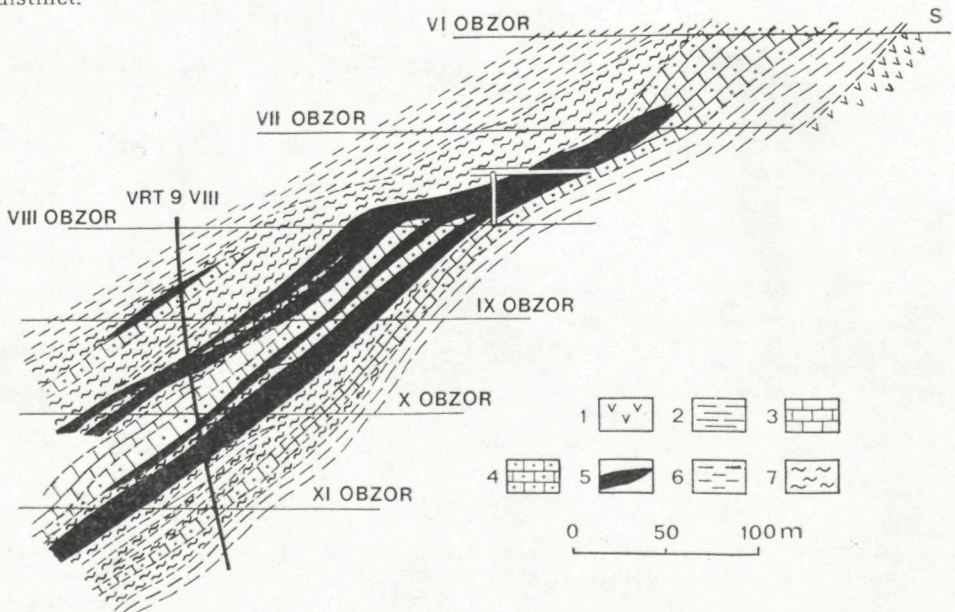
Geologický profil sideritovým ložiskom Manó v Nižnej Slanej [podľa J. Mlynára].

1 — porfyrcidy a ich tufy; 2 — podložné sericiticko-grafitické fylity s lyditi; 3 — polohy čistých vápencov; 4 — polohy ankeritov až ferrodolomitov; 5 — polohy a šošovky vrstevnatých až masívnych sideritov; 6 — nadložné sericiticko-grafitické fylity s lyditi; 7 — grafitické fylity, okolité horniny siderit-ankerit-vápencových ložísk. Rytmické striedanie polôh sideritu a ankeritu v obvzore karbonátov je výrazné.

Fig. 3 and 3a

Geological profile of the siderite deposits Manó in Nižná Slaná [according to J. Mlynár].

1 — Porphyroids and their tuffs; 2 — underlying sericite-graphite phyllites with lydites; 3 — layers of pure limestones; 4 — layers of ankerites to ferrodolomites; 5 — layers and lenticles of bedded to massive siderites; 6 — overlying sericite-graphite phyllites with lydites; 7 — graphite phyllites, country rocks of siderite-ankerite-limestone deposits. Rhythmical alternation of siderite and ankerite layers in the horizon of carbonates is distinct.



## 1. Faciálna zóna vápencovo-sideritová (A, príl. 1)

leží na značných plochách v západnej časti gemeridného staršieho paleozoika. Tvorí tu na povrchu niekoľko pruhov východozápadného smeru (železnický, hrádocký, nižnoslánsky) alebo severozápadno-juhovýchodného smeru (Hanková—Kobeliarovo).

Ako ukázali už aj staršie práce (J. Beňo 1962, L. Snopko 1967a, b, atď.), v gelnickej sérii sú aspoň štyri rytmy grafitických fylitov. Dosahujú až 600 m hrúbku, pričom obsahujú viaceré karbonátové polohy (dve aj tri, prípadne aj viac) a ich celková mocnosť dosahuje 200 m.

Dĺžky telies karbonátových hornín veľmi kolíšu v smere i po úklone od niekoľkých desiatok metrov do niekoľkých kilometrov. Karbonátové polohy nižnoslánskeho rudného poľa majú dĺžku viac ako 2 km. Podobne aj železnický pruh má dĺžku viac ako 3 km a šírku podľa vrtovej viace ako 1 km.

Ostatné šošovky karbonátových hornín v silúrskych tmavých fylitoch majú na povrchu menšie rozmery, pretože ich rozsah na povrchu nie je dobre viditeľný pre značnú zasutenosť, alebo je ovplyvnený aj tektonikou, takže zdanlivo izolované šošovky môžu byť v skutočnosti dislokovanými segmentmi jednej polohy.

Šošovky sú poväčšine oválne, t. j. prevláda v nich jeden smer. Východozápadný smer u pruhov Nižná Slaná, Železník, Hrádok, severojužný u pruhu Hanková—Kobeliarovo. Treba ale povedať, že tieto smery sú sekundárne, t. j. ovplyvnené tektonikou (smery vrás).

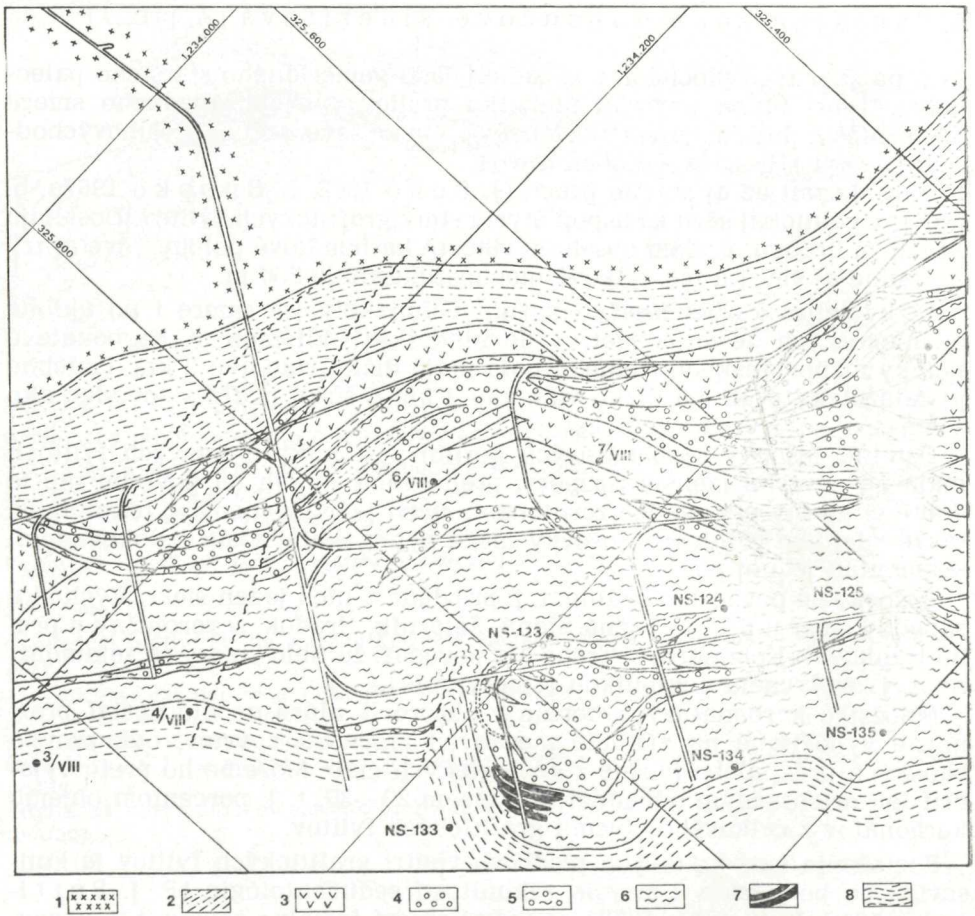
Množstvo karbonátových hornín v obzoroch silúru nebolo dosiaľ presnejšie vypočítané na základe meraných mocností z vrtovej, odkrytovej a banských prác, alebo plošne z geologických máp. Môžeme ho preto vyjadriť len orientačným odhadom a indexom 20—30, t. j. percentom objemu karbonátov z celkového objemu grafitických fylitov.

Rozloženie karbonátových polôh vo vnútri grafitických fylitov je kulisovitité, čo poukazuje v zmysle zákonitostí sedimentológie (F. J. Pettijohn 1949; R. Gräbe 1972) na veľmi pestré faciálne zmeny, t. j. nerovnakú hĺbku dna v dobe sedimentácie a na veľmi časté zmeny polohy hlbších častí sedimentačného priestoru (obr. 2, 3, 4). V niektorých prípadoch zoradenie šošoviek karbonátov budí dojem náhrdelníkovitého usporiadania, čo poukazuje na sedimentáciu z pozdĺžnych muldách tektonického alebo prúdového pôvodu (P. E. Potter—F. J. Pettijohn 1963; P. Niccolini 1970; R. Gräbe 1972 atď.).

Rekonštrukcia a priemet pruhov grafitických fylitov s karbonátmi do vodorovnej polohy ukazujú, že jednotlivé polohy alebo šošovky karbonátov nemajú navzájom voči sebe v horizontálnom zmysle stabilné postavenie, čo v určitom zmysle poukazuje na osciláciu pohybov regresného a transgresívneho typu, a tým i na varíovanie pobrežnej línie a hlbok morského dna (obr. 7, 8, 9).

Vrstevnatosť a rytmičnosť sú úplne jasným a výrazným javom vo všetkých polohách karbonátových hornín a sú efektom množstva nečistôt, resp. množstva heterogenít v sedimentačnom materiáli. Rytmy bývajú milimetrové, centimetrové až decimetrové a metrové (obr. 5, 6, 7). V zmysle známych zákonitostí sedimentológie býva jemná rytmičnosť a vrstevnatosť milimetrového charakteru vyvinutá na okrajoch šošoviek





Obr. 4

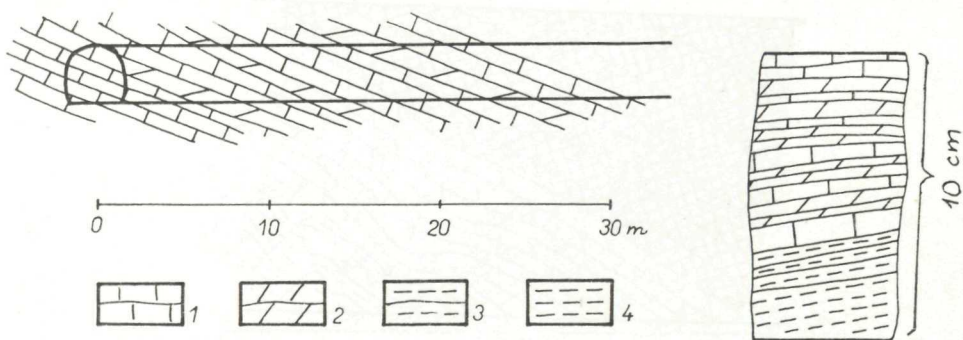
Nižná Slaná — geologická mapa obzoru X. v poli Gabriela (podľa A. Suchára — A. Abónyiho upravil J. Grosz).

1 — podložné porfyroidy a ich tufy; 2 — podložné sericiticko-grafitické fylity; 3 — vápence a dolomity; 4 — polohy ankeritov a ferrodolomitov; 5 — polohy, vrstvy a šošovky sideritov; 6 — grafitické fylity s polohami lydítov; 7 — arzeno-pyritové zrudnenie stratiformného typu; 8 — nadložné kremito-sericitické fylity.

Fig. 4

Nižná Slaná, geological map of the Xth horizon in the Gabriela field [according to A. Suchár — A. Abónyi modified by J. Grosz].

1 — Underlying porphyroids and their tuffs; 2 — underlying sericite-graphite phyllites; 3 — limestones and dolomites; 4 — layers of ankerites and ferrodolomites; 5 — layers, beds and lenticles of siderites; 6 — graphite phyllites with layers of lydites; 7 — arsenopyrite mineralization of stratiform type; 8 — overlying siliceous — sericite phyllites.



Obr. 5

Nižná Slaná, X. obzor, šachta Gabriela, prekop v reze č. 36 na južnej slednej [J. Ilavský 1972].

Rytmické striedanie polôh ankeritu (žltohnedý, hrubokryštalický) v bielych vápencoch [poriadku metrového až centimetrového].

1 — lavicovitě biele kryštalické vápence; 2 — zrnité žltohnedé ankerity v pravidelných laviciach; 3 — sericiticko-grafitické fylity; 4 — grafitické fylity.

Fig. 5

Nižná Slaná, Gabriela shaft, Xth horizon, rock crosscut in section 36 on the southern heading [J. Ilavský 1972].

Rhythmical alternation of ankerite layers (yellowish-brown, coarse-crystalline) in white limestones [of metre- to centimetre-order].

1 — Banked white crystalline limestones; 2 — grained yellowishbrown ankerites in regular banks; 3 — sericite-graphite phyllites; 4 — graphite phyllites.

Obr. 6

Nižná Slaná, šachta Gabriela, X. obzor, 10 m západne od prekopu č. 29 [J. Ilavský 1973].

Rytmické striedanie polôh a vrstvičiek vápencov, ankeritu až sideritu v grafitických fylitoch.

1 — lavicovitý, strednozrný, šedý siderit; 2 — hrubozrné svetlohnedé ankerity; 3 — biele kryštalické vápence; 4 — grafitické fylity.

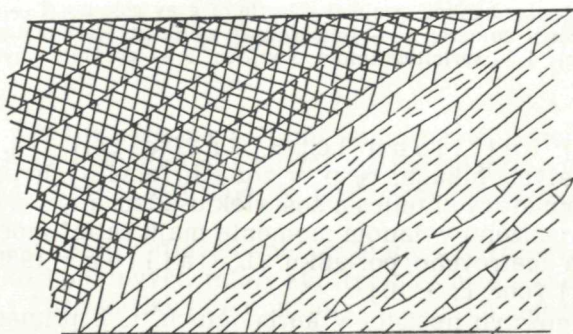
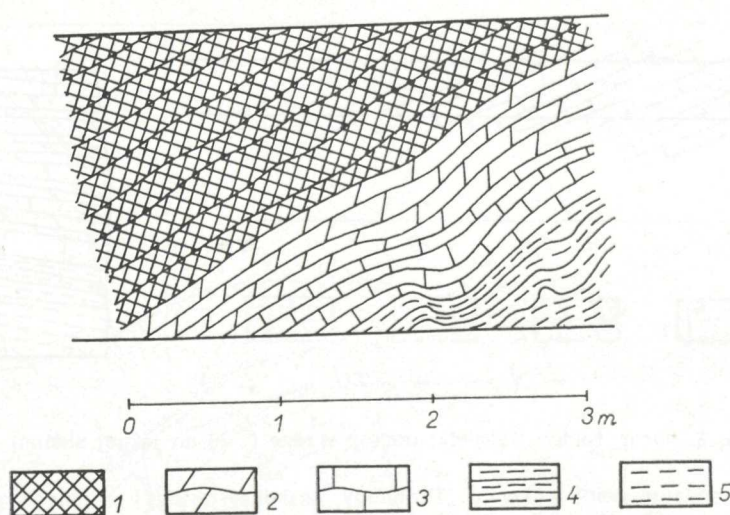


Fig. 6

Nižná Slaná, Gabriela shaft, Xth horizon, 10 m west of rock crosscut 29 [J. Ilavský 1973].

Rhythmical alternation of layers and thin beds of limestones, ankerite to siderite in graphite phyllites.

1 — Banked, medium-grained, grey siderite; 2 — coarse-grained lightbrown ankerites; 3 — white crystalline limestones; 4 — graphite phyllites.



Obr. 7

Nižná Slaná, šachta Gabriela, X. obzor, pri meračskom bode 02940 (J. Ilavský 1972). Pravidelné a rytmické usadzovanie polôh vápence, ankeritu až sideritu pri postupnom prehľbovaní mora, t. j. narastaní mocnosti lavíc karbonátov smerom do nadložia.

1 — hrubolavicovitý, zrnitý siderit šedých farieb; 2 — lavicovitý hrubozrný ankerit hnedých farieb; 3 — tenkolavicovité biele kryštalické vápence (lavičky centimetrového poriadku); 4 — sericiticko-grafitické fylity; 5 — grafitické fylity.

Fig. 7

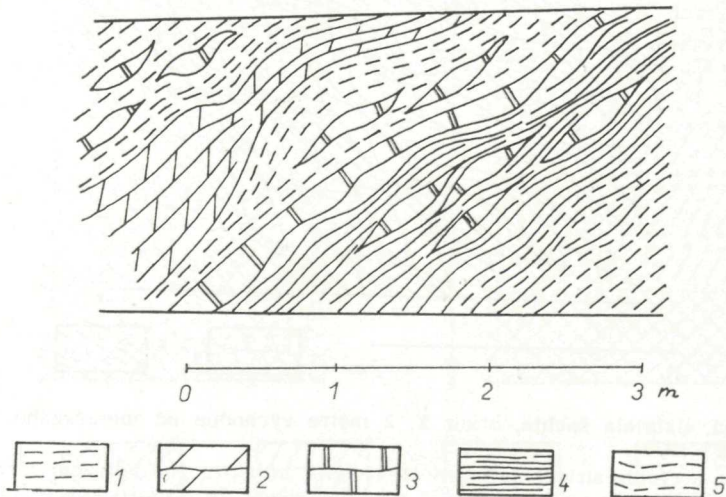
Nižná Slaná, Gabriela shaft, Xth horizon, at measuring point 02940 (J. Ilavský 1972). Regular and rhythmical deposition of layers of limestone, ankerite to siderite with gradual deepening of sea, i.e. with increasing thickness of carbonate banks toward the overlier.

1 — Coarse-banked, grained siderite of grey colours; 2 — banked coarse-grained ankerite of brown colours; 3 — thin-banked white crystalline limestones (banks of centimetre order); 4 — sericite-graphite phyllites; 5 — graphite phyllites.

(F. J. Pettijohn l.c.; R. Gräbe l.c.), t. j. tam, kde rytmy vznikali v malých hĺbkách, resp. v zónach faciálnych prechodov. Centrálné časti karbonátových telies a šošoviek usadzované v najhlbších miestach príslušného bazénu v danom momente majú zatiaľ mocnosť rytmov decimetrového a metrového poriadku (L. Cailleux 1935; L. Bubenicek 1968 atď.) (obr. 8, 9, 10).

Množstvo nečistôt v karbonátoch, t. j. prímеси grafitu, kremeňa, chlořitu, sericitu a pod., býva rozdelené v zhode s uvedenou rytmičnosťou a vrstevnatosťou. V jemnorytmických a veľmi tenkovrstevnatých karbonátoch, sedimentovaných v malých hĺbkách a blízko podkladu je ich veľa, kým smerom do stredu sedimentačných panvičiek karbonátov (súbežne s narastaním mocností vrstvičiek) množstvo prímеси grafitu, sericitu a kremeňa klesá a nadobúdajú svetlejšie farby (J. Beňo 1962; I. Varga 1965) (obr. 10).

Súčasne s množstvom nečistôt sa mení aj stupeň kryštalizácie a zrnitosť karbonátov. V okrajových častiach telies, jemnorytmických a často



Obr. 8

Nižná Slaná, šachta Gabriela, X. obzor, 9 m východne od meračského bodu 0279 [J. Ilavský 1972].

Šošovky karbonátov s náhlymi zmenami mocností — doklady rýchlych faciálnych zmien a hĺbok mora.

1 — grafitické fylity; 2 — vrstevnaté hrubozrnné ankerity; 3 — biele a šedé dolomity; 4 — sericitické fylity; 5 — sericiticko-grafitické fylity.

Fig. 8

Nižná Slaná, Gabriela shaft, Xth horizon, 8 m east of measuring point 0279 [J. Ilavský 1972].

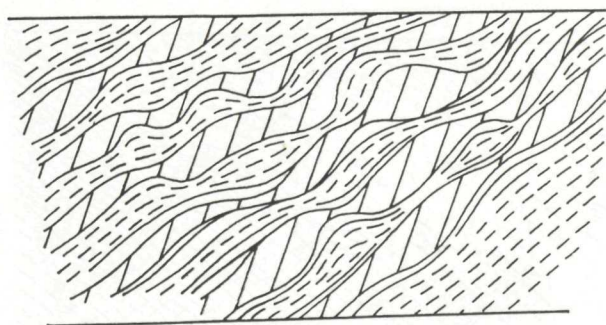
Lenticles of carbonates with sudden changes of thickness — evidences of rapid changes of facies and sea depths.

1 — Graphite phyllites; 2 — stratified coarse-grained ankerites; 3 — white and grey dolomites; 4 — sericite phyllites; 5 — sericite — graphite phyllites.

veľmi tmavých od prímiesí, bývajú karbonáty veľmi jemnozrnné, kým do stredu šošoviek a telies súbežne s ubúdaním nečistôt a s narastaním mocností rytmov a vrstvičiek sa zrnitosť zväčšuje do hrubozrnných štruktúr a masívnych textúr (obr. 10).

Gradačné zvrstvenia bývajú často veľmi pekne vyvinuté v okrajových, jemnorytmických častiach karbonátových telies ako typicky asymetrické rytmy, na báze hrubozrnné z čisto karbonátovej hmoty, v ktorých smerom nahor pribúda sericiticko-grafitickej hmoty a súbežne s tým sa zmenšuje i zrnitosť. Vzhľadom na to, že nejde o sedimentogénnu, ale o kryštalizačnú alebo rekryštalizačnú gradáciu, môžeme tomuto javu dať meno pseudo-gradačné zvrstvenie (obr. 11).

Ankerity a siderity v Nižnej Slanej vykazujú napr. vrstevný charakter v obzoroach karbonátov zloženia vápencov a dolomitov. Úplne homogénny, čistý, jemnokryštalický alebo strednozrnný vrstevnatý dolomit obsahuje milimetrové, centimetrové až decimetrové vrstvičky ferodolomitu, ankeritu až sideritu, ktoré sú celkom zhodné s vrstevnatosťou okolitých dolomitov. Opakovanie polôh ankeritu alebo sideritu v kontexte karbonátových



Obr. 9

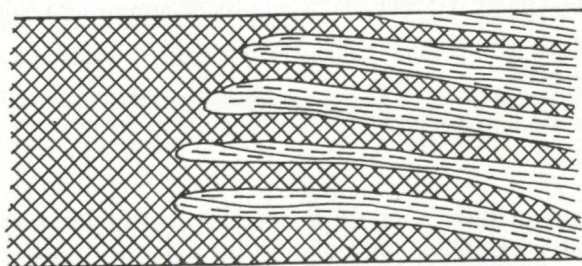
Nižná Slaná, Gabriela šachta, obzor X, 2 metre východne od meračského bodu 0279 [J. Ilavský 1973].

Veľmi náhle a rýchle striedanie mocností lavičiek ankeritu pod vplyvom rôznych hĺbok a turbiditov. O tom, že nejde o budináž svedčí okolnosť, že »zošoškovanenie« v každej vrstvičke sa riadi iným pravidlom rozmiestenia šošoviek v horizontálnom zmysle.  
1 — zrnitý ankerit hnedých farieb; 2 — grafitické fylity.

Nižná Slaná, Gabriela shaft, Xth horizon, 2 m east of measuring point 0279 [J. Ilavský 1973].

Very sudden and rapid alternation of thicknesses of ankerite banks under the influence of various depths and turbidites. The fact that not a boudinage is concerned is testified by the circumstance that »lensing« in each bed is controlled by a different rule of distribution of lenticles in horizontal sense.

1 — Grained ankerite of brown colours; 2 — graphite phyllites.



Obr. 10

Nižná Slaná, Gabriela šachta, X. obzor, prekop rezu č. 29, 5 m od slednej na juh [J. Ilavský 1973].

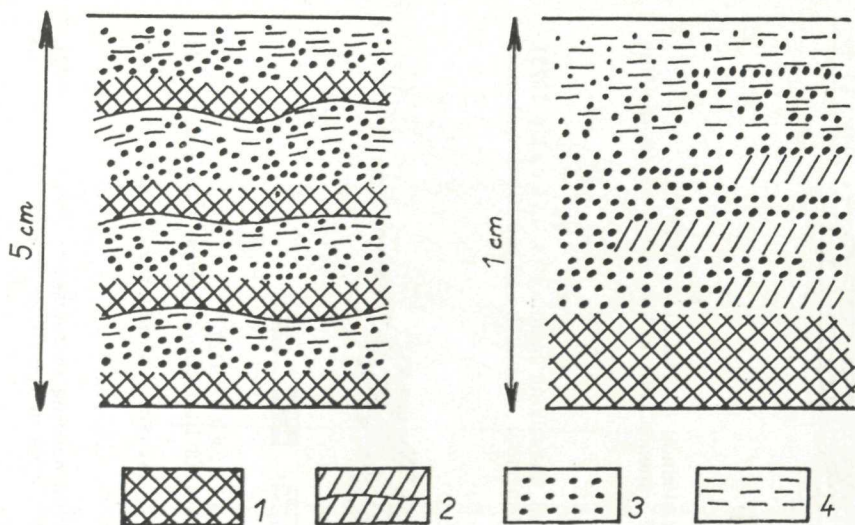
Faciálne zmeny v sideritovej polohe. Ľavá strana: hrubozrnný masívny siderit hnedej farby; pravá strana: vrstevnatý, šedý stredno- až jemnozrnný siderit s polohami sericiticko-grafitických fylitov.

1 — siderit; 2 — sericiticko-grafitický fylit.

Nižná Slaná, Gabriela shaft, Xth horizon, crosscut of section 29, 5 m from the heading to south [J. Ilavský 1973].

Facial changes in siderite layer. Left side: coarse-grained massive siderite of brown colour; right side: stratified, grey, medium-to fine-grained siderite with layers of sericite-graphite phyllites.

1 — Siderite; 2 — sericite-graphite phyllite.



Obr. 11

Nižná Slaná, Gabriela šachta, X. obzor, rez 30, pri meračskom bode 0267 [J. Ilavský 1973].

Asymetrické gradačné zvrstvenia v jemnorýtmických sideritoch.

1 — strednozrnný šedý siderit na báze rytmov; 2 — strednozrnný ankerit šedohnedej farby; 3 — jemnozrnný tmavošedý siderit s prímiesou grafitu; 4 — grafitický fylit s pyritom a veľmi malým podielom jemnozrnného tmavého sideritu na vrchnej strane rytmov.

Fig 11

Nižná Slaná, Gabriela shaft, Xth horizon, section 30, at measuring point 0267 [J. Ilavský 1973].

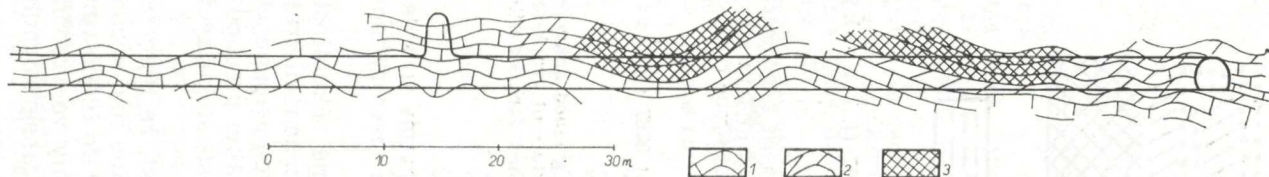
Asymmetric graded bedding in fine-rhythmical siderites.

1 — Medium-grained grey siderite at the base of rhythms; 2 — medium-grained ankerite of greyishbrown colour; 3 — fine-grained dark-grey siderite with admixture of graphite; 4 — graphite phyllite with pyrite and a very small portion of fine-grained dark siderite at the upper side of rhythms.

hornín je rytmické. V Nižnej Slanej vidno tri takéto makrorýtmusy so sideritom, pričom každý makrorýtmus sa skladá z celej série mikrorýtmov a lavíc a lavičiek (obr. 3, 4, 5).

Lavice a vrstvy ankeritu či sideritu dokumentujú výrazné zákonitosti faciálnych laterálnych zmien, a to v obsahoch nečistôt i v zmenách zrnitosti a v rytmičnosti obdobným spôsobom, ako v okolitých vápencoch a dolomitoch. Veľmi pekne bývajú vyvinuté laterálne, faciálne prechody zo sideritu do ankeritu a potom až do vápenca na vzdialenosti niekoľkých metrov (obr. 8, 10, 12, 13, 14).

Najpresvedčivejším sedimentologickým javom je okolnosť, že tieto faciálne prechody vidno vo vrstvičkách ležiacich bezprostredne nad sebou, pričom v každej vrstvičke je posunutá táto zóna prechodov do iného vertikálneho stĺpca. Teda jednotlivé homonymné faciálne zóny vo vrstvičkách nad a pod sebou sú navzájom voči sebe posúvané v transgresívnom či regresívnom zmysle (obr. 12, 13, 14).

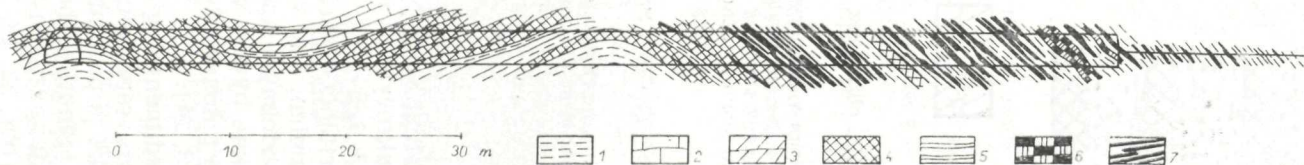


Obr. 12

Nižná Slaná, Gabriela šachta, X. obzor, prepojný prekop medzi strednou a podložnou slednou (J. Ilavský 1973). Dvojstranné laterálne prechody litofaciálneho charakteru zo sideritu do ankeritu až vápenca. Pre každú vrstvu sú litofaciálne zóny rôzne široké a rôzneho charakteru.  
1 — vápence; 2 — ankerity; 3 — siderity.

Fig. 12

Nižná Slaná, Gabriela shaft, Xth horizon, connecting crosscut between the middle and underlying heading (J. Ilavský 1973). Two-sided lateral transitions of litho-facial character from siderite into ankerite to limestone. For each bed the lithofacial zones are variously wide and of different character.  
1 — Limestones; 2 — ankerites; 3 — siderites.



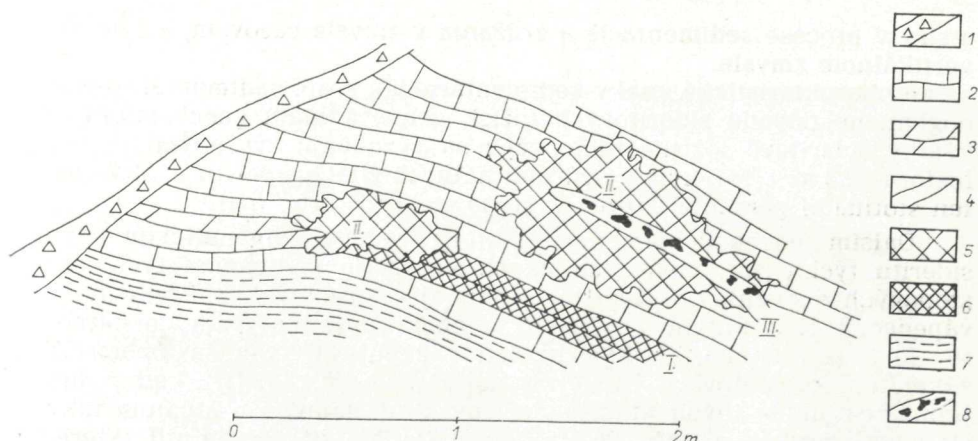
Obr. 13

Nižná Slaná, Gabriela šachta, X. obzor, prekop rezu č. 29 z južnej slednej na juh (J. Ilavský 1972). Arsenopyritové zrudnenie stratiformného typu v nadloží sideritov. Na ľavej strane obrázka litofaciálne prechody zo sideritu do ankeritu až vápencov v každej vrstve inakšie.  
1 — grafitické fylity; 2 — lavicovitý vápenec; 3 — lavice hrubozrnného ankeritu; 4 — lavicovitý stredozrnný siderit; 5 — sericitické fylity; 6 — lydity; 7 — arsenopyritová vrstevnatá ruda.

Fig. 13

Nižná Slaná, Gabriela shaft, Xth horizon, rock crosscut of section 29 from the southern heading southward (J. Ilavský 1972). Arsenopyrite mineralization of stratiform type in the overlies of siderites. On the left side of the figure lithofacial transitions from siderite into ankerite to limestones, different in each bed.

1 — Graphite phyllites; 2 — banked limestones; 3 — banks of coarse-grained ankerite; 4 — banked medium-grained siderite; 5 — sericite phyllites; 6 — lydites; 7 — arsenopyrite stratified ore.



Obr. 14

Nižná Slaná, šachta Gabriela, X. obzor, križovatka nadložnej slednej s prekopom v reze č. 37 [J. Ilavský 1972].

Vznik »metasomatických« hniezd a zhlukov sideritu II rekryštalizáciou vrstevnatého sideritu I, a to v miestach faciálneho prechodu sideritu I do ankeritu I v laviciach. Tiež vznik ešte mladých metamorfno-sekrečných žiliek kremeňa so sulfidmi ako i najmladším ankeritom III a sideritom III.

1 — tektonická breccia v poruchovej zóne; 2 — vápence lavicovité, šedé; 3 — ankerity hrubozrnné, hnedé; 4 — kremenné žily a žilky; 5 — siderit II, kryštalický, hrubozrnný, metasomatického charakteru; 6 — siderit I jemno- až strednozrnný v laviciach; 7 — grafiticko-sericitické fylity; 8 — žilky kremeňa so závalkami hrubozrnného sideritu III a sulfidických minerálov (Cu, Hg, Fe, Pb, Zn).

Fig. 14

Nižná Slaná, Gabriel shaft, Xth horizon, crossing of overlying heading with crosscut in section 37 [J. Ilavský 1972].

Formation of »metasomatic« chambers and clusters of siderite II by recrystallization of stratified siderite I in places of facial transition of siderite I into ankerite I in banks. Also formation of still younger metamorphic secretory veinlets of quartz with sulphides as well as with youngest ankerite III and siderite III.

1 — Tectonic breccia in dislocation zone; 2 — banked limestones, grey; 3 — ankerite coarse-grained, brown; 4 — quartz veins and veinlets; 5 — siderite II, crystalline, coarse-grained, of metasomatic character; 6 — siderite I fine-to medium-grained in banks; 7 — graphite-sericite phyllites; 8 — veinlets of quartz with partings of coarse-grained siderite III and sulphide minerals (Cu, Hg, Fe, Pb, Zn).

Oscilácia pobrežnej línie a hĺbok sedimentačného bazénu sa rovnako prejavuje na laviciach Fe karbonátov, ako i na bežných dolomitoch a vápencoch.

Sulfidické rudy v ložiskách Brdárka alebo Nižná Slaná, zložené z pyritu, pyrhotinu alebo arzenopyritu v nadloží sideritových šošoviek sú vážnym argumentom pre sedimentárny vznik karbonátových Fe rúd. Uloženie sulfidov je viditeľne vrstevnaté (obr. 13). Lavičky a vrstvy sulfidov ležia v grafitických fylitoch a sú v nich občas aj polohy sideritu. Rytmičnosť je výrazná na štruktúrach a textúrach rúd (obr. 15). Faciálne prechody zo sideritu do sulfidov sa zdajú byť pravdepodobnejšie než pozdejší vznik sulfidov (obr. 13). V zmysle A. G. Betechtina — A. A. Filimonovej — T. N. Šadlunovej (1958) môžu byť aj efektom režimu kyslíka



a síry v procese sedimentácie a zrážania v zmysle časovom, a tým aj vo vertikálnom zmysle.

Iné charakteristické znaky sedimentárneho, resp. sedimentárno-vulkanogénneho pôvodu sideritových ložísk gemeríd majú geochemický ráz. Všetky sideritové ložiská tohto typu sa vyznačujú zvýšenými podielmi fosforu (0,6 až 1 %), kým v hydrotermálnych žilách sideritu je obsiahnutý len stotinami percenta. Forma vystupovania fosforu: apatit.

Ďalším geochemickým znakom, ktorý svedčí o syngenetickom pôvode sideritu týchto tzv. metasomatických ložísk, je prítomnosť tých istých stopových elementov v sideritoch, ako aj v susedných ankeritoch a vo vápencoch. Kvalitatívna geochemická charakteristika všetkých karbonátov je teda rovnaká, rozdiely sú len v kvantitatívnom zastúpení. Túto zákonitosť konštatoval v Nižnej Slanej J. G u b a č (1972), i keď ju interpretoval z úplne iných hľadísk než my. Šlo menovite o štúdium takých stopových prvkov, ako Cu, Pb, Zn, Sr, Ni, Co, Mo, Bi, As, Hg atď., ktoré by v normálnych metasomaticky nepostihnutých vápencoch nemali čo hľadať.

Pokiaľ ide o pôvod kovov v sériách karbonátov gelnickej série, možno ho vysvetliť aj exogénne, aj endogénne. Za exogénny pôvod železa by mohlo svedčiť susedstvo tejto faciálnej zóny s predpokladaným kontinentom »proterokarpát« a »paleokarpát«.

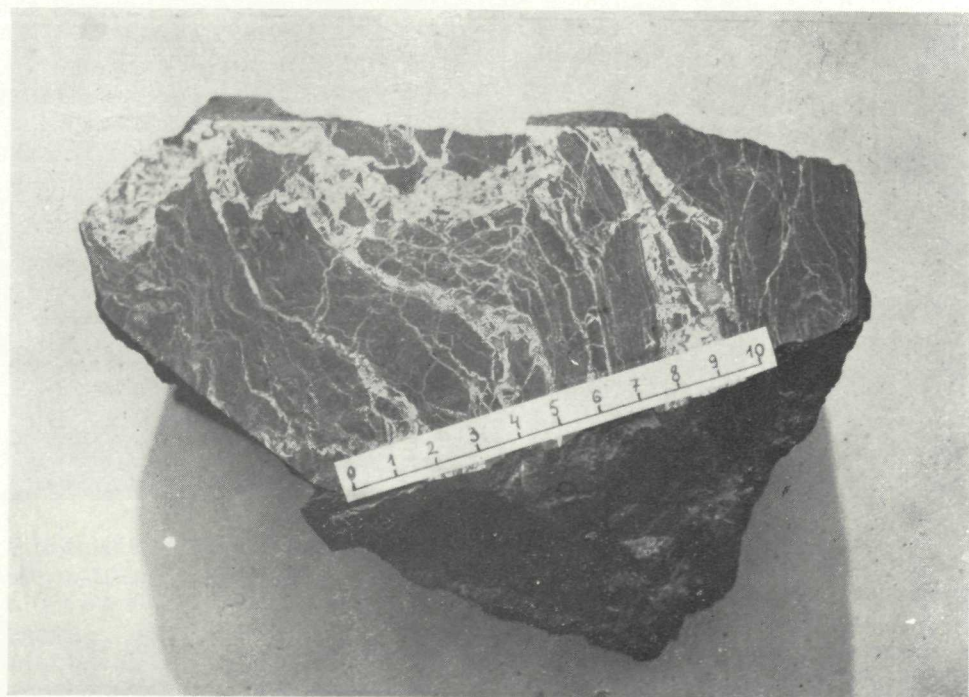
Vyvrážanie železa detritického pôvodu z roztokov nastáva v pobrežnej plytkomorskej zóne v dôsledku zmien salinity a zmien pH a Eh faktorov (N. M. S t r a c h o v 1947, M. V. K l e n o v a 1948, C. F. D a v i d s o n 1962 atď.).

Rytmičnosť zrážania Fe v sedimentárnych bazénoch je v zmysle Ch. F. P a r k a (1955), H. W e d e p o h l a (1972) a ďalších efektom koncentrácie železa v morskej vode, ako i efektom jeho rozpustnosti. Pri určitom stupni nasýtenia Fe a medzných hodnôt teplôt dochádza k náhlemu zrážaniu Fe karbonátov v morskej vode (F. J. P e t t i j o h n 1949; N. M. S t r a c h o v 1947; H. B o r c h e r t 1960).

Endogénny pôvod, hlavne exhalačný (Ch. O f t e d a h l 1958) alebo vulkanogénny (H. S c h n e i d e r h ö h n 1941; H. H e n t s c h e l 1960; V. I. S m i r n o v 1960; V. N. K o t l j a r 1964 atď.), resp. pôvod z postvulkanických horúcich prameňov (D. E. W h i t e 1955; H. B o r c h e r t 1960, 1964 atp.) má ako hlavný argument periodičnosť fungovania uvedených javov, náhlosť a explozívnosť takejto činnosti, jej určité časové trvanie a potom náhle utíchanie. Rozloženie železa takémuto priebehu často zodpovedá (obr. 5, 6, 7, 11, 12, 13, 14, 16).

Existencia výronov s Fe, H<sub>2</sub>S a celého radu iných kovov z podmorských mineralizovaných horúcich prameňov je potvrdená mnohými aktuogeologickými štúdiami (D. E. W h i t e 1955; K. B. K r a u s k o p f 1955; H. H a r d e r 1963, 1964; E. T. D e g g e n s — D. A. R o s s 1969).

Umiestenie horizontov grafitických bridlíc s karbonátmi medzi mohutnými lávovými prúdmi kremitých porfýrov a kremitých porfýrov v gelnickej sérii dokumentuje vulkanogénno-sedimentárny charakter celej série a tiež aj ložísk, na čo už poukázali A. A. K u d e n k o — V. P. S t e c e n k o (1963). Dôkazom fungovania horúcich minerálnych prameňov počas epizódy sedimentácie karbonátových obzorov so sideritom je aj množstvo polôh silicitov-ldvitov (obr. 13), ako i polôh impregnácií pyritu



Obr. 15

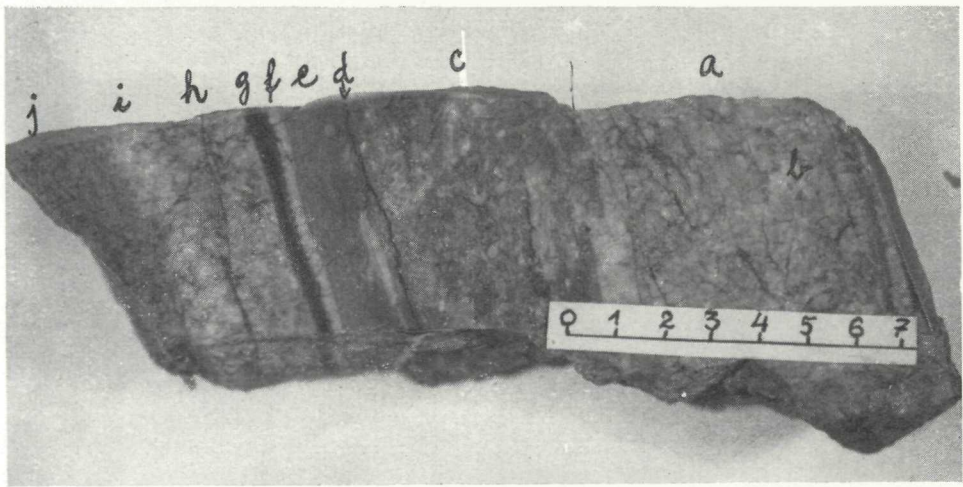
Nižná Slaná, šachta Gabriela-Manó, X. obzor, prekop z južnej slednej na juh v reze č. 29 [J. I l a v s k ý 1972].

Arsenopyritové zrudnenie (biele) v grafitických fylitoch až lyditoch (čierne). Vrstevnaté textúry arsenopyritu (vertikálne) sú mierne zvrásnené a značne mobilizáciou rozptýlené do priečných žiliek centimetrového až milimetrového poriadku vo všetkých smeroch. Kontaktný snímok J. Š v e c, GÚDŠ.

Fig. 15

Nižná Slaná, Gabriela-Manó shaft, Xth horizon, rock crosscut from the southern heading in section 29 [J. I l a v s k ý 1972].

Arsenopyrite mineralization (white) in graphite phyllites to lydites (black). Stratified structures of arsenopyrite (vertically) are slightly folded and largely scattered by mobilization into transverse veinlets of centimetre to millimetre order in all directions. Contact photograph J. Š v e c, GÚDŠ.



Obr. 16

Nižná Slaná, šachta Gabriela, X. obzor, južná sledná pri meračskom bode 0267 (J. Ilavský 1972).

Rytmičné striedanie sideritu, ankeritu až grafitických bridlíc s pyritom od bázy (a) smerom do nadložia (j).  
 a — siderit hrubozrnný, šedohnedý s reliktnými vrstevnatosti od grafitu; b — hniezdá a zhluky kremeňa v siderite; c — siderit jemnozrnný, vrstevnatý s obsahom grafitu; d — vrstvička grafitu (čierna mm poriadok); e — jemnozrnný, čierny siderit so značným obsahom grafitu; svetlé šošovky až vrstvičky v ňom tvorí ankerit; f — vrstvička ankeritu zrnitej štruktúry, báza veľmi ostro oddelená od vrstvičky e), vrch rytmu rozplývavý; g — grafitický fylit s pyritom; h — hrubozrnný siderit masívny s reliktnými vrstevnatosti (grafit v mm vrstvičkách); i — hrubozrnný ankerit hnedej farby; j — jemnozrnný šedý siderit s pyritom. (a—g: mediorytmus spodný; h—j: mediorytmus vrchný.)

Fig 16

Nižná Slaná, Gabriela shaft, Xth horizon, southern heading at measuring point 0267 (J. Ilavský 1972).

Rhythmic alternation of siderite, ankerite to graphite schists with pyrite from the base (a) toward the overlier (j).  
 a — Siderite coarse-grained, greyish-brown with relicts of stratification from graphite; b — chambers and clusters of quartz in siderite; c — fine-grained, stratified siderite with content of graphite; d — thin bed of graphite (black of mm-order); e — fine-grained, black siderite with considerable content of graphite; light-coloured lenticles to thin beds in it are formed by ankerite; f — thin bed of ankerite of granular structure, the base very sharply separated from the bed e), the top of rhythm blurred; g — graphite phyllite with pyrite; h — coarse-grained, massive siderite with relicts of stratification (graphite in mm-beds); i — coarse-grained ankerite of brown colour; j — fine-grained grey siderite with pyrite. (a—g: lower mediorhythm; h—j: upper mediorhythm).  
 Photograph: J. Švec, GÚDŠ

Foto: J. Švec, GÚDŠ.

a arzenopyritu a nepatrných zrudnení Pb—Zn—Cu rúd (geokronit, tetradrit atď.). Vznik týchto zrudnení je syngenetický s prostredím, v ktorom ležia. Dokazujú to okrem iného tiež izotopy olova geokronitu (J. Kantor 1967 in J. Slávik et al.).

Fyzikálno-chemické podmienky zrážania karbonátových alebo sulfidických rúd možno charakterizovať výsledkami aktuogeologických alebo experimentálnych štúdií (N. M. Strachov 1947; M. V. Klenova 1948; F. J. Pettijohn 1949; D. E. White 1955; H. Harder 1960, 1964; E. T. Deggens — D. A. Ross 1969 atď.).

Početné práce posledných dvoch desaťročí o obdobných terénoch, kde vystupujú stratiformné zrudnenia sideritových, magnezitových a iných karbonátových rúd, prinášajú k tejto tematike množstvo dokladov a dát (H. Nishihara 1965; G. de Larena 1953, 1959; A. Cissarz 1956; H. Leitmeyer 1953; L. N. Formozova 1963; Z. M. Starostina 1962; H. Kräutner 1964, 1966; O. Schultz 1971; W. Tufar 1970, 1971 atď.).

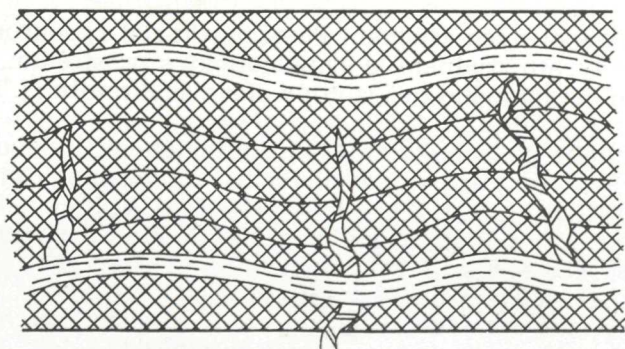
Poukazujú hlavne na to, že železo alebo magnézium, resp. ich roztoky sedimentovali súčasne s okolitými horninami, kým terajšie štruktúry a často i textúry sú vytvorené mladších metamorfných pochodov.

V tejto súvislosti treba vedieť, že metasomatóza sa vysvetľuje ako štruktúrno-textúrny jav od čias A. N. Zavarického (1936, 1956), C. W. Carstensa (1942), N. Oulianova (1958). V mnohých ložiskách karbonátových, sulfidických i kysličíkových rúd Severnej Ameriky, Škandinávie, Uralu, Ázie atď. sa javy metasomatózy chápu ako rekryštalizácia alebo metamorfóza rôznych stupňov. Čím intenzívnejší stupeň metamorfózy a rekryštalizácie postihol určitý horninový alebo rudný komplex, tým väčšie a intenzívnejšie zmeny štruktúr, textúr, mineralógie, geochemie a izotopov tieto ložiská prekonali (obr. 14, 15, 17).

Na tieto javy veľmi výrazne poukázal nestor európskej rudnej mikroskopie P. Ramdohr (1950, 1953) a v tejto súvislosti podčiarkol, že mikroskopia veľmi často nemôže vyriešiť genetické problémy. Vychádzajúc z poznania efektov metamorfózy v rudných ložiskách vypracovali K. Ch. Taupitz (1954) a H. Schneiderhöhn (1953) známe princípy genetickej klasifikácie rudných ložísk a koncipovali princípy regenerácie a mobilizácie.

Na metasomatózu ako na jav rekryštalizácie a metamorfózy upozornili mnohí autori, ako H. F. Huttenlocher (1953), K. Ch. Taupitz (1954), L. I. Salop (1954), H. E. McKinstry (1955), V. A. Domarev (1956), N. A. Zavarickij (1956), J. Ilavský (1957, 1958, 1968), Fr. Novák (1962), Ch. Oftedahl (1958), T. N. Šadlun (1959), V. Marmö (1960), M. Saksela (1960), T. Gjelsvick (1960), F. M. Vokes (1962, 1969), F. Kraume (1960), I. Janda — E. Schroll (1960), L. G. Love — O. Zimmermann (1961), N. H. Fisher (1960), A. Maucher (1960), R. A. Kinkel (1962), H. Harder (1961), J. Ilavský — Fr. Novák (1964) a i.

Metamorfóza sa ako geologický fenomén prejavuje v zmysle T. N. Šadlunovej (1959) alebo F. M. Vokesa (1969) na prepracovaní štruktúr a textúr rúd. Vytvára nové minerálne paragenézy a nové generácie rudných minerálov v metamorfnosekrečných žilkách (tzv. alpínske parage-



0 1 2 3 m



Obr. 17

Nižná Slaná, šachta Gabriela, X. obzor, južná sledná medzi prekopmi č. 29 a 30 [J. I l a v s k ý 1972].

Metamorfno-sekréčne žilky kremeňa so sulfidmi, ankeritom II—III, sideritom II—III v laviciach sideritu I. Žilky neprerážajú vložky grafitických fylitov medzi lavicami sideritu I.

1 — siderit jemnozrnný, tmavošedý od prímiesi grafitu a pyritu; 2 — žilky kremeňa so sulfidmi, ankeritom II, III a sideritom II, III; 3 — grafitické fylity.

Fig. 17

Nižná Slaná, Gabriela shaft, Xth horizon, southern heading between rock crosscuts 29 and 30 [J. I l a v s k ý 1972].

Metamorphic-secretory veins of quartz with sulphides, ankerite II—III, siderite II—III in banks of siderite I. The veinlets do not pierce intercalations of graphite phyllites between the banks of siderite I.

1 — Fine-grained siderite, dark-grey from admixtures of graphite and pyrite; 2 — veinlets of quartz with sulphides, ankerite II, III and siderite II, III; 3 — graphite phyllites.

nézy). Dochádza teda k mineralogickému až geochemickému frakcionovaniu. Podľa N. V. Petrovskej a L. N. Grinenku (1964) v priebehu rekryštalizácie a metamorfózy vzniká ešte aj izotopické frakcionovanie.

Na pomerne podrobnejší rozbor a bohaté citácie literatúry v súvislosti so sideritovo-vápencovou faciálnou zónou sme poukázali hlavne preto, že to, čomu dnes hovoríme »metasomatické«, nemusí byť nič iné než sedimentárne, dodatečne metamorfované a rekryštalizované, dôsledkom čoho je aspekt takýchto rúd »metasomatický«, teda v podstate rekryštalizovaný a polygénny.

## 2. Faciálna zóna magnezitovo-dolomitová

Táto zóna leží v. od predošlej a je relatívne užšia; široká je asi len 5 km. Geologicky ide opäť o niekoľko pruhov tmavých fylitov, rozčlenených L. S n o p k o m (1957) na vrstvy alebo pruhy: pruh vlachovský, o ktorom

sa predpokladá, že je kambrický, pruh podsúľovsko-volovecký, ktorý by mohol patriť azda do ordoviku (J. Bystričský — J. Ilavský — J. Kantor — in J. Slávik et al. 1967) a ďalšie južnejšie pruhy nižnoslánsky—henckovský (J. Beňo 1962) až betliarsky (O. Fušán 1956), patriace do silúru až devónu.

Nápadné je v tejto zóne zastúpenie magnezitov a dolomitov, a to v podsúľovskom a vlachovskom pruhu (J. Turan — L. Vančová 1972; J. Beňka — L. Snopko 1966—1973).

Zastúpenie a množstvo karbonátov v celkovom objeme grafitických fylitov príslušných súvrství je však podstatne menšie (odhadom len asi 10—15 %). Rozmery šošoviek a polôh sú menšie než v predošlej zóne. Ich maximálna dĺžka je niekoľko sto metrov a hrúbka niekoľko desiat metrov. Hĺbka závisí od topografie terénu, priemerne tiež niekoľko sto metrov.

Rozloženie vrstiev a šošoviek karbonátov v súvrstviach tmavých fylitov je nepravidelné, kulisovité. O vnútornej stavbe telies karbonátov, štruktúrach, textúrach, mineralógii a chemizme máme len orientačný obraz podľa niekoľkých lokalít (lom Podsúľová, vrty v poliach Kalman—Béla pri Gočove, vrty vo Vlachove).

O sulfidickom zrudnení Bonaventúra na Kozákovej, s. od Gemerskej Polomy, nie sú podrobnejšie údaje.

Celkový chemizmus karbonátov je dolomitový; dolomity vysoko prevládajú nad vápencami. Magnezity tvoria v nich obvykle niekoľko centimetrov hrubé polohy alebo nepravidelné zhluky.

Geochemický charakter magnezitov v gelnickej sérii, hlavne vo vlachovských vrstvách, je odlišný od vrchnokarbónskych (nízke obsahy Fe), z čoho J. Turan — L. Vančová (l.c.) usudzujú, že ide o geneticky a faciálne rozdielny typ magnezitov. Spomenuli sme už, že magnezity vo vlachovských vrstvách zodpovedajú svojím chemizmom kambrickým magnezitom Pyrenej v ložiskách Montnere a Pacios, ktoré majú v zmysle prác J. Aubagua (l.c.) a J. Guillou (1970) salinárno-evaporitový pôvod. Podobné ložiská magnezitu vo Východných Alpách sa nachádzajú v Tirolsku, avšak ich vznik sa považuje za metasomatický a kriedový (W. E. Petrascheck 1966).

Ani v Pyrenejách, ani vo Východných Alpách, ani v gemeridách nevystupujú v tejto faciálnej zóne žiadne bázické vyvreliny. Celé súvrstvie grafitických bridlíc je však uložené medzi mohutnými lávovými prúdmi porfýrov, kremitých porfýrov a ich tufov.

Zákonitosti priestorového rozmiestenia magnezitových ložísk v karbonátoch dolomitového zloženia tejto zóny sú faciálno-paleogeografické, teda veľkej regionálnej mierky.

### 3. Faciálna zóna dolomitová

Situovaná je v centrálnej časti gemeridného paleozoika a je široká asi 20—25 km. Jej charakteristika ako faciálnej zóny vyplýva jednak zo starších prác T. Gregora — J. Ilavského — J. Kantora (1964), ako aj z pokroku v štúdiách tejto problematiky vo svete.

Karbonátové horniny v tejto zóne vystupujú taktiež v pruhoch grafitických fylitov, hlavne v pruhu hankovsko-voloveckom a v južnejších pru-

hoch — smolníckom, čučmianskom a štóske-luciabanskom. Predpokladá sa, že posledné tri pruhy majú silúrsky, azda až spodnoveonský vek (O. F u s á n — M. M á š k a — V. Z o u b e k 1955; J. K a n t o r 1962; L. S n o p k o 1967).

Chemický charakter karbonátov tejto zóny je dolomitový (J. I l a v s k ý — J. M r o z e k 1960; T. G r e g o r — J. I l a v s k ý — J. K a n t o r 1964). Vápencov je málo. Zastúpenie a množstvo karbonátov v obzoroch tmavých fylitov je malé. Podľa hrubého odhadu môže činiť rádovo len niekoľko percent. Bohatšie sú zastúpené v severných pruhoch, hlavne v hankovsko-voloveckom, kým v južnejších pruhoch sa vyskytujú len sporadicky a sú od seba značne vzdialené.

Rozmery šošoviek karbonátov sú relatívne ešte menšie než v predošlej magnezitovo-dolomitovej zóne. Dosahujú veľkosť maximálne niekoľko desať metrov a hrúbku niekoľko metrov (J. I l a v s k ý — J. M r o z e k 1960). Smerom na V sa rozmery šošoviek karbonátov postupne zmenšujú, až v profile Helcmanovce—Kloptaň úplne miznú.

O priestorovom rozmiestení šošoviek karbonátov v komplexe grafitických fylitov vieme veľmi málo hlavne preto, že v priestoroch známych lokalít býva len jedna šošovka a v poslednom období sa tu nerobili technické práce. Zložené sú zväčša z dolomitov, zriedkavo aj z vápencov alebo ferodolomitov. Sideritové zrudnenie sa tu nevyskytuje. V spoločenstve karbonátov tejto zóny sa však vyskytujú bázické vulkanity zložené z diabasov a ich tufov, ktoré sa nevyskytujú v ostatných dvoch zónach. Charakter tohto vulkanizmu bol podrobne preskúmaný v Smolníku (J. C h m e l í k — J. I l a v s k ý 1965) a orientačne opísaný podľa celého radu lokalít O. F u s á n o m (1956) a L. K a m e n í c k ý m — M. M a r k o v o u (1957).

V spoločenstve tohto vulkanizmu, a tým aj dolomitov sa vyskytujú v tejto faciálnej zóne štyri typy stratiformných zrudnení, aké sme v predošlých faciálnych zónach vôbec nepoznali, alebo tam niektoré z nich mali iba nepatrný rozsah. Ide o:

a) *pyritovo-mednaté zrudnenia* v chloritických fylitoch doleritového, resp. paleoporfyritového až paleoandezitového vulkanizmu so sporadickými polohami dolomitov (typ Smolník);

b) *oloveno-zinkové zrudnenie* s pyritom a mednatými minerálmi: chalkopyritom, tetradritom, tiež stratiformného typu v spoločenstve s diabasmi až porfyritmi (typ Mníšek alebo Alžbeta v Bystrom Potoku);

c) *mangánovorudné karbonátovo-silikátové stratiformné zrudnenia* v dolomitových šošovkách v spoločenstve s diabasovým vulkanizmom, umiestené tiež v pruhoch tmavých grafitických fylitov, hlavne betliarskeho a voloveckého pruhu (typ Čučma—Malvína);

d) *antimonitové šošovky až žily* v čiernych grafitických fylitoch voloveckého a betliarskeho pruhu, geograficky ležiace veľmi blízko pri mangánovorudných karbonátovo-silikátových rudách predošlej skupiny (typ Čučmy a Spišskej bane).

Uvedené štyri typy zrudnenia sú paleogeograficky rozmiestené v najhlbšej a najredukčnejšej faciálnej zóne, ktorá je najviac vzdialená od predpokladaného pobrežia.

Takéto začlenenie uvedených typov ložísk do hlbokomorských, málo vetraných bazénov zodpovedá predstavám D. E. W h i t a (1955), H. B o r c h e r t a (1960) a A. M a u c h e r a — R. H ö l l a (1968) o faciálnej zo-

nálnosti rudonosných sérií, ktoré sa vyvíjajú alebo vyvíjali pod vplyvom submarinných vulkanických erupcií bázického zloženia.

Tieto pomery len podčiarkujú komplikované zákonitosti rozmiestenia karbonátových hornín v nej, pretože sa sčasti môžu riadiť litofaciálnymi a paleogeografickými podmienkami alebo na druhej strane paleovulkanologickými podmienkami, prípadne kombináciou oboch činiteľov.

Vychádzajúc z litológie a geológie pruhov čiernych bridlíc v dolomitovej faciálnej zóne treba konštatovať, že väčšina známych dolomitov vystupuje v spoločstve diabasových hornín. Priestorový rozsah dolomitov nepresahuje nikde diabasy alebo ich tufy.

Z uvedeného vyplýva, že karbonátové horniny v dolomitovej zóne gemeríd majú vulkanogénny pôvod v zmysle citovaných prác H. Hentschela, H. Borcherta, H. J. Rösslera a i. a že prvotným rudolokalizujúcim faktorom sú bázické horniny. Význam karbonátov ako rudolokalizujúcich faktorov je však dôležitý preto, lebo indikuje v bázických horninách procesy autometamorfózy a spilitizácie, čo viedlo obvykle nielen k vzniku karbonátových hornín, ale i sulfidických, kysličníkových, silikátových i karbonátových (Mn, Fe, Sb, Pb, Zn atď.) zrudnení.

*a—b) Pyritovo-mednaté stratiformné zrudnenia typu Smolník a galenit-sfalerit-chalkopyrit-pyritové zrudnenie typu Mníšek nad Hnilcom*

O týchto zrudneniach bolo v poslednom desaťročí napísané viac prác zaoberajúcich sa stratigrafiou, sedimentológiou, vulkanizmom pri ich vzniku, ako i mineralógiou, paragenézou a geochemiou. Veľa pozornosti sa venovalo problémom metamorfózy a jej vplyvu na štruktúry a textúry rúd a tiež mineralogickej a geochemickej mobilizácii.

Poukázalo sa pritom na význam prostredia grafitických bridlíc pri vzniku týchto rúd, na spôsob vzniku karbonátových hornín, ktoré ich spreádzajú (J. Ilavský 1959, 1964, 1968).

Vzhľadom na to nie je potrebné na tomto mieste širšie rozvádzať význam sedimentologických a paleogeografických činiteľov pre tieto zrudnenia. Ďalej sa preto budeme viac zaoberať problematikou mangánovorudných a antimonitových zrudnení, o ktorých sa doposiaľ v týchto súvislostiach nehovorilo.

*c) Mangánové rudy karbonátového a silikátového zloženia*

Vyskytujú sa v podobe stratiformných telies, tenkých vrstiev a vrstvičiek, hlavne v pruhu hankovsko-voloveckom a betliarskom. Ide o výskyty Tomáš pri Betliari v severnom svahu Tureckej, výskyty Malvína pri Čučme a Terézia v Bystrom Potoku s. od Smolníka, ktoré opísal G. Eisele (1907), J. Kantor (1954), J. Ilavský (in J. Slávik et al. 1967).

Geologické a ťložné pomery sú nápadné tým, že mangánové rudy tvoria polohy a vložky v dolomitoch, ležiacich v grafitických až grafiticko-sericitických horninách. V karbonátoch vidieť polohy zelených chloritických fylitov, t. j. diabasových tufov a tufitov.

Karbonátové horniny sú tenkolavicovité, v dôsledku prevrásnenia mierne budinované. Karbonátový obzor je hrubý niekoľko metrov, dlhý niekoľko desiatok metrov. Polohy mangánovej rudy majú hrúbku niekoľko centimetrov až decimetrov a rytmičky sa opakujú v polohách dolomitov.



Okrem mineralogických štúdií sa v poslednom období v týchto náleziskách nerobili žiadne technické práce. Možno však na ne aplikovať pomery z celého radu zrudnení v alpsko-karpatskej sústave Európy a z platformných oblastí ostatného sveta.

Vznik takýchto zrudnení sa vysvetľuje dvojakým spôsobom: v závislosti od vulkanických hornín alebo v závislosti od postvulkanických prameňov.

Prvý spôsob je úzko spätý s vulkanickými horninami bázického charakteru, ktorých hlavné telesá sa nachádzajú obvykle v podloží ložísk, kým ich tufy a tufity, prípadne polohy karbonátov s mangánovými rudami sú vo vrchnej časti vulkanogénno-sedimentárneho súvrstvia. Charakter efuzívnych hornín môže byť aj intermediárny (porfyrity). Tieto horniny bývajú spravidla albitizované, čo sa považuje za dôležitý znak a rudolokalizujúci faktor.

Takéto zrudnenia sú známe v starých paleozoických sériách karpatského systému Rumunska (Východné a Južné Karpaty) (V. I a n o v i c i et al. 1966). Sú silnejšie metamorfované než naše. Ďalšou oblasťou sú Balkanidy, kde S t r. D i m i t r o v (1960) uvádza vo fylitovo-diasasovej sérii paleozoického veku stratiformné mangánové rudy s hematitom, magnetitom, maghemitom, braunitom, pyroluzitom, psilomelanom, wadom, chalcedónom, barytom. Sú teda menej metamorfované ako naše alebo rumunské.

Podobné zrudnenia opísal podľa portugalského pyritovomeďnatého ložiska San Domingo H. B o r c h e r t (1960). Leží vo vrchnom devóne a v jeho blízkosti sú horizonty mangánových rúd viazané na veľmi pestro diferencované bázické horniny.

Taktiež ložisko Olympic Mountains (Washington, USA) vznikalo podľa Ch. F. P a r k a (1955) výronmi hydrotermálnych roztokov zo spilitizovaných bázických vulkanitov v submarinných podmienkach a skladá sa z Mn silikátov: bementitu, rhodonitu, mangánokalcitu, rodochrozinu, hausmanitu.

Všeobecným záverom citovaných autorov je, že mangánovorudné ložiská stratiformného typu v čiernych bridliciach paleozoika sa geneticky viažu na bázický vulkanizmus, a to v hlbokomorských faciálnych zónach. Pre tieto zóny je okrem Mn charakteristická aj prítomnosť antimónových alebo antimónovo-volfrámových stratiformných zrudnení v ich blízkom okolí. Občas sa v ich blízkostiach vyskytujú tiež ortuťnaté impregnačné alebo stratiformné zrudnenia.

Citovaní autori prichádzajú k záveru, že mangánovorudné ložiská stratiformného typu v čiernych bridliciach v paleozoiku sa geneticky viažu na bázický vulkanizmus, a to v hlbokomorských faciálnych zónach, pre ktoré je v blízkosti charakteristická tiež prítomnosť antimonitových alebo antimónovo-volfrámových rúd.

Druhý spôsob vzniku mangánových zrudnení podľa D. E. W h i t a (1955) je usadzovanie z postvulkanických prameňov. U takéhoto typu nemusí byť nablízku žiaden prejav bázického vulkanizmu, vzťahy prameňov k vulkanizmu sú len vzdialené.

Ako príklady uvádza tento autor prameň Uncia v Bolívii s usadzovaním oxidov Mn: psilomelánu, pyroluzitu, wadu, barytu atď. Taktiež v prameni Abraham (Utah, USA) s teplotou vody 43–83 °C a slaným charakterom (3900 ppm soli) sa usadzuje travertín s MnO. V prameni East Range (Nevada, USA) s teplotou 21 °C sa usadzujú travertíny s obsahom 9 % MnO a 0,34 % WO<sub>4</sub>. V prameni Sodaville (Nevada, USA) teplom 38 °C sa

usadzuje kalcit, psilomelan a volframit v sintroch, ktoré majú Mn — 40,3 %, Fe — 7,2 % a  $WO_4$  — 3 %. V prameni Golconda (Nevada, USA) zasa Mn okry s obsahom až 7 %  $WO_4$  a veľa  $BaO$ .

Z uvedeného vyplýva, že mangánové zrudnenia v silúre gemeríd mohli vzniknúť obidvoma spôsobmi, t. j. v priamej závislosti od bázičného vulkanizmu, alebo v závislosti od horúcich submarinných prameňov postvulkanických vôd. Aj v gemeridách, ako inde na svete, sa vyskytujú v ich blízkosti antimonitové ložiská.

Žiaľ, výskyty mangánových rúd sa v poslednom období podrobnejšie neskúmali, a tak nie je zistená v nich ani prítomnosť volfrámových minerálov.

#### *d) Antimonitové a antimonitovo-volfrámové zrudnenia*

Tieto rudy boli doteraz v Spišsko-gemerskom rudohorí považované za typicky hydrotermálne, žilné, dokonca za alpínske a slúžili ako príklad tzv. »obrátenej zonálnosti« hydrotermálne apomagmatických rudných žíl v gemeridách (C. V a r č e k 1959). Takéto poňatie prijímali všetci autori, ktorí tu pracovali a pracujú.

Nové výskumy antimonitových rúd v posledných desaťročiach vo svete i u nás však ukazujú, že tieto rudy môžu vzniknúť aj ako syngenetické formácie v rôznych útvaroch od paleozoika po kvartér. Na takéto možnosti poukazujú jednak aktuogeologické štúdie prameňov postvulkanického pôvodu (D. E. W h i t e 1955 a i.), a na druhej strane metalogenetické štúdie starých paleozoických formácií karpatského či alpínskeho systému (A. M a u c h e r — R. H ö l l 1968; S l. J a n k o v i č 1967; L. L a h u s e n 1972 atď.).

Horúce pramene postvulkanického typu s usadzovaním antimonitu, ortute a ďalších kovov, opísali podľa rôznych miest viacerí bádatelia. Uvedieme z nich aspoň niektoré, aby sme ukázali, že rudy antimónu môžu vzniknúť v prírode nielen ako hydrotermálne apomagmatické zrudnenia.

B. B e c k e r (1888 in D. E. W h i t e 1955) opísal prameň Sulphur Bank v Yellowstone (USA), v ktorom sa usadzuje antimonit, cinabaryt, rýdza ortuť a opál. Charakter vody je neutrálny, až slabobázičkový. Ortuťnaté minerály sa nachádzajú bližšie k povrchu, kým Sb minerály sú v hĺbke. Cez druhú svetovú vojnu sa zrazeniny ortute z prameňov aj ťažili (126 000 fliaš).

Taktiež prameň Sulphur Bank v Kalifornii je známy od čias J. A. V e a c h a (1857) a L e C o n t a (1883 — obidvaja in D. E. W h i t e 1955) ako rudonosný. Charakter vôd je nátriovo-bikarbonátový s bórom, s teplotou od 52—80 °C a vyviera z pyroxenických láv. V ich okolí sa zráža sinter s antimonitom, rýdzou ortuťou, cinabarytom, sírou, kyselinou bóritou, opálom, pyritom, hallozytom, markazitom. Charakter vody je na povrchu 5 pH, v hĺbke 7,35 pH. V roku 1944 sa tu vyťažilo 126 255 fliaš ortute.

Prameň Coso (Kalifornia) s teplotou vody 98 °C poskytol v rokoch 1935—1937 podľa D. E. W h i t a (l.c.) približne 231 fliaš ortute.

V prameni Huitsuco v Mexiku sa podľa toho istého autora usadzuje aj rýdza ortuť, antimonit a livingstonit. Inak je to v regióne, kde je veľa Sb a Hg ložísk v ťažbe, alebo už vyťažených.

Na Novom Zélande z prameňa Ngawka (severný ostrov) bola získaná z horúcej vody ortuť. Zráža sa tu v okolí aj cinabaryt, antimonit, rýdza ortuť, síra, markazit a chalcodón. Teplota prameňov je od 31—81 °C. Charakter vôd: alkalicko-chloridový až bikarbo-

nátový. Obsahy  $H_2S$  sú 2 ppm,  $As_2O_3$  asi 0,13 ppm, Hg 3,2 ppm, Au 0,00004 ppm (D. E. White 1955).

Aj v Európe v oblasti Monte Amiata v Toskánsku sa z horúcich postvulkanických prameňov usadzuje travertín s obsahom Hg a Sb, pričom v severnom poli prevláda Hg a v južnom poli Sb (D. E. White l.c.).

Sb-zrudnenia a ložiská viazané na vulkanogénne sedimentárne procesy sa objavujú už v klasifikácii P. Niggliho (1923) a neskôr H. Schneiderröhna (1941). Základné rudolokalizujúce faktory sú podľa H. Borcherta (1960) tieto: rudy sa vyskytujú v hlbokomorskej fácií čiernych bridlíc, a to v zóne s pyritom. Ich iným znakom je, že vystupujú spravidla v blízkosti mangánovo-karbonátových obzorov, pospolu s diabasovými horninami vulkanického pôvodu a spolu s nimi často aj Hg-rudy a volfrámové rudy.

A. Maucher — R. Höll (1968) opísali ako stratiformné celý rad antimonitových ložísk v rôznych útvaroch a na základe toho vyčlenili a charakterizovali Sb—Hg—W formáciu stratiformných ložísk, geneticky závislú od diabasového vulkanizmu submarinného typu, a to vo fácií čiernych bridlíc. Ako prototyp uvádzajú ložisko Sb-rúd Schlaining vo Východných Alpách, ktoré leží v epimetamorfovaných horninách mladšieho paleozoika. Sb-ruda je vrstevnatá, jemne laminovaná, leží v grafitických fylitoch v blízkosti diabasových prúdov a ich tufov. S rudnými polohami sa striedajú silicity. Okrem antimonitu je v ložisku typický berthierit, a to na prechode do pyritovej rudy (faciálny prechod). Štruktúra rudy býva masívna, jemnozrnná, hlavne v hrubších polohách. V dôsledku neskoršej metamorfózy vznikol v okolí stratiformného ložiska a v ňom celý rad drobných i väčších metamorfnosekrečných žiliek a žíl s antimonitom a arzenopyritom. Najviac ich je v podloží, čo je znakom ich descendentného vzniku a vývoja. Vyskytujú sa do vzdialenosti maximálne 70 metrov od stratiformného ložiska.

Za podobné ložiská ako Schlaining považujú A. Maucher — R. Höll (1968) aj náš Pezinok, kde sú pospolu antimonitovo-berthieritové a pyritovo-pyrhotínové zrudnenia.

Za také isté považujú tiež Sb-ložiská Gravelotte v Murchison range Južnej Afriky, ktoré sú však prekambrické. Ložisko Gümüslere pri meste Nigde v Turecku má tiež charakter »šošoviek« v tmavých paleozoických grafitických bridliciach, podobne ako ložiská Turhal. Tí istí autori uvádzajú tiež ložiská Almadenu v Španielsku ako stratiformné Sb—W—Hg-rudy v paleozoiku, vo Východných Alpách zrudnenia Sb—Hg Hohes Kohr pri Turrachu, ktoré ležia v diabasových horninách paleozoického veku. V terciéri ostrova Chios v Grécku spomínajú Hg—Sb-zrudnenie vrstevného typu.

V Dinaridách opisuje S. Jankovič (1967) ako stratiformné Sb-ložisko lokalitu Zajača, ktoré leží taktiež v tmavých grafitických bridliciach paleozoického veku, a to v nadloží série karbonátových hornín.

L. Lahusen (1972) charakterizuje takýto typ zrudnení v Korutánsku vo Východných Alpách. Vraví, že Sb-rudy sú jemne laminované, ležia v grafitických fylitoch a v metadiabasoch. Pôvod Sb, Hg a W (antimonit, berthierit, šelit) je vulkanogénny, vek zrudnenia ordovický a deformácia rúd sú hlavne varískeho veku.

Ak prehodnotíme výsledky starších i novších prác o antimonitových ložiskách Slovenska, a hlavne Spišsko-gemerského rudohoria z hľadiska uvedených výskumov vo svete, musíme mnohé ich znaky a metalotekty (rudolokalizujúce faktory) zaradiť do kategórie sedimentologických, paleogeografických, vulkanologických a metamorfogénnych príznakov.

Pripomeňme hlavne vyslovene stratiformný tvar niektorých častí Sb-rúd z Pezinka, ich viazanosť na obzor karbonátových hornín v súvrství grafitických fylitov až biotitických svorov (J. Pastor 1972). Mineralogické zloženie rúd: antimonit-gudmundit, berthierit-pyrit, pyrhotín, čo by mohlo naznačovať primárnu faciálnu zonálnosť a syngenetický pôvod Fe, Sb sulfidov.

V Spišsko-gemerskom rudohorí je u viacerých ložísk nápadný šošovkovitý tvar (Vincentka, Gabriela v Čučme, Margita v Spišskej bani), čo uvádzajú už citované práce R. Kleina (1940), G. Pantóa (1940) a J. Kantora (1953). V niektorých prípadoch (Matejka) vidno, že šošoviek Sb-rudy bolo viac, dokonca až tri vedľa seba, a to v grafitických fylitoch. Okolité horniny sú tu zložené z grafitických fylitov (ložiská Tienesgrund, Matejka, Spišská baňa, spodné časti ložísk Vincentka a Gabriela). Pritom ložiskové šošovky mali taký istý stupeň deformácií ako okolité horniny (R. Klein 1940). Priestorové postavenie osí priečnych vrás s úklonom 35° od horizontály zodpovedá alpínskym deformáciám S<sub>3</sub>—S<sub>4</sub>, ktoré zaregistrovali v tejto oblasti J. Ilavský (1957), P. Reichwalder (1969), L. Snopko (1957) a i. Iné ložiská však ležia v porfyroidoch alebo na prechode z porfyroidov do grafitických fylitov (Vincentka, Gabriela, Juraj, Anna v Bystrom potoku atď.) a sú žilného typu.

Charakter vulkanizmu bol rôznorodý. V podloží ložísk Čučmy majú porfyroidy alkalický charakter, v ložiskách a v ich nadloží vidieť diabasy a ich tufy, ktoré zaregistroval G. Pantó (1940).

V blízkosti rudných telies Vincent, Gabriela bola zaregistrovaná 8 m hrubá poloha ankeritových karbonátov. Obsahuje polohy chloritických fylitov, t. j. asi diabasových tufov, čo tu konštatoval už F. Schafarzík (1902). Na okrajoch karbonátových telies boli polohy pyritovej rudy (G. Pantó 1940) pravdepodobne sedimentárneho pôvodu.

V mineralogickej výplni čučmianskych Sb-ložísk bolo podľa G. Pantóa (1940) dosť gudmunditu a berthieritu, podobne ako v Pezinku, čo možno považovať za príznaky faciálnej zonálnosti a za prechod do pyritových rudných telies. Takto chápú primárnu faciálnu zonálnosť v Sb-ložiskách aj A. Mauchner — R. Höll (1968). Okrajové časti rudných šošoviek antimonitovej rudy boli bohaté na sfalerit a zlato (R. Klein 1940), čo je tiež prejavom faciálnej zonálnosti (H. Borchert 1960; A. Maucher 1960 atď.).

Čučmianske Sb-ložiská mali podľa R. Kleina (l.c.) asymetrické textúry, čo možno interpretovať tak, že majú sedimentárny pôvod a charakter. Masívne jemnozrnné až celistvé rudy tvorili spodnú, podložnú časť šošoviek, kým na nadložnej, vrchnej časti polôh boli rudy impregnačného až ihličkovitého typu. Zodpovedá to primárnej gradácii Sb-rudy a rytmicite obsahov Sb v sedimentárnom procese.

Sukcesívne vzťahy a paragenézy primárnych rúd v šošovkách podľa štúdií G. Pantóa (l.c.) ukázali, že najstaršími minerálmi sú gudmundit, berthierit, geokronit, arzenopyrit. Zatláčané sú antimonitom. Ešte mladšie ako antimonit sú minerály tzv. sulfidickej fázy, t. j. chalkopyrit, tetraedit, galenit, sfalerit. G. Pantó (l.c.) konštatoval v Sb-rude značné deformácie, prepracovanie štruktúr a textúr spôsobom viacfázovej rekryštalizácie.

J. Kantor (1953) konštatoval v ložisku Rosabella v Spišskej bani

v Bystrom potoku prítomnosť volfrámových minerálov: šelitu a ferberitu spolu v paragenéze s antimonitom. I keď tieto zrudnenia majú podobu epigenetických žiliek hydrotermálneho typu [J. K a n t o r ich považoval za kriedové], jednako z jeho opisov vidieť, že ferberit aj šelit môžu byť staršie alebo majú ten istý vek ako antimonit.

Z uvedeného by teda vyplývalo, že antimonitové zrudnenia v Čučme a Bystrom potoku môžu byť syngenetické a synchronne s komplexmi grafitických bridlic gelnickej série, v ktorých ležia. Náznaky väzby na diabasový vulkanizmus vidno hlavne v Čučme, kým v Bystrom potoku v ložiskách Sb—W-rúd to nevidno, a mohlo by sa tiež predpokladať, že vznikali cestou minerálnych prameňov postvulkanického typu.

Z hľadiska výskytov antimónovo-volfrámových rúd v spiško-gemerskej rudnej oblasti nie je bez zaujímavosti zrudnenie Kubej bane pri Chyžnom v Gemeri, ktoré leží v sérii veporidných svorov, v tzv. sérii Hladomornej doliny [A. K l i n e c 1966].

Geologická pozícia výskytov v komplexe biotitických svorov sa vyznačuje vložkami silicitov a diabasových hornín typu amfibolitov. Zrudnenie je šoškovité alebo má podobu ložných žíl, ale tiež aj rozptýlených vtrúsenín a drobných žilôčok pozdĺž plôch kliváže, puklín a zlomov. V minerálnej výplni je okrem antimonitu a kremeňa hojnejší pyrhotín a hübnerit [J. K a n t o r 1955]. Ložisko má teda značnú geologickú podobnosť s antimonitovým ložiskom Bystrý potok. Jediným rozdielom je, že v Chyžnom ide o silnejšie metamorfované a intenzívnejšie prepracované štruktúry a textúry rúd, ako aj o nepravidelnejšiu morfológiu. Táto okolnosť zrejme pomýlila i J. K a n t o r a (1955) a neskôr J. H. B e r n a r d a (1963), keď ich považovali za súčasť hydrotermálnych žíl spiško-gemerskej rudnej oblasti alpínskeho veku a apomagmatického pôvodu, závislé od hlbinných granitoidných telies.

Podľa našej mienky antimonitovo-volfrámové zrudnenie pri Chyžnom môže reprezentovať pôvodne stratiformný typ Sb—W-zrudnení v grafitických fylitoch podobne ako v gemeridách.

Počas varískej epochy a potom v alpínskej orogénnej etape bolo toto zrudnenie prepracované, t. j. metamorfované do fácie svorov až rúd alebo amfibolitov. V dôsledku toho sa zmenili nielen jeho štruktúrne a textúrne pomery, ale aj mineralogicko-paragenetické a sukcesívne vzťahy. Preto je rozšírený hlavne pyrhotín a nie pyrit a medzi minerálmi antimónu nevidno berthierit alebo gudmundit. Prítomnosť hübneritu je v zmysle P. R a m d o h r a (1955) prejavom nižšie termálnych podmienok vzniku hydrotermálnej fázy, podobne ako na bolívijských nízkotepelných ložiskách. A. M a u c h e r — R. H ö l l (1968) považujú paragenézu antimón—volfrám, občas ešte aj s ortuťnatými minerálmi za hydrotermálno-sedimentárnu, viazanú na postvulkanické pramene, závislé od bazického vulkanizmu.

Zrudnenia pri Chyžnom dosvedčujú, že séria Hladomornej doliny nie je nič iné ako ekvivalent gelnickej série gemeríd, ibaže vo vyššie metamorfnej fáci [A. K l i n e c 1966, 1973].

Ako inde vo svete, tak aj v Spiši-Gemeri ležia Sb-ložiská a výskyty v centrálnej dolomitovej faciálno-paleogeografickej zóne spolu alebo v blízkosti mangánových polôh a ložísk pyritovo-meďnatých, prípadne so zrudneniami galenito-sfalerito-chalkopyritovými, ktoré sú stratiformné.

Viažu sa na horizonty grafitických bridlíc v pruhu od Betliara po Poproč. Pokiaľ ležia v grafitických fylitoch, majú šošovkovitý tvar asi pôvodnej stratiformnej podoby, zvrásnenej a dislokovanej tak intenzívne, ako sú okolité horniny. Postihla ich teda metamorfóza a varíska a alpinska tektonika.

Ak sa v smere tohto pruhu vyskytujú na povrchu horniny porfyroidového zloženia a sú zrudnené antimonitom, tak je ich aspekt hydrotermálne žilný. Treba ich však v tomto prípade považovať za metamorfno-sekrečné útvary pôvodných silúrskejších stratiformných ložísk uložených v hĺbke pod porfyroidmi v prostredí grafitických bridlíc. Takýto úsek reprezentuje územie od Majerskej doliny až po v. svahy Okružleho harbu, kde je plno drobných Sb-žiliek (Jozef, Karolina, Frygyes atď.).

#### 4. Faciálna zóna bez karbonátov (východná)

Východná časť gemeridného staršieho paleozoika od spojnice Prakovce—Štós—Medzev reprezentuje poslednú faciálnu zónu gelnickej série, v ktorej sa karbonáty nevyskytujú ani na povrchu, ani v banských priestoroch.

Pruhy grafitických fylitov v tejto oblasti na povrchu si však zachovávajú podobný litologický charakter ako v ostatných zónach.

Syngenetické zrudnenia v tejto faciálnej zóne sú veľmi zriedkavé, pritom sčasti podobné na dolomitovú faciálnu zónu, sčasti však aj na iné typy.

V tejto faciálnej zóne sa vyskytujú tieto typy syngenetických zrudnení:

1. pyritové zrudnenia viazané na bázejšiu alebo intermediárny vulkanizmus, ktoré sú podobné predošlej zóne (typ Suchý vrch pri Koyšove);
2. hematitovo-magnetitové zrudnenia stratiformného typu, viazané na porfyroidový vulkanizmus (typ Holice—Hýľová);
3. magnetitové zrudnenia v bazických vyvrelinách typu gabroamfibolitov (typ Trochanky).

Ako vidno, ide o zrudnenia viazané hlavne na vulkanogénne procesy kyslého, intermediárneho až bazického charakteru. Metalotekty alebo rudolokalizujúce faktory sú vulkanogénne, kým litofaciálne a paleogeografické nemajú, ako sa zdá, temer žiadnu úlohu. Žiaľ, tieto zrudnenia sú veľmi malé a veľmi zaostávajú za priemyslovými parametrami. Pretože nie sú karbonátového typu, nebudeme sa tu nimi zaoberať.

#### Zovšeobecnenia, závery a vývody pre oceňovanie prognóz

Sumarizujúc poznatky o rozšírení karbonátových hornín a s nimi viacmenej úzko združených syngenetických stratiformných zrudnení, ktoré ležia v gelnickej sérii gemeridnej zóny, možno povedať, že sa dajú rozčleniť na tieto litologicko-faciálne alebo paleogeografické zóny:

1. **Faciálna zóna vápencovo-sideritová**, v ktorej ležia všetky ložiská tzv. »metasomatických« sideritov a ankeritov (Železník, Hrádok pri Štítniku a Ochtinej, Nižná Slaná). Sporadicky vystupujú drobné pyritové zrudnenia. Táto zóna sa vyvíjala v relatívne plytkomorských podmienkach, bohatých na Fe, ktoré môžu byť z veľkej časti najpravdepodobnejšie kontinentálneho pôvodu.

2. **Faciálna zóna magnezitovo-dolomitová** s menšími výskytmi magnezitu a Fe-dolomitu. Obsahuje tiež menšie množstvo stratiformných pyritových rúd. Mohla sa vyvíjať, aspoň sčasti, v salinárnych evaporitových podmienkach. Prevláda v nej Mg, kým Fe je nízke.

3. **Faciálna zóna dolomitová** je relatívne chudobná na Fe, bohatšie sú tu však akumulované mangánové karbonátové rudy stratiformného charakteru a významnejšie sulfidické stratiformné ložiská pyritovo-meďnatých rúd (typu Smolník), oloveno-zinkovo-meďnato-pyritových rúd (typu Alžbety v Bystrom potoku) a tiež možných stratiformných antimónových ložísk (občas s Au a W rudami). Táto zóna zodpovedá vzdialenejšiemu pásnu od pobrežia, ktorý však leží ešte na šelfe alebo na jeho svahoch.

4. **Faciálna zóna bez karbonátov** so syngenetickými zrudneniami typu hematitovo-magnetitových keratofýrových rúd, ďalej s pyritovými zrudneniami, viazanými na intermediárny až bázičný vulkanizmus geosynklinálneho charakteru. Zastúpené sú tu tiež drobné stratiformné zrudnenia magnetitu v gabroamfibolitoch. Vývoj zóny ako celku zodpovedal podmienkam hlbokého mora za šelfom.

Vo všetkých štyroch zónach hrali okrem podmienok litofaciálneho charakteru dôležitú úlohu aj vulkanogénne procesy. Z nich boli rozvinuté jednak vulkanické procesy kyslého charakteru — porfýrového až kvarc-keratofýrového typu (porfýroidy), ako aj prejavy bázičného vulkanizmu charakteru bazaltov, diabasov a porfyrítov.

Kým úloha kyslého vulkanizmu bola, ako sa zdá, dôležitá zo stanoviska zdrojov železa, zatiaľ bázičný vulkanizmus hral významnú úlohu z hľadiska zdrojov a prínosu mangánu, olova, zinku, antimónu, medi a s nimi združených rúd zlata a volfrámu. Vplyv vulkanizmu gelnickej série na prínosy ortuti nie je zatiaľ dost jasný.

Primárna distribúcia uvedených kovov v podobe severojužných litofaciálnych zón a pôvodných staropaleozoických stratiformných ložísk bola ovplyvnená mladšími tektonometamorfnými procesmi týmito spôsobmi:

1. Vnútna stavba a štruktúra gelnickej série dostala podobu vz. pruhov vplyvom varískeho a alpínskeho vrásnenia a metamorfózy, ktoré mali rovnakú intenzitu.

2. Premeny hornín gelnickej série sa uskutočňovali za podmienok epimetamorfózy, a to aspoň v dvoch orogénnych epochách (varískej a alpínskej), čo veľmi výrazne vplývalo aj na pôvodne primárne ložiská a zrudnenia, a to tým, že boli intenzívne prepracované po stránke štruktúr, textúr, mineralogického zloženia aj ich geochemického charakteru.

3. Značná časť ložísk prijala preto v dôsledku metamorfnej rekryštalizácie »metasomatiky« charakter, prípadne sa uplatnili na nich aj procesy mobilizácie do podoby žíl a žiliek pozdĺž plôch metamorfných foliácií S<sub>1</sub> a S<sub>2</sub>, prípadne až S<sub>3</sub>.

4. Pri procesoch metamorfnej remobilizácie a rekryštalizácie sa podľa primárneho, predmetamorfného charakteru rúd menila aj schopnosť migrovať a meniť svoje štruktúry a textúry. Najviac takýmto premenám vzdorovali karbonátové rudy železa, mangánu a magnézia, u ktorých došlo len k rekryštalizácii pôvodných výplní, a tým aj k zmene štruktúr a textúr, občas tiež k vzniku metamorfnobobilizačných žíl a žiliek priamo v stratiformných telesách rúd a ich bezprostrednej blízkosti. Avšak sul-

fidy medi, olova, zinku a antimónu boli pri metamorfnej mobilizácii veľmi pohyblivé a migrovali od pôvodných stratiformných ložísk na značné vzdialenosti (aj stovky metrov).

5. Remobilizované žily a žilky sa znovu vyzrážali buď blízko alebo ďaleko od pôvodných stratiformných ložísk, čo záviselo od rôznych podmienok. Napr. v pruhu Sb-ložísk medzi Betliarom až Popročom môžu byť kremenno-antimonitové žily v dôsledku malej hĺbky početných apofýz gemeridných žúl pozdĺž tohto pruhu značne vzdialené od pôvodných stratiformných Sb-ložísk.

6. Na základe týchto skutočností je nutné považovať opísané typy zrudnenia ložísk v gelnickej sérii gemeríd za polygenetické s veľmi komplikovanou históriou vývoja. Ich tvar, štruktúra, textúra, mineralógia, paragenéza a sukcesia, ako aj geochemické až izotopické znaky sa menili a v mnohých prípadoch nezodpovedajú pôvodnému zloženiu a stavbe.

7. Z hľadiska priestorového rozmiestenia sa tieto typy zrudnení vymykajú zonálnemu usporiadaniu v závislosti od predpokladaných malých hlbinných masívov gemeridných žúl, ba dokonca takýmto zákonitostiam priamo odporujú, čo potvrdzujú aj izotopické a geochronologické výskumy. Nie je ich preto možné ponímať ako hydrotermálne apomagmatické, závislé od gemeridných žúl, nech by už ich vek mal byť alpínsky či varísky. Takýmto spôsobom je možné najlepšie pochopiť priestorové rozmiestenie Sb-zrudnení v gemeridnom paleozoiku a ich tzv. obrátenú zonálnosť.

Uvedená charakteristika litofaciálnych a paleogeografických zón v gemeridách umožňuje podať ocenenie prognóz a perspektív predmetného územia iným spôsobom, než tomu bolo doposiaľ.

a) Jedine sideritovo-vápencová litofaciálna zóna gemeríd je nádejná a perspektívna na ložiská sideritových rúd stratiformného, resp. tzv. »metasomatického« typy, ktorých zásoby v jednom ložisku sa môžu pohybovať rádovo od 20 do 100 miliónov ton Fe-rudy.

Väčšina územia tejto litofaciálnej zóny je prekrytá vrchným karbónom, permom až triasom, a preto vyhľadávanie skrytých sideritových ložísk tohto typu bude neobyčajne zložité a drahé.

Určitou smernicou pri ich vyhľadávaní môžu byť sideritové, sideritovo-spekularitové, kremenno-ankeritové alebo kremenno-spekularitové žily v karbone, perme a spodnom triase tejto oblasti, ktoré možno považovať za mobilizované alebo redeponované časti v hĺbke ukrytých stratiformných ložísk.

Drobné výskyty pyritových stratiformných zrudnení v tejto zóne (Brdárka, Čiško baňa na Hrádku ap.) ukazujú len na osobitosti sedimentácie v miestnych hlbších bazénoch, ktoré však nevytvárali priaznivejšie podmienky pre vznik väčších koncentrácií pyritov.

Vo veporidách takáto zóna nevznikla, resp. priestorove by patrila do muránsko-tisovského obvodu granitoidov a ako taká by bola musela byť granitizovaná a asimilovaná vo varískom až alpínskom období. Možno že jej zvyškami sú aj magnetitové výskyty typu Brestovca pri Bacúchu(?).

b) Magnezitovo-dolomitová litofaciálna zóna v gemeridách, známa z vrtovej pri Vlachove (J. Beňka — L. Snopko 1973), má svoju obdobu vo veporidách v pruhu kokavsko-hnúšťanskom s početnými ložiskami mastka a magnezitu.



Ako sa zdá, je medzi nimi len rozdiel v intenzite metamorfózy, čo však má podstatný význam pre oceňovanie prognóz a perspektív:

V kokavsko-hnúšťanskom pruhu veporíd sú perspektívy hlavne pre magnezitovo-mastkové ložiská. Primárnym produktom tu boli najskôr sedimentárne magnezity v karbonátových horninách asociujúcich s bá-zickými vulkanitmi typu diabasov, zmenené dnes na amfibolity. Mastky sú zrejme produkty neskoršej, t. j. naloženej hydrotermálnej metamor-fózy na magnezity.

Predmetom perspektívnej prospekcie by sa mali stať pruhy biotitických svorov a pararúl s karbonátovými polohami v blízkosti amfibolitových telies ako potenciálne možné objekty pre vyhľadávanie mastkov a magnezitov.

Drobné výskyty sulfidických rúd s Pb, Zn, Cu-rudami, pyritom ap. môžu byť len mobilizátormi metamorfogénnych typov takýchto ložísk a môžu byť vhodnými ukazateľmi pri hľadaní Mg-ložísk.

V gemerídach v gelnickej sérii magnezitovo-dolomitová zóna jestvuje, avšak jej perspektívnosť pre magnezity nie je zatiaľ jasná, a to jednak pre značne malé rozmery zóny, a jednak pre veľké hĺbky karbonátových obzorov, ktoré obsahujú magnezit.

c) V dolomitovej zóne gemeríd leží syngenetické zrudnenie pyrito-meď-natých rúd typu Smolník, oloveno-zinkových rúd s meďou a pyritom typu Alžbety, mangánovo-karbonátové rudy typu Čučmy a možné stratiformné exhaláčno-sedimentárne rudy antimónu [typ Čučma—Spišská baňa]. Naj-dôležitejším typom sú pyritovo-meďnaté rudy typu Smolník a antimonitové ložiská typu Čučma—Spišská baňa. Vychádzajúc z doterajších poznatkov o týchto ložiskách, hlavne o ich geológii, štruktúre, mineralógii a geochemii, javia sa ich perspektívy takto:

1. Najperspektívnejším územím na antimónové rudy je pruh tmavých grafitických bridlíc od Čučmy na Okrúhly harb a pozdĺž Bystrého potoka k Mníšku na Tienesgrund až po Poproč. Tu všade sú známe početné drobné žilky s antimonitom, ležiace v grafitických fylitoch, ktoré možno považovať za mobilizované, regenerované časti v hĺbke ležiacich šošoviek stratiformných Sb-rúd s berthieritom, gudmunditom ap.

Z hľadiska perspektív je dôležitá možná spätosť Sb-rúd s rudami vol-frámu (scheelitom a ferberitom), ako i s primárnymi, vysokými obsahmi zlata a ortuti, ktorých prognózy a perspektívy neboli dosiaľ preverené a ocenené z hľadiska možného sedimentogénneho pôvodu. Preto pri pro-spekcii v tomto pruhu treba metalometrické vzorky analyzovať aj so za-meraním na W, Au a Hg ako možné sprievodné mineralizácie Sb-rúd.

Vychádzajúc z predpokladu, že stratiformným typom je aj zrudnenie Sb—W na Kubej bani pri Chyžnom, javí sa perspektívna na tento typ celá séria Hladomornej doliny v revúcko-kohútskom pásme zóny veporíd od Kokavy až po Slavošovce a Markušku. I túto treba preveriť metalometrickými profilmi s analyzovaním vzoriek nielen so zameraním na Sb, ale aj na Au, Hg, W. Prirodzene, treba vychádzať od známych terénov k ne-známych.

2. Pyritovo-meďnaté vulkanogénno-sedimentárne polymetamorfované zrudnenia a ložiská vystupujú v najjužnejšom, tzv. smolnícko-luciaban-skom pruhu grafitických bridlíc. V jeho centre leží aj najvýznamnejšie ložisko pyritovo-meďnatých rúd v Smolníku.

Perspektívy samotného ložiska v Smolníku sú dosť jasné, a to do hĺbky i v smernom pokračovaní na krídlach. Smerom na východ i na západ sa intenzita a rozsah zrudnenia značne znižujú na pomerne malých vzdialenostiach, čo súhlasí aj s nepatrnými rozsahmi bázického vulkanizmu v grafitických fylitoch v týchto miestach.

Ostatné pruhy nádejné na pyritovo-meďnaté rudy neboli dosiaľ náležite prehodnotené. Známe výskyty na Suchom vrchu jv. od Kojšova neboli dosiaľ podrobnejšie preskúmané.

3. Oloveno-zinkovo-meďnaté stratiformné zrudnenia vulkanogénno-sedimentárneho pôvodu tiež polymetamorfované, vystupujú v centrálnej časti gemeridného staršieho paleozoika v pruhu grafitických bridlíc nazvanom volovecký (ložisko Alžbeta v Bystrom potoku) a v pruhu mníšec-kom (ložiská na Jalovičom vrchu). Tieto pruhy boli podrobnejšie preskúmané len v okolí známych zrudnení, zatiaľ však nebola podrobnejšie preskúmaná perspektívnosť uvedených pruhov v ich celom smernom rozsahu.

4. Mangánovorudné výskyty v grafitických fylitoch pruhu Betliar—Čučma—Bystrý potok sú zo stanoviska mangánu bez perspektív. Dosiaľ neboli však preverené výskyty Mn-rúd a ich blízke okolie na volfrámové minerály, ako i na ortuťnaté minerály, tak ako je tomu vo viacerých oblastiach ve svete a tiež v nadloží sideritových ložísk v Nižnej Slanej (Rimberg a Sv. Trojica) alebo na ložisku Zenderling pri Gelnici.

Viaceré výskyty Mn-rúd ležia v blízkosti antimonitových zrudnení, čo je v súlade s podobnými oblasťami vo svete, a potvrdzuje tak úzke genetické súvislosti medzi týmito kovmi, a to v závislosti od synchronného submarinného bázického vulkanizmu, alebo od horúcich synvulkanických či postvulkanických prameňov.

Princiálnou otázkou pre oceňovanie perspektív a prognóz uvedených typov zrudnení a ložísk v gelnickej sérii je však sj. priebeh litologicko-faciálnych zón. Znamená to, že z hľadiska perspektív každého typu opísaných ložísk sa majú preveriť nielen pozdĺžne vz. pruhy grafitických bridlíc, ale tiež plochy ležiace na S alebo na J od známych výskytov, a to bez ohľadu na jednotlivé pruhy, v ktorých ležia.

Treba si uvedomiť, že dnešné štruktúry a smery horninových pruhov sú priečne na litologicko-faciálne zóny, a preto s ich sj. priebehom sú späté i v nich ležiace stratiformné zrudnenia vyššie opísaných typov. Rozhodujúcou pre tieto perspektívy a prognózy sa preto stáva otázka poňatia stratigrafie a vnútornej stavby gelnickej série.

Do tlače odporučil Zd. Pouba

## Literatúra

- ABONYI, A. 1971: Magnezitové ložiská Slovenska. *Mineralia Slovaca*, R. III. č. 12—13, s. 319—342. Spišská Nová Ves.
- AHLBURG, J. 1913: Über die Natur und das Alter der Erzlagerstätten des oberungarischen Erzgebirges. *Mitteil. aus d. Jahrb. d. ung. geol. RA*, XX, S. 377—408. Budapest.
- AUBAGUE, M.—FORTUNÉ, J. P.—HALFON, J. 1972: Les gisements en amas stratoides de magnésite et de sidérite de Tchécoslovaquie et d'Autriche. B.R.G.M. »Carbonates de Pyrénées«. Manuscript. Orléans.

- AUBOIN, J. 1955: Geosynclinales. Amsterdam—London. [Moskva 1967.]
- BEMMELEN, R. W. 1933: The Undation Theory of the Development of the Earth's Crust. Rep. of XVI. Intern. geol. Congress, Washington.
- BEŇKA, J.—SNOPKO, L. 1966: Čiastková záverečná správa štruktúrneho vrtu GVL-2 [Vlachovo]. Manuskript-archív GÚDŠ. S. 1—20.
- BEŇKA, J. 1971: Mineralogicko-geochemický a štruktúrno-textúrny výskum metasomatických karbonátov v severozápadnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript-archív GÚDŠ. S. 1—130.
- BEŇKA, J.—SNOPKO, L. 1974: Nový nález magnezitu v gelnickej sérii Spišsko-gemerského rudohoria. Západné Karpaty — séria mineralógia, petrografia 1. Bratislava.
- BEŇO, J. 1961—1962: Príspevok k poznaniu chemizmu staropaleozoických karbonátov v pruhu Hanková—Volovec. Sbor. východoslov. húzea, Sér. A, Prír. vedy, II—III. A. Košice.
- BERNARD, J. H. 1963: K existencii pruhu antimonitového zrudnení v západní časti Spišsko-gemerského rudohoří. Věstník ÚÚG, 1963, No. 5, s. 329—331. Praha.
- BETECHTIN, A. G.—GENKIN, A. D.—FILIMONOVA, A. A.—ŠADLUN, T. N. 1958: Tekstury i struktury rud. Gos. nauč.-techn. izdat. liter. po geol. i ochr. nědr. 1958, 435 s. Moskva.
- BEUDANT, F. S. 1822: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. I—IV. Paris.
- BORCHERT, H. 1960: Geosynklinale Lagerstätten, was dazu gehört und was nicht dazu gehört, sowie deren Beziehungen zu Geotektonik und Magmatismus. Freiberg. Forschungshefte, Heft C. 79, April 1960. Freiberg.
- BORCHERT, H. 1972: Zur Bildung marin-sedimentärer Eisen- und Manganerze in Verknüpfung mit spilitischen und keratophyrisch-weilburgitischen Gesteinsassoziationen. Miner. Deposita Vol. 7, No. 1, S. 18—24. Berlin-Heidelberg—New York.
- BÖCKH, H. 1904: Dáta ku geologickým pomerom širokózových výskytov v Smolníku a okolí, vzhľadom na výsledky ďalších prieskumných prác. Manuskript Ban. Štiavica — arch. GP, zv. 6. Spišská Nová Ves.
- BÖCKH, H. 1905: Beiträge zur Gliederung der Ablagerungen des Szepes-Gömör Erzgebirges. Mitteil. aus. d. Jahb. d. k. k. Ung. geol. R. A., S. 45. Budapest.
- BÖCKH, H. 1905: Die geologischen Verhältnisse des Vashegy es Hrádek. Mitteil. aus d. Jhrb. d. ungar. geol. Anstalt Bd. 14, S. 65. Budapest.
- BUBENICEK, L. 1968: Géologie der minéraux de fer politiques. Mineralium Depos. No. 3, S. 89—108. Berlín.
- CARSTENS, C. W. 1942: Über kupferhaltige Kiesvorkommen des Leksdaltypus. Geolog. Rundschau, 31. S. Stuttgart.
- CAYEUX, L. 1935: Les roches sédimentaires de la France (Roches carbonatées). Vol. I, 447 S. 1935. Paris.
- CISSARZ, A. 1956: Die Erzlagerstätten Jugoslaviens. Raspr. Zav. geol. geofyz. Istraž. N. R. Srbije, Sv. VI. Beograd.
- DAVIDSON, C. F. 1962: The origin of some strata-bound sulphide ore deposits. Econom. Geol. Vol. 57, No. 2, S. 265—273. Urbana.
- DEGGENS, E. T.—ROSS, D. A. 1969: Hot brines and recent heavy metal deposits in the red sea. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg. 600 S. New York.
- DIMITROV, STR. 1960: Magmatismus und Erzbildung im Erzgebiet von Panagjurište. Freiberg. Forschungshefte, C. 79, S. 67—81. Freiberg.
- DOMAREV, V. S. 1956: Někotorije geologičeskije osobennosti metamorfoğennich rudnych mestorožděnij. Materijali po geol. i polez. iskop. Materijali Vsesojuz. Nauč. Issled. Geol. Inst. Novaja serija, Vyp. 8, č. I., S. 7—41. Leningrad.
- DUNHAM, K. 1961: Black shale, oil and sulphide ore. Advanc. Sci. London. Vol. 18, No. 73, S. 16.

- EISELE, G. 1907: G6m6r 6s Bors6d v6rmegey6k b6nyaszati 6z koh6szati monografi6ja. Bansk6 6tiavnica.
- FISHER, N. H. 1960: Review of evidence of genesis of Mts. Isa orebodies. Report. of XXI. Sess. Inter. Geol. Congr. Norden, 1960, Part XVI, S. 99—111. Copenhagen.
- FORMOZOVOVA, L. N. 1963: Exgalacionno-osado6nije mestoro6denija 6eleznych rud tipa Lahn Dilla i geologi6eskaja obstanovka ich obrazovanija. Trudy geol. Inst. A. N. SSSR, Vyp. 81, 1963. Moskva.
- FUS6N, O.—KANTOR, J. 1953: Chalkografick6 pozorovania na sulfidickom lo6isku Al6zbeta v Bystrom potoku, Geol. zbor. R. IV., 6. 3—4, s. 623—688, SAV Bratislava.
- FUS6N, O.—KAMENICK6Y, J.—KUTHAN, M. 1953: Geologick6y preh6ad Spi6sko-gemersk6ho rudohoria. Geol. zbor. R. IV., 6. 1—2, Bratislava.
- FUS6N, O.—KANTOR, J. 1954: Spr6va o geologickom v6skume na liste 6vedl6r (4465/4). Geol. pr6ce, Spr6vy 1, G6D6. Bratislava.
- FUS6N, O.—M66KA, M.—ZOUBEK, VI. 1955: Niektor6 dne6n6 probl6my stratigrafie Spi6sko-gemersk6ho paleozoika. Geol. pr6ce, Spr6vy 2, G6D6. Bratislava.
- FUS6N, O. 1956: Paleozoikum gemerid. Geol. pr6ce, zo6it 6, Bratislava.
- GJELSVIK, T. 1960: The skorovass pyrit deposit, Grong area, Norway. Report of the XXI. Sess. Intern. geol. congr. Part XVI, S. 54—66. Copenhagen.
- GR6BE, R. 1972: Analyse der metallogenetischen Faktoren stratiformer sulphidischen Geosynklinal-Lagerst6tten. Zeitschr. f. angew. Geologie, Bd. 18, H. 7, S. 289—300. Berlin.
- GRECULA, P. 1963: N66rt geologicko-6strukt6rných a lo6iskov6ch pomerov medzi Mni6skom a Prakovcami. Geol. pr6ce, Spr6vy 29, G6D6. Bratislava.
- GREGOR, T.—ILAVSK6Y, J.—KANTOR, J. 1964: 6T6di6m v6pencov sil6ru gemerid s cie6om vypracovania stratigraficko-6strukt6rných krit6ri6 pre vyh6ad6vanie r6d. Spr6vy o geol. v6sk. v r. 1963, 2, s. 42. Slovensko, Bratislava.
- GREN6R, A. 1960: P66isp6vek k mineral6gii, petrografii a paragen6zi n6kter6ch rudn6ch lo6is6k v z6p. 66sti Spi6sko-gemersk6ho rudohor6. Geol. pr6ce, Spr6vy 11, s. 49—64. Bratislava.
- GUILLOU, J. J. 1970: Les magn6sites cambriennes de Pacios (province de Lugo — Espagne) leur environnement pal6og6ographique. Bulletin du BRGM, II. s6ria, Sect. IV., No. 3, S. 5—20. Orl6ans.
- HANU6, V. 1956: Zpr6va o studiu Fe-metasomatozy ve Spi6sko-gemersk6m rudohor6. Zpr6vy o geol. v6zk. 66G za rok 1955. Praha.
- HANU6, V. 1960: Hydrothermal metasomatizm and its relationship on other ore forming processes. XXI. Intern. Geol. Congr. Copenhagen.
- HANU6, V. 1961: Postaven6 hematitu (spekularitu) a magnetitu v celkov6 sukcesi hydroterm6ln6ch lo6is6k Spi6sko-gemersk6ho rudohor6. V6stn6k 66G, ro6. XXXVI., 6. 5, 1961. Praha.
- HARDER, H. 1960: Rezente submarine vulkanische Eisenausscheidungen von Santorin, Griechenland. Fortschritte der Mineralogie, Jhg. 38, H. 2, S. 187—189. Stuttgart.
- HARDER, H. 1961: Einbau von Bor in detritischen Tonminerale. Fortschr. d. Miner. Jhg. H. 1, S. 148—149. Stuttgart.
- HARDER, H. 1963: Zum Diskussion 6ber die Entstehung der Quarzb6ndererze (Itabirite). Neues Jahrb. f. Miner. Monatsh. 12, S. 303—314. Stuttgart.
- HARDER, H. 1964: K6nnen die Eisens6uerlinge die Genese des Lahn-Dill-Erze erkl6ren? Beitr6ge zur Miner. u. Petrogr. 9, S. 379—422. Stuttgart.
- HENTSCHEL, H. 1960: Zur Frage der Bildung der Eisenerze vom Lahn-Dill-Typ. Freiberg-Forschungshefte, C-79, S. 82—105. Freiberg.
- H6LL, R.—MAUCHER, A.—WESTENBERGER, H. 1972: Synsedimentary — Diagenetic

- Ore-Fabrics in the Strata and Time Bound Scheelite Deposits of Kleinarltal and Felbertal in the Eastern Alps. Mineral. Deposit Vol. VII., No. 2, S. 207—226. Berlin.
- HOVORKA, D. 1973: Litológia a genéza metasedimentov tatroveporidného kryštalinika. Prednáška v Slov. geol. spol. Bratislava.
- HUTTENLOCHER, H. F. 1953: Die Vererzung der Westalpen, ihre zeitliche und räumliche Gliederung. Geol. Rundsch. Jhg. 42, H. 1. Stuttgart.
- CHMELÍK, J.—ILAVSKÝ, J. 1965: Über den effusiven Charakter der Gabbrodiorite der Gelnica-Serie in den Gemeriden. Geol. práce, Správy 36, s. 235—256. Bratislava.
- IANOVICI, V.—RADULESCU, D. P.—DIMITRESCU, R.—KRÄUTNER, H.—MIRAUTA, O. 1966: La carte métallogénique de la Roumanie. Echelle 1 : 2 500 000. Rev. Roum. Géol. géophys. Géogr. Série Geol. 10, No. 2, S. 149—160. 1966, București.
- ILAVSKÝ, J. 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, zošit 46, s. 51—96. Bratislava.
- ILAVSKÝ, J. 1958: Geologie der Erzlagerstätten der Zips-Gömörer Erzgebirge (Tschechoslovakie). Geologie. Jhg. 1958. H. 1. Berlin.
- ILAVSKÝ, J. 1959: Štruktúrno-geologická analýza a metalogenetický výskum v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geológia a metalogenéza okolia Smolníka v Spišsko-gemerskom rudohorí. Manuskript-archív GÚDŠ. Výročná správa za r. 1958. Bratislava.
- ILAVSKÝ, J.—ČILÍK, J. 1959: Náčrt metalogenézy Západných Karpát (aplikáciou zo Spišsko-gemerského rudohoria). Geol. práce, zošit 55, s. 109—133, GÚDŠ. Bratislava.
- ILAVSKÝ, J.—MROZEK, J. 1960: Dolomiten des Gotlands (?) und ihre Beziehungen zur Pyritvererzung in Schmöllnitz. Geol. práce, Správy 20, s. 51—56, GÚDŠ. Bratislava.
- ILAVSKÝ, J.—NOVÁK, FR. 1961 Contribution à la métallogénie des processus régénérés alpins dans les Monts métallifères du Spiš et du Gemer (Carpathes tchécoslovaques). V. Congr. int. de l'Assotiat. Carpato-balcanique 1961. București.
- ILAVSKÝ, J. 1964: Smolník, gisement stratiforme polymétamorphisé de minerais sulphurés. Geologický zborník, XV/2, s. 299—310. SAV. Bratislava.
- ILAVSKÝ, J. 1968: Zur metallogenetischen Karte der Westkarpathen 1 : 1 000 000. Geol. práce, Správy 44—45, s. 51—72, GÚDŠ. Bratislava.
- JAMES, H. L. 1954: Sedimentary facies of iron-formation. Econom. geol. No. 3, Urbana.
- JANDA, I.—SCHROLL, E. 1960: Geochemische Untersuchungen an Graphitgesteinen. Intern. geol. Congr. Report of the XXI. gen. Norden. Part I, S. 40—48. Kopenhagen.
- JANKOVIČ, SL. 1967: Metalogenetske provincie i epoche u Jugoslavii. Zbor. rudarsko-geološk. fakulteta, Zv. 9—10, S. 57—83. Beograd.
- KAMENICKÝ, L.—MARKOVÁ, M. 1957: Petrografické štúdie fylito-diabázovej série gemeríd. Geol. práce, zošit 45, s. 109—185, GÚDŠ. Bratislava.
- KANTOR, J. 1953: O volfráme na antimonitovom ložisku v Spišskej Bani JZ od Mníšku n. Hn. Geol. zborník, roč. IV., č. 1—2. Bratislava.
- KANTOR, J. 1954: O genéze mangánových rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. práce, Správy 1, GÚDŠ. Bratislava.
- KANTOR, J. 1955: Nález hübneritu pri Chyžnom v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. práce, Správy 3, GÚDŠ. Bratislava.
- KANTOR, J. 1961: Beitrag zur Geochronologie der Migmatite und Metamorphite des Westkarpatischen Kristallins. Geol. práce, zošit 60, GÚDŠ. Bratislava.
- KANTOR, J. 1962: Isotopen des »gewöhnlichen« Bleies auf einigen Erzlagerstätten der Westkarpathen. Geol. práce, zošit 61, GÚDŠ. Bratislava.
- KINKEL, A. R. jr. 1962: Observations on the pyrite deposits of the Huelva district, Spain and their relation to volcanisme. Econom. geology, Vol. 57, S. 1071—1080. Urbana.
- MCKINSTRY, H. E. 1955: Structure of hydrothermal ore deposits. 50 anniv. Econom. Geol. Part I, S. 170—225. Urbana.

- KLEIN, R. 1940: Die Antimonit-Lagerstätten von Csucsom im Ober-Ungarn, Berg. u. Hütten. Monatsheft 88. Wien.
- KLENOVA, M. V. 1948: Geologija morja. Učpedgizdat, 1948. Moskva.
- KLINEC, A. 1966: K problému stavby a vzniku veporského kryštalinika. Zbor. geol. vied, Západné Karpaty, zv. 6, GÜDŠ. Bratislava.
- KOTLJÁR, V. N. 1964: Orudnenije i vulkanizmu (Tipi vulkanogenných mestoroždenij). Meždunarod, geol. kongr. XXII., Ses. Genesis rud. Doklady soviet. geol., AN SSSR. Moskva.
- KRAUME, E. 1960: Erzvorkommen in den tektonisch hangenden Schichten der Rammelsberger Erzlager bei Goslar. Neues Jahrb. f. Miner., Abhandl. 94, S. 479—494. Stuttgart.
- KRAUSKOPF, K. B. 1955: Sedimentary deposits of rare metals. Econom. geol. 50 anniv. Part I., S. 411—463. Urbana.
- KRÄUTNER, H. 1964: Zur Metallogenese des kristallinen Massifs der Poiana Rusca. Rev. Roum. Geol. Geoph., Série Geol. Vol. 8. Bucuresti.
- KRÄUTNER, H. 1966: Die Genesis der Sulfidlagerstätten aus den kristallinen Schiefern der Ostkarpathen. Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr. Série Géol. Vol. 10. Bucarest.
- KUDĚNKO, A. A.—STECENKO, V. P. 1963: K voprosu o svjazi někatorych rudnych mestoroždenij Zapadnich Karpat s vulkaničeskimi processami. Kazach. Inst. Min. Sir., Trudi Laborat. paleovulkanologii. Vyp. 2. Alma Ata.
- KUŽVART, M. 1954: Zpráva o orientačném výzkumu ložisek magnezitu na Slovensku. Věstník ÚÚG, r. XXIX., č. 4. Praha.
- KUŽVART, M. 1955: Geologické a petrografické poměry mastkových ložisek a jejich okolí u Hnúště na Slovensku. Sborník ÚÚG, sv. XXII. odd. geol., s. 145—146. Praha.
- LAHUSEN, L. 1972: Schicht- und zeitgebundene Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinner-Vererzungen in Kaernten und Osttirol — Österreich. Mineralium Depos. 1972. V. 7. C. 1, S. 31—60. Berlin.
- LEITMAYER, H. 1953: Die Entstehung der Spatmagnesite in den Ostalpen. Tchemarks Mineral. Petrogr. Mitteilungen. Vol. 3, S. 305—331. Stuttgart.
- LITAVEC, J. 1956: Závěrečná správa o ložisku pyritu Bonaventúra na Kozákovej pri Gemerskej Polome. Manuskript-archív Geolog. Prieskumu, n. p., Spišská Nová Ves.
- LLARENA, J. G. de 1953: Über die sedimentäre Entstehung der ostalpinen Magnesits »typus Veitsch«. Montan-Zeitschr. Vol. 69, S. 55—62. Wien.
- LLARENA, J. G. de 1959: Neuvas observaciones sobre la magnesite sedimentaria. Estud. geol. Espan. 15, S. 189—211. Madrid.
- LOVE, L. G.—ZIMMERMANN, O. 1961: Bedded pyrite and microorganism from the Mount Isa Shale. Econom. Geology, Vol. 56, No. 5, S. 873—896. Urbana.
- MARMÖ, V. 1960: On the possible genetical relationship between sulphide schistes and ores. Report of the XXI. sess. Congr. intern. geolog. Part XVI, S. 160—163. Copenhagen.
- MATĚJKA, A.—ANDRUSOV, D. 1931: Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Knih. SÚG, sb. 13. 2. Praha.
- MAUCHER, A. 1960: Die Kieserze von Keltas, ein Beispiel submariner Gleitfalten in exhalativ-sedimentären Erzlagerstätten. Neues Jahrb. f. Miner., Abhandl. 94, S. 495 bis 505. Stuttgart.
- MAUCHER, A.—HÖLL, R. 1968: Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischen Bezugshorizonte für die Altersstellung der Antimonitlagerstätten von Schlaining im Burgenland, Österreich. Mineral. Deposita, III, S. 272—285. Berlin.
- NICCOLINI, P. 1970: Géologie des concentrations minérales stratiformes. Gauthier-Villars, 1970, S. 792. Paris.
- NIGGLI, P. 1923: Gesteins und Mineralprovinzen. I. Berlin.

- NISHIHARA, H. 1965: Origin of the bedded magnesite deposits of Mantchuria. *Econom. Geol.* USA 51. No. 7, S. 698—711, 2 fig. Urbana.
- NOVÁK, F. 1962: Kritéria alpínských regeneračných procesů na hydrotermálních ložiskách gemerid. *Geol. práce, zošit 61, GÚDŠ.* Bratislava.
- OFTEDAHL, CH. 1958: A theory of exhalative-sedimentary ores. *Geol. Fören. Förh. Bund.* 80, Haftel No. 492, S. 1—19. Stockholm.
- OULIANOV, N. 1958: Le métamorphisme des roches dans ses rapports avec les mouvements tectoniques. *Bull. Lab. Géol. Minér. Géoph. et du Musé géol. Univ.* No. 123, 15 S. Lausanne.
- PANTÓ, G. 1940: A Csuszomi ercelőfordulás mikroszkopi és genetikai vizsgálata. *Magyar Tudom. Akad. Matematikai és Természettudományi Ertesítőse.* Bd. LIX. Budapest.
- PARK, CH. T. 1955: The zonal theory of ore deposits. 50 anniv. *Econom. Geol.* Part I, S. 226—250. Urbana.
- PASTOR, J. 1972: Nový typ zrudnenia na antimonitovom ložisku Pezinok. *Mineralia Slovaca, r. IV., č. 15, s. 217—220.* Spišská Nová Ves.
- PETTIJOHN, F. J. 1949, 1957: *Sedimentary rocks.* Harper-Brothers, 718 S. New York.
- PETRASCHECK, W. E. 1966: Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogenese. *Sitzungsber. Österr. Akad. Wissensch. Abt. I., Bd. 175, Jhg. 1966, H. 1—10, S. 57—74.* Wien.
- PETROVSKAJA, N. V.—GRINENKO, L. N. 1972: Issledovanija izotopnovo sostava elementov v svjazi s voprosami genesis a rudnich mestoroždenij. *Geolog. rud. mestor.* No. 2, mart—april 1962. Moskva.
- POTTER, P. E.—PETTIJOHN, F. J. 1963: *Paleocurrents and Bassin Analysis.* Cloth. 1963. New York.
- PUSTOVALOV, L. V. 1940: *Petrografija osadočnych porod.* Tom I—II. Gosgeoltechizdat. Moskva.
- RAMDOHR, P. 1950: Die Lagerstätte von Brocken Hill in New South Wales, im Lichte der neuen geologischen Erkenntnisse und erzmikroskopischen Untersuchungen. *Heidelb. Beitr. Miner. Petrogr.* 2, S. 291—333. Heidelberg.
- RAMDOHR, P. 1953: Über Metamorphose und sekundäre Mobilisierung. *Geol. Rundschau.* Jhg. 42, H. 1. Stuttgart.
- RAMDOHR, P. 1955: *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen.* Akademie Verlag, S. 875, Berlin.
- RÄDLICH, A. K. 1926: Beobachtungen an schichtigen Kieslagerstätten der Alpen und Karpathen. *Compte rendus XIV, Géol. Congr. Intern.*
- REICHWALDER, P. 1969: Geologická stavba paleozoika JV časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Manuskript-archív, GÚDŠ.* Bratislava.
- ROUTHIER, P. 1963: *Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherches.* Tom I, II. Masson et co. Paris.
- RUCHIN, L. B. 1953: *Osnovi litologii.* Gosgeoltechizdat, S. 1—671. Leningrad—Moskva.
- SAKSELA, M. 1960: Beiträge zur Kenntniss der sogenannten chloritischen Kupferformationen im fennoskandischen Grundgebirge. *Neues Jahrb. f. Min. Abh.* 94, S. 319—351. Stuttgart.
- SALOP, L. I. 1954: *Metamorfizm rudnich mineralov v pyritizovanyh toščiach severnoj časti bajkalskoj rudnoj oblasti.* Izvěst. Akad. Nauk SSSR, No. 1. Moskva.
- SCHAFARZIK, F. 1902: *Daten zur genauren Kenntniss des Szepese-Gömerer Erzgebirge.* Math. u. Naturwiss. Berichte aus Ungarn. Budapest, 1906.
- SCHNEIDERHÖHN, H. 1941: *Erzlagerstätten: Kurzvorlesungen zur Einführungen und Wiederholungen.* G. Fischer. Jena.
- SCHNEIDERHÖHN, H. 1953: *Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischen Grundlage.* Neues Jahrb. f. Min., Jhg. 1953, H. 2—3. Freiberg.

- SCHULTZ, O. 1971: Neuergebnisse über die Entstehung paläozoischer Erzlagerstätten am Beispiel der nordtiroler Grauwackenzone. 2nd Intern. Sympos. on the miner. deposit. of the Alps. Papers, S. 127—138. Bled.
- SHALES, R. H. 1964: Hydrothermal versus Syngenetic Theories of Ore Deposition. *Economic Geology*, Vol. 59, No. 1, S. 162—167. Urbana.
- SLÁVIK, J. et al. 1967: Nerastné suroviny Slovenska. *Aktuality Geol. prieskumu*, ÚGÚ, s. 511. Praha.
- SMIRNOV, V. I. 1960: Über die möglichen exhalativen und exhalativsedimentären Kiesvorkommen in der Sowjetunion. *Freiberger Forschungshefte*, H. C. 79. April 1960, S. 62—66. Freiberg.
- SNOPKO, L. 1957: Stručná správa o stratigrafickom rozčlenení sedimentov staršieho paleozoika v širšom okolí Nižnej Slanej. *Geol. práce, Správy* 11, GÚDŠ. Bratislava.
- SNOPKO, I. 1967a: Litologická charakteristika gelnickej série. *Zbor. geol. vied, Západné Karpaty*, zv. 7, s. 103—152. Bratislava.
- SNOPKO, L. 1967b: Význam drobnotektonických prvkov pre riešenie geologických otázok paleozoika gemeríd. *Zbor. geol. vied, Západné Karpaty*, zv. 8, s. 7—50. Bratislava.
- SNOPKO, L. 1969: O novom rudonosnom pruhu v okolí Vlachova. *Manuskript-archív GÚDŠ*, s. 1—52.
- STAROSTINA, Z. M. 1962: Sideritonosnaja formacija rifeja zapadnovo sklona Južnovo Urala. *Trudy geolog. instit. Vyp. 71. Izdat. Akad. nauk SSSR*, 1962. Moskva.
- STRACHOV, N. M. 1947: Železorzudnije facii i ich analogii v istorii zemli. *Trudy Inst. geol. nauk, Geol. serija* 22, 67. Moskva.
- ŠADLUN, T. N. 1959: Někotorije zakonomernosti projavlenija metamorfizma v bogatych piritom svincovo-cinkových rudach tekefijskovo mestorožděnija. *Geol. rud mestorožd. No 5*, 1959. Moskva.
- ŠTÚR, D. 1869: Bericht über geolog. Aufnahme der Umgebung von Schmöllnitz und Gölnitz. *Verhandlungen der geol. Reichsanstalt. Jahrb. d. k. k. geol. R. A.* XIX. Wien.
- ŠUF, J. 1936: Příspěvky k poznání geologie a petrografie jihovýchodní části Slovenského krušnohoří. *Carpatia*, s. 143—184. Bratislava.
- ŠUF, J.—KOLEK, M. 1949: Příspěvek k poznání geologických poměrů jihovýchodního svahu Volovca u Rožňavy. *Sbor. VŠB. Ostrava, Přírod. sbor. ostr. kraje*, č. 2, 1949.
- TAUPITZ, K. CH. 1954: Über Sedimentation, Diagenese, Metamorphose, Magmatismus und die Entstehung der Erzlagerstätten. *Chemie der Erde. Bd. XVII.*, H. 2, 1954. Jena.
- TUFAR, W. 1970: Die Eisenlagerstätte von Pitten (Niederösterreich). Eine metamorphe Siderit-lagerstätte aus den Ostalpen. *Fortsch. d. Mineral. Deutschl.* 48, No. 1, S. 95—96. Stuttgart.
- TUFAR, W. 1971: Neue Aspekte zum Problem der ostalpinen Spatlagerstätten am Beispiel einiger Paragenesen vom Ostrand der Alpen. 2nd Internat. Sympos. on the Mineral Deposits of the Alps. Papers, S. 157—165. Bled.
- TURAN, J.—VANČOVÁ, L. 1972: Komplexný výskum magnezitových ložísk Západných Karpát. *Manuskript-archív Prírodoved. fakulty UK. Bratislava*.
- VARČEK, C. 1959: Metalogenéza Spišsko-gemerského rudohoria. *Acta geol. et geogr. Univ. Comen. Geologica* Nr. 2. Bratislava.
- VARČEK, C. 1965: Geokronit aus Nižná Slaná im Zips Gömörer Erzgebirge. *Geolog. zbor. SAV, Geologica Carpatica*, 16/1965, č. 1, s. 175—184. Bratislava.
- VARČEK, C. 1967: Očerk po metalogenii Zapadnyh Karpat. *Sbornik »Někotorije problemy geologii i metalogenii Zapad. Karpat, G. U. U. K.*, S. 92—99. Bratislava.
- VARGA, I. 1963: Príspevok ku geológii magnezitového karbónu medzi západným Turcom a Rimavou. *Geol. práce, Správy* 20, GÚDŠ. Bratislava.
- VARGA, I. 1965: Nové výsledky mineralogického a geochemického štúdia Dúbravského masívu. *Sbor. východoslov. múzea. VI. A. Košice*.



- VOKES, F. M. 1962: »Geosynklinale Lagerstätten«. Economic geology, Vol. 57, No. 2 (March—April), S. 274. 1962. Urbana.
- VOKES, F. M. 1969: A Review of the metamorphisme of sulfid deposits. Earts Sciences — Review T. 5, S. 99—143. Elsevier. Pub. Comp. Amsterdam.
- WEDEPOHL, H. 1972: Basic geochemical data of Zn, Pb, and Cu and ore genesis. Symposium an Correl, between Metallogen. and Geochem. provinces, Loeben (in press).
- WHITE, D. E. 1955: Thermal springs and epithermal ore deposits. Economic geology, 50. annivers. Vol. part I, S. 99—154. Urbana.
- ZAVARICKIJ, A. N. 1936: Kolčedannoe mestoroždenije Bljava na Urale i koľčedannije zaleži Urala voobšče. Trudy. Geol. Inst. Akad. Nauk SSSR. Tom. 5, 1936. Moskva.
- ZAVARICKIJ, A. N. 1941, 1956: Nekotorije osnovnije voprosy geologii Urala. I. Izvēst, akad. nauk SSSR, ser. geolog. No. 3, 1941. Isbrannije trudy, Tom. I. 1956. Moskva.

Ján Ilavský

### Contribution to paleogeography of the Gelnica group in the Gemerides on the basis of extension of stratiform ore mineralizations

Summary of the Slovak text

To carbonate rocks of the Early Paleozoic of the Gemerides limestones, dolomites, Fe-dolomites, ankerites, siderites and magnesites belong. They are usually bound to horizons of dark, graphite schists occurring in the Gelnica group in the form of numerous strips of east-western directions.

For spatial distribution of carbonate rocks in the Gelnica group a rough zonality of paleogeographical and lithofacial character is valid, following in the first place from primary differences in carbonate rocks proper, from their amount and mode of extension.

In the second place, this zonality of carbonates proper is underlined and stressed by stratiform sulphidic, oxide and carbonate mineralizations found in the individual lithological-facial zones.

In the third place, zonality of spatial extension of carbonates in the Gelnica group follows from their different amount, i.e. from quantitative representation, being relatively abundant in their western part (in the siderite-limestone zone) whilst to the east the amount of carbonate rocks in the individual strips of graphite schists rapidly diminishes.

In the sense of known conceptions about facial horizontal zonality of normal marine basins and various ore mineralizations in connection with them (L. V. Pustovalov 1940, H. Schneiderhöhn 1941, M. V. Klenova 1948, F. J. Pettijohn 1949, 1957, H. Borchert 1960, P. Routhier 1963 etc.) on the basis of extension of the mentioned carbonates the following lithological-facial zones may be recognized from west to east in the Gemeride Gelnica group:

- A. lithological-facial siderite-limestone zone,
- B. lithological-facial magnesite-dolomite zone,
- C. lithological-facial dolomite zone with sulphidic Fe, Cu, Pb—Zn, Sb—Au and Mn-mineralizations,
- D. lithological-facial zone without carbonates but with oxidic Fe-mineralizations.

In Fig. 1 in the Slovak text is represented schematically spatial extension of individual lithofacial zones and inside them the competent types of stratiform ore mineralizations of sedimentary or volcanogenic-sedimentary origin or metamorphogenic veins dependent on them. The conditions in the individual zones in the Gemerides are there compared with similar examples in the world, the author also quotes a relatively extensive literature.

#### A. Lithological-facial siderite-limestone zone

The maximum of carbonate rocks as well as their largest thicknesses and largest spatial extension are there. In this zone are found large siderite and ankerite deposits as Nižná Slaná, Horný and Dolný Hrádok near Ochtiná and Štítnik and the deposit Železník (Vashegy in older Hungarian literature).

This zone extends in the western part of the Gemerides (Fig. 1). It is not completely preserved in its original width and length because in the northwest it is cut by the Lubeník line, along which the Gemerides as a whole are thrust over the Veporides.

In this lithological-facial zone are in carbonate horizons most abundant limestones, siderites and ankerites whilst dolomites are very rare.

Distribution of carbonates in strips of graphitic, black shales is coulisse- or necklace-shaped. The individual beds of carbonates developed and deposited under spatially variable conditions, one time nearer to, another time farther away from the supposed shoreline (Figs. 2, 3, 4, 7, 8, 9).

Cyclicity of carbonates is very distinct and caused by alternating layers of siderite, ankerite, limestone and dolomite or by admixtures of graphite, quartz, chlorite and sericite (Figs. 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10).

Graded bedding in carbonates is very frequent and distinct, being a result of alternating deposition of various types of carbonates and or of gravitational differentiation (Figs. 3, 4, 5, 11).

The sequence of falling out of minerals from solution is various. Frequent are complexes with limestones at the base, higher up with ankerite and at the top with siderite (Figs. 6, 7). Another kind of cyclicity consists of ankerite and calcite (Figs. 5, 8, 9) or of siderite-calcite only (Figs. 12, 13, 14).

Lateral, i.e. horizontal facies changes are visible also at many places of the deposit Nižná Slaná. There are transitions from siderite through ankerite to limestones (Figs. 10, 12, 13, 14). For each bed these facies are variously wide, often these zones differ spatially also in neighbouring beds, lying above one another (Figs. 12, 13, 14).

In carbonate layers isolated stratified mineralizations of sulphides of different types are found. One of them is the stratiform arsenopyrite mineralization in Nižná Slaná (Figs. 4, 13, 15). At other localities pyrite mineralization is concerned.

The influences of volcanism of porphyries, quartz porphyries to keratophyres on development of whole series with carbonates were considerable since they are found in the underlier and overlier of horizons of graphite schists (Fig. 2, 3).

Beside that in series of graphite schists and carbonate rocks also lydites are very often present (Fig. 13), the organogenic-volcanogenic origin of which, in places of thermal SiO<sub>2</sub>-rich issues, is more or less sure.

After formation of deposits, under the influence of regional metamorphism, recrystallization and mobilization of the ore content took place, irregular forms of the type of metasomatic bodies and also metamorphic-secretory veinlets with various infilling, however, with material which can be derived from surrounding rocks, originated (Figs. 14, 15, 17).

Composition of lead isotopes of minerals from such veinlets indicates their Silurian absolute age, i.e. like of the surrounding rocks, on the basis of which fact their mobilizational and metamorphic origin is indubitable.

### **B. Lithological-facial magnesite-dolomite zone**

This zone is lying eastward from the foregoing one, thus paleogeographically farther away from the shoreline (Fig. 1).

Magnesites occur in horizons of dolomites as beds of little thickness, at various stratigraphical levels (Cambrian, Silurian). They are also accompanied by Fe-dolomites and/or ankerites (J. Beňka — L. Snopko 1966, 1973, J. Turan — L. Vančová 1972).

Also in this facial zone layers of dolomites with magnesites are lying within graphite phyllites, have abundant intercalations of lydites and in more distant underlier and overlier are mighty flows of porphyries to keratophyres.

Basic volcanism in horizons of graphite schists of this zone is not known. However, isolated occurrences of stratiform pyrite mineralizations are found there (ore mineralizations of Bonaventúra at the Kozáková near Gemerská Poloma). They display closer relations to acid porphyry volcanism.

### **C. Lithological-facial dolomite zone**

This zone is lying still more eastward from the magnesite zone, thus in areas more distant from the shoreline and deeper than the foregoing zones.

Carbonate rocks, however, are less abundant in strips of graphite schists of this zone than in the foregoing ones; they are also of lesser thickness and small areal extension.

The chemical character of carbonates corresponds to dolomites whilst there is no siderite and insignificant amounts of limestones. With dolomites are more frequent Fe-dolomite and ankerite only.

In this lithofacial zone in association with carbonate rocks, however, basic rocks often occur of the type of dolerites, porphyrites and submarine effusions of the following rocks: paleodiabases, paleoporphyrites to paleoandesites. They are accompanied by variously thick horizons of green chloritites, i.e. altered basic tuffs and tuffites.

In these horizons small complexes of dolomites are found the origin of which may be derived from autometamorphic and spilization alterations of basic minerals: plagioclases, pyroxenes, amphibole etc. Basic rocks are usually lying within horizons of graphite schists, of Cambrian to Silurian age, which continue from the foregoing lithofacial zones.

Four types of stratiform ore mineralizations are bound to horizons of chloritites, not present in the foregoing zones. They are the following types of ore mineralization:

#### **a) Pyrite-copper mineralizations:**

Lying in chloritites, which accompany lava submarine effusions of dolerites to porphyrites as far as quartz diorite composition (paleoporphyrites to paleoandesites). The layers of dolomites in these horizons are only rare, of small extent and thickness.

An example of such an ore mineralization is the deposit of pyrite-copper ores in Smolník, mined since the Middle Ages until present (J. Ilavský 1964, 1968). Its age is Silurian on the basis of isotopes of common lead from galenas which occur as associated primary minerals at the deposit, as well as on the basis of geology, structures and textures of the deposit.

#### b) Lead-zinc-copper mineralizations:

Located also in chloritites accompanying diabase, submarine volcanism at levels of the Cambrian to Ordovician. Carbonate rocks of dolomite composition, however, are seldom here.

Representatives of such ore mineralizations are the deposit Alžbeta in Bystrý potok, described by J. Kantor (1954) and ore mineralizations on the hill Jaloviči vrch near Mníšek nad Hnilcom described by P. Grečula (1963).

The ore mineralizations have the shape of lenticles, conformable with surrounding graphite schists. The absolute age corresponds to the Ordovician according to isotopes of common lead. Mineral composition is much varied, under the influence of primary composition as well as under the influence of younger metamorphic processes of regional character, also under the influence of supposedly near granitoid intrusions (Sn, W, Bi, Se, etc.).

#### c) Manganese ore mineralizations

Another type of ores bound to the dolomite lithofacial zone are carbonate to silicate manganese ores of rhodochrosite to rhodonite character, with a whole series of Mn-silicates. They were investigated more in detail by J. Kantor (1954) at the localities of Čučma and Bystrý potok.

The ore mineralizations are found in dolomites, bedded with graphite schists which contain layers of diabase rocks of effusive character, also of tuffs and tuffites. In the ore-bearing series are also many black lydites.

This horizon belongs stratigraphically to the Silurian and in its more distant underlier and overlier are abundant mighty layers of porphyroids to keratophyres.

#### d) Lenticles of antimony ores

In black Silurian graphite schists near Čučma and in Bystrý potok, beside exclusively veiny ore mineralizations of quartz-antimonite type, also lenticles of antimony ores, of composition berthierite, antimonite, were mined in the past. Spatially they occur in a strip with numerous vein antimonite deposits, known under the designation Betliar—Čučma—Zlatá Idka, however, their occurrences conspicuously coincide with those of the described manganese ores of stratiform type, which are accompanied by diabase volcanism. Associated with them also more abundant lydites and layers of carbonate rocks were described, mainly in Čučma. According to older documentation by R. Klein (1940) and G. Pantó (1940) of the shape of lenticles in graphite schists were the deposits Vincentka and Gabriela in Čučma as well as the deposit Margita in Bystrý potok. The ore bodies were found in graphite schists displaying the same degree of folding and disruption as their surroundings. In the composition of ores pyrite, berthierite and farther at the margins sphalerite to gold participated.

The descriptions resemble very much facial, horizontal zonality of volcanogenic-sedimentary Sb deposits described by H. Borchert (1960), A. Maucher—R. Höll (1968), Sl. Jankovič (1969) and others.

Younger metamorphic-mobilizational processes which may be derived from Variscan and later Alpine regional metamorphism gave rise to numerous, larger or smaller epigenetic veinlets of hydrothermal type in near and farther vicinity of Sb lenticles. These veins and veinlets contain the same minerals as the lenticles and may be considered as mobilized from original stratiform deposits situated at depth.

#### D. Lithological-facial zone without carbonates (eastern)

This zone is situated in the eastern part of the Gemeride Paleozoic and corresponds to a still more deeper facial development than the dolomite zone.

In horizons of graphite schists continuing uninterrupted into this zone from the west, carbonate rocks are not developed at all. The amount of lydites and quartzites, however, is considerable, like also of rocks of acid porphyry volcanism. Rare are the occurrences of rocks of basic volcanism of dolorite type.

In connection with acid and basic volcanism small ore mineralizations of stratiform shapes are found, formed by haematite, magnetite and/or also pyrite mineralizations. In this zone antimonite mineralizations are also present, bound to the stratigraphic horizon of dark shales, which continues here from Čučma.

The mentioned four lithofacial zones have developed in juxtaposition along the supposed continent of the Paleoveporides and/or Proteroveporides and their directions are north-south.

Most probably the Paleozoic eugeosyncline deeply reached the area belonging to the Veporides at present; an evidence are the group of the Hladomorná dolina valley and its Paleozoic age (A. Klíne c 1966), also mineralizations of stratiform magnesites with talcs of the strip Kokava—Hnúšťa and of antimonite-huebnerite mineralizations near Chyžné, which originally could have been also volcanogenic-sedimentary and have their analogies and equivalents in the Gemeride Vlachovo member (magnesites) and in Sb-ores of stratiform type in Čučma and Bystrý potok.

Delimitation of lithofacial zones in the Gemerides on paleogeographical principles will require quite a different approach also to valuation and appreciation of prognoses and perspectives of these ore mineralizations, however, mainly of siderite ores of the so called metasomatic type, then of pyrite-copper ores of the so called iron sulphide formation in the Early Paleozoic, further of polymetallic Pb—Zn—Cu ores as well as of antimony-tungsten ores with gold not very far away from manganese ores.

Translated by J. Pevný

Ján Ilavský

### Beitrag zur Paläogeographie der Gelnica-Serie der Gemeriden auf Grund der Verbreitung von stratiformen Vererzungen

Zusammenfassung des slowakischen Textes

Auf Grund der Verbreitung von Karbonatgesteinen, hauptsächlich von Kalken, Dolomiten, Ankeriten, Magnesiten und Sideriten, sowie auch der mit ihnen verbundenen stratiformen Sulphid-, Oxyd- und Karbonaterze, legt der Autor eine neue paläogeographische Aufzeichnung der Gelnica-Serie in der Gemeridenzone vor. Die einzelnen lithofaziellen Zonen verlaufen in nord-südlicher Richtung und von Westen, d.h. von der angenommenen Küste der kaledonischen Geosynklinale. In Richtung nach Osten zu sind die folgenden Zonen entwickelt:

Lithofazielle Zone von Kalken und Sideriten, in welcher alle Lagerstätten der sog. »metasomatischen« Sideriterze und kleine Vererzungen von Pyrit, auch von stratiformen Type, gelegen sind. Es handelt sich um die küstennahe Flachsee-Zone,

Lithofazielle Zone von Magnesit und Dolomit, in welcher auch unbedeutende Pyrit-Vererzungen stratiformen Charakters vorhanden sind,

Lithofazielle Dolomit-Zone, verbunden mit stratiformen Blei-Zink-, Pyrit-Kupfer-, Antimon-Wolfram- und Mangan-Kiesvererzungen. Es handelt sich um eine Zone des tieferen, ungelüfteten Meeres auf dem Schelf,

Lithofazielle Zone ohne Karbonate, in welcher Pyrit-, Magnetit- und Hämatit-Magnetit-Vererzungen verbreitet sind, ausschliesslich an Vulkanismus gebunden. Es handelt sich um eine Tiefsee-Zone hinter dem Schelf.

Die erwähnte Interpretation des Autors geht aus jenem Umstande hervor, dass er als sedimentäre oder sedimentär-vulkanogene Formationen mehrere Typen von Erzlagerstätten der Gemeriden betrachtet, welche bisher als hydrothermale metasomatische (Siderite, Magnesite, Ankerite) oder als hydrothermale Gangtypen (Sulphide von Antimon, Quecksilber, Wolframate) angesehen wurden.

Auf Grund der auf solche Weise aufgefassten paläogeographischen Verhältnisse gliedert der Autor Prognose-Gebiete für die besprochenen Erztypen aus und setzt die Prinzipien der Methodik ihrer Aufsuchung nach der Analyse von Kriterien der erzlokalisierenden Faktoren fest.

Übersetzt von J. Pevný

Faint, illegible text at the top of the page, possibly a header or introductory paragraph.

Second block of faint, illegible text, appearing to be a continuation of the document's content.

Third block of faint, illegible text, continuing the narrative or list of items.

Fourth block of faint, illegible text, possibly a section separator or another paragraph.

Fifth block of faint, illegible text, continuing the document's content.

Sixth block of faint, illegible text, possibly a concluding paragraph or a signature area.

Final block of faint, illegible text at the bottom of the page.

Jozef Beňka — Laurenc Snopko

## Nový nález magnezitu v gelnickej sérii Spišsko-gemerského rudohoria

(1 obr., 14 tab. v texte, anglické resumé)

**Abstract.** This contribution presents for the first time a survey of geology, mineralogy and geochemistry of carbonate lenticles with magnesites, discovered in the last years in the Gelnica group. This type of ore mineralization is well-known in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. in the Upper Carboniferous of the Rakovec group only. Due to that with geological mapping in the years 1956—1961 mesorhythms originated by sedimentation could be found and knowing the regularities of repeating of this sedimentation, it was possible to reveal by boreholes GVL-1 to 5 a new strip of carbonates of magnesite-dolomite character in the following years.

K problematike výskytu magnezitov na území Spišsko-gemerského rudohoria sa napísalo už veľa článkov, zhodnocujúcich uvedený problém z rôznych geologicko-ložiskových, mineralogických a iných hľadísk, pričom sa pozornosť venovala hlavne priestorovému rozloženiu ložísk v rámci celého pohoria, genéze a mineralógii. Všetky doteraz známe ložiská i mineralogické výskyty boli známe z rakovskej série a najmä z vrchnokarbónskych súvrstvií, a to z oblasti Lučenca (Divín, Cínobaňa, Podrečany, Kociha, Poproč, Ružiná, Burda, Radkovská Suchá), v pokračovaní ďalej na východ k lokalitám Ploské, Sirk, Turčok, Lubeník, Dúbrava, Jedlovec, Hrádok, Ochtiná až ku Košiciam (Bankov, Košická Belá, Kavečany). Takýto plynulý výskyt magnezitových telies v centrálnej časti gemeríd nie je známy. V oblasti veporíd v blízkosti hlavných výskytov magnezitov sú známe ložiská z oblasti Hnúšte, Kokavy, Mútnika a Roháčky.

V poslednom období sa nám podarilo objaviť magnezity i v novonájdenom rudonosnom pruhu vlachovských vrstiev v gelnickej sérii (L. S n o p k o 1969).

Vlachovské vrstvy predstavujú v zmysle doterajších názorov najstaršie na povrch vystupujúce súvrstvie v rámci gelnickej série. Tvoria základnú oblasť pre poznanie novej stratigrafie, litológie a tektoniky celej série.

Podrobný výskum vlachovských vrstiev priniesol nové výsledky. Gelnická séria ako celok podľa nich predstavuje flyšovú formáciu s rôznymi faciálnymi subzónami, závislými hlavne od vzdialenosti znosových oblastí, ako i od charakteru sedimentačného režimu celej sedimentačnej panvy.

RNDr. J. Beňka, CSc.—RNDr. L. Snopko, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava



Geologickým mapovaním sa nám podarilo vo vlachovských vrstvách nájsť dva mezorytmy. Spodnejší mezorytmus vystupuje pri obci Vlachovo neďaleko Dobšinej. Spodná časť mezorytmu je zložená z rytmicky sedimentovaných a gradačne zvrstvených kvarcitov. Kvarcity vo vyšších častiach sa zjemňujú do drobne laminovaných súvrství prechádzajúcich do tmavých tyilitov, v ktorých sa vyskytujú ojedinelé polohy lyditov a malé telesá porfýroidov (L. S n o p k o 1969).

V oblasti Pod Súľovou možno pozorovať vyšší mezorytmus. V jeho stredných častiach, t. j. v drobnolaminovaných fylitoch ležia mocné polohy porfýroidových telies, tvoriacich krídla hnileckej antiklinály. Najvrchnejšie časti sú vytvorené z jemných fylitov s lyditmi, často i z karbonátov, metasomaticky zmenených na Fe-dolomity, breunerity, ankerity a siderity (známy pruh Hanková—Volovec). Tento pruh bol stredobodom záujmov celého radu geológov od najstarších čias až dodnes, a preto sa problematikou tohto rudonosného pruhu bližšie nebudeme zaoberať. Záujemci si môžu prezrieť bohatú literatúru.

V obci Vlachovo sa robil vrt GVL-1 v spodnejších súvrstviach, ktoré nevystupujú na povrch. Vrtná práca mala overiť možnosť výskytu ďalších mezorytmov so zameraním na karbonáty, to znamená, prípadne odkryť nový rudonosný pruh podobný pruhu Hanková—Volovec, alebo pruhu Nižná Slaná—Betliar.

Vrt GVL-1 do hĺbky 383,70 m objavil prvý mezorytmus, v hĺbke 511 m druhý mezorytmus. Litologická skladba oboch mezorytmov bola obdobná ako na povrchu, avšak bez karbonátov. Tretí sedimentárny mezorytmus v hĺbke 690 m už obsahoval karbonáty. Prevrtal tmavé fylity i porfýroidové telesá, čiže najvrchnejšie časti tretieho mezorytmu. Takto sa vedecky podarilo overiť predpokladané opakovanie sa mezorytmov i s karbonátovou sedimentáciou v gelnickej sérii.

Na základe výsledkov vrtov GVL-1, 2, 4 a 5 možno konštatovať, že existenciu najspodnejšieho mezorytmu potvrdili všetky technické práce a všade sú vyvinuté karbonáty, t. j. nový rudonosný pruh. Podrobnejšie sa touto problematikou zaoberajú práce L. S n o p k u (1966, 1967, 1969).

Vrty, ktoré navštívili polohy dolomitovo-magnezitovej výplne, boli lokalizované v profilovej línii zhruba V-Z od obce Vlachovo smerom k juhovýchodným svahom kóty Bučina. Spomínané vrty zasiahli polohy karbonátov rôznej hĺbky, s väčším alebo menším obsahom kvalitného čistého magnezitu, ktorého mocnosti sa pohybovali rádo vo od niekoľkých cm do 5 i viac m. Vrt GVL-1 v hĺbke 690 m zachytil 61 m mocnú polohu, vrt GVL-2 v hĺbke 877 m až 193,9 m mocnú polohu karbonátov. Vrtom GVL-4 bola objavená menšia vápencovo-dolomitová poloha, v hĺbke 965 m o mocnosti 18 m. Posledným vrtom GVL-5 v rozpätí metráže od 767 m do 1127 m bolo prevrtaných 8 polôh, z ktorých najmocnejšia bola spodná — vápencová, a dosahovala mocnosť 8 m. Ostatné polohy mali asi 1—4 m. Polohy magnezitu znečisteného dolomitom dosahujú podstatne vyššie mocnosti.

## Mineralogicko-chemická charakteristika komponentov karbonátovej výplne

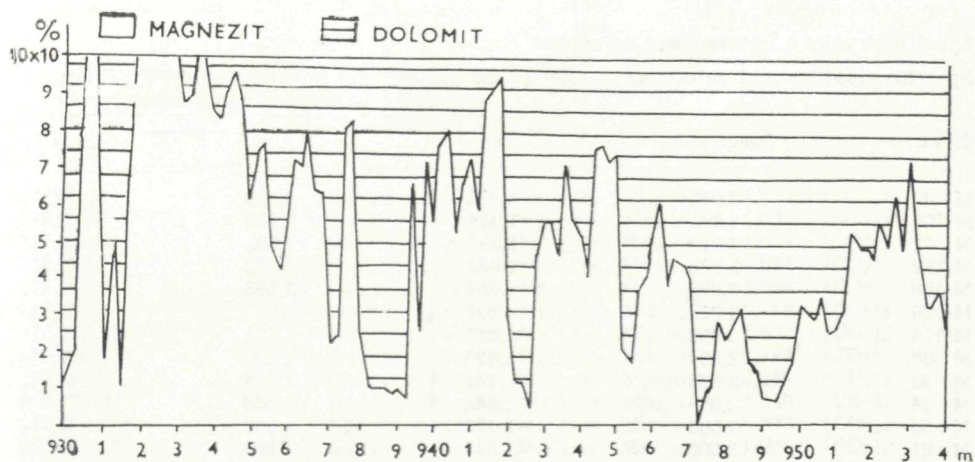
V nasledujúcej časti predkladáme podrobný opis minerálov v poradí ich kvantitatívneho zastúpenia v šošovkách.

### Dolomit

V študovaných šošovkách má dominantné postavenie. Okrem menších výnimiek v okrajových častiach bol registrovaný temer všade. Vyskytuje sa vo viacerých formách, ktoré však nie sú vyvinuté vo všetkých navrtaných profiloch. Najstarší typ (dolomit I) reprezentuje tmavý, tmavošedý a šedobiely, strednozrnný až jemnozrnný dolomit, ktorý vzhľadom a formou rozpadu značne pripomína vápenec.

Zrnitejší dolomit na styku zŕn nerovnakej veľkosti alebo na styku s magnezitom má grafitický pigment skoncentrovaný na styčné plochy, čím nám zvýrazňuje hranice medzi zrnami a dáva vyniknúť textúre. Táto skutočnosť má pravdepodobne vplyv i na rôzne farebné odtiene dolomitu (šedý, tmavošedý). Jemnozrnejšie agregáty sú tmavšie ako hrubozrnejšie. I jednotlivé zóny zŕn sa diferencujú farebným efektom od bledosiva do tmava. Veľmi pekné príklady vytlačania pigmentu môžeme sledovať najmä na styku kryštalických foriem karbonátov s nepremenou alebo slabšie premenou karbonátovou horninou.

K druhému typu môžeme zaradiť agregátne masy dolomitu, ktorý tvorí podstatnú časť výplne všetkých šošoviek. Formou kryštálov je prechodným typom medzi prvým a tretím typom. Veľkosť zŕn varíruje od 0,01 cm do 1–2 cm. Je prevažne čistý, mliečno-biely a lokálne makroskopicky pripomína i biele mramorizované kryštalické vápence. V početných dutinách sú vyvinuté idiomorfné klenče. Grafitický pigment je v tomto type vzácnejší, ale miestami tvorí mozaikovú textúru karbonátov, keď v intergranulároch sú okrem grafitu skoncentrované i iné minerály, ako sericit, kremeň a chlorit.



Obr. 1 — Objemové zastúpenie dolomitu a magnezitu vo vrte GVL-2.

Fig. 1 — Volume representation of dolomite and magnesite in borehole GVL-2.

Dolomit tretieho typu (tretia generácia) predstavujú hrubozrnné agregáty šedého, v prevahe však bieleho dolomitu, ktoré W. E. Petraschek (1932) nazval »konský zub«. Tieto kryštalické formy centimetrových, niekedy i niekoľkocentimetrových rozmerov vznikli pri metasomatóze, keď dutiny vytvorené objemovou kontrakciou boli vyplnené klencovými útvarmi dolomitu typu »konského zuba«. Tento typ sa v šošovkách vo Vlachove vyskytuje dosť často, ale nepravidelne. Nachádzame ho v jemnozrnnom i v hrubozrnnom agregáte dolomitu alebo magnetitu bez akejkoľvek zákonitosti v rozmiestnení. Z. d. Trdlička (1959) uvažuje, že tento dolomit mohol byť i produktom hydrotermálneho procesu, nakoľko sa nachádza v dosahu menších prírodných žiliek, ba agregáty sú dokonca spojené s týmito prírodnými žilkami. Pri našom štúdiu sa nám nepodarilo v každom prípade nájsť podobné príklady. Drobné žilky sú pomerne vzácné a dolomity typu »konského zuba« sa zriedkavo nachádzajú úplne izolované v jemnozrnnom agregáte, kde tvoria individuá 2—3 cm veľké. Treba však poznamenať, že naše možnosti pozorovania boli obmedzené len na vrtné jadrá a celkový širší obraz chýbal.

K poslednému typu prináležia dolomity, ktoré tvoria menšie žilky, mocné od niekoľkých mm do viac cm, ďalej výplň dutín v brekciách a intergranulárnych priestoroch. Ich vývin bol značne ovplyvnený fyzikálno-chemickými podmienkami, čím vzniklo niekoľko foriem, ktoré však nemôžeme označiť ako generácie. Všetky tieto formy patria skôr do jednej generácie.

1. Dolomity uložené v menších žilkách, sprevádzané obyčajne kremenom hydrotermálneho pôvodu. Je pravdepodobné, že tento dolomit je produktom rekryštalizácie staršieho dolomitu, pretože klence (1—1,5 cm) uložené v kmeni sú idiomorfne obmedzené a veľmi čisté, bez akýchkoľvek stôp pigmentácie.

2. Drobné klence dolomitu v brekciách, kde vyplňujú vytvorené priestory a puklinky. Klence tohto dolomitu sú temer bezfarebné alebo mliečnobiele.

#### Špecifické váhy a indexy lomu dolomitov

Specific gravities and refractive indices of dolomites

Tab. 1

č. vz.	špec. váha	$\omega$	$\epsilon'$	$\epsilon$
M- 42	3,015	1,693	1,596	1,512
M-169	2,993	1,689	1,593	1,512
M- 62	3,010	1,692	1,595	1,514
M-172	2,992	1,688	1,592	1,511
M-168	2,992	1,689	1,593	1,512
M- 26	3,010	1,692	1,595	1,514
M-174	2,990	1,687	1,591	1,510
M- 66	2,994	1,690	1,593	1,512
M- 30	2,998	1,692	1,594	1,513
M- 24	2,953	1,682	1,586	1,502
M- 86	3,006	1,690	1,593	1,518
M- 91	3,006	1,698	1,601	1,516
M- 93	3,008	1,698	1,600	1,515
M- 89	3,008	1,696	1,598	1,515

3. Pomerne vzácne sú malé žilky, vyplnené drobnozrnným dolomitom. Tento typ dolomitu je viditeľne najmladší, nakoľko preniká cez staršiu výplň, pričom smerom do stredu žily sa agregát očisťuje od šedého pigmentu.

Pri štúdiu v polarizovanom svetle je dolomit charakterizovaný silnou pseudoabsorpciou a bohatým dvojčatným lamelovaním.

Hodnoty indexov lomu a špecifických váh, meraných mikroskopickou metódou z malých množstiev, varujú v rozmedzí povolenom pre dolomit mierne znečistený FeO + MnO, alebo pri znížených hodnotách prítomnosťou akcesórií.

V chemizme dolomitu, podobne ako v chemizme magnezitu, sa uplatňujú v podstate tie isté prvky, len ich kvantitatívne zastúpenie je odlišné. Kolísanie jednotlivých komponentov v mriežke dolomitu najlepšie dokumentujú priložené kryštalochemické vzorce, uvedené v tabuľke 2. Hod-

Kvantitatívne chemické analýzy dolomitov  
Quantitative chemical analyses of dolomites

Tab. 2

lokalita	čís. vz.	čís. anal.	analýzy %							
			FeO	MnO	MgO	CaO	CO <sub>2</sub>	Ner. zb.	SiO <sub>2</sub>	Σ
GVL-1	M-48	56	1,58	0,12	21,06	28,24	46,78	0,37	—	98,15
GVL-1	M-27	55	2,09	0,14	20,80	28,45	46,49	0,62	—	98,59
GVL-2	M- 3	10435	2,16	0,14	21,04	29,41	46,50	1,44	1,16	100,69
GVL-2	M-10	10418	1,86	0,18	19,86	28,71	45,12	3,55	1,84	101,12
GVL-2	M-11	10412	2,22	0,21	20,06	29,82	46,27	0,88	0,22	99,68
GVL-2	M-12	10423	2,53	0,28	19,57	30,46	47,09	0,69	0,28	100,90
GVL-2	908-910	10416	2,26	0,23	20,06	29,82	46,53	0,28	0,16	99,34
GVL-2	910-912	10414	1,54	0,14	19,77	30,64	46,05	1,02	0,47	99,63
GVL-2	M-13	10451	2,25	0,44	19,16	29,70	47,62	0,87	0,85	100,89
GVL-4	971-973	982	5,03	0,45	19,22	28,45	46,72	0,24	0,12	100,35
GVL-4	973-975	983	6,11	0,42	18,37	28,04	45,36	0,18	1,58	101,64
GVL-4	969-971	981	4,85	0,29	18,79	28,86	45,91	0,42	0,41	99,94
GVL-5	832-834	1000	3,23	0,31	19,66	29,56	46,36	0,27	0,16	99,71
GVL-5	772-774	991	2,34	0,38	19,87	30,08	46,04	0,32	0,15	99,33

Kryštalochemické vzorce dolomitov  
Crystallochemical samples of dolomites

č. zv.

M-48	Ca <sub>0,952</sub> {Fe <sub>0,041</sub> Mg 0,987 Mn <sub>0,003</sub> }	1,032	{CO <sub>3</sub> } <sub>2</sub>
M-27	Ca <sub>0,961</sub> {Fe <sub>0,055</sub> Mg 0,978 Mn <sub>0,004</sub> }	1,037	{CO <sub>3</sub> } <sub>2</sub>
M-3	Ca <sub>0,985</sub> {Fe <sub>0,056</sub> Mg 0,980 Mn <sub>0,003</sub> }	1,039	{CO <sub>3</sub> } <sub>2</sub>
M-10	Ca <sub>0,996</sub> {Fe <sub>0,050</sub> Mg 0,958 Mn <sub>0,003</sub> }	1,011	{CO <sub>3</sub> } <sub>2</sub>
M-11	Ca <sub>1,007</sub> {Fe <sub>0,057</sub> Mg 0,942 Mn <sub>0,005</sub> }	1,004	{CO <sub>3</sub> } <sub>2</sub>
M-12	Ca <sub>1,016</sub> {Fe <sub>0,065</sub> Mg 0,908 Mn <sub>0,005</sub> }	0,978	{CO <sub>3</sub> } <sub>2</sub>
908-910	Ca <sub>1,003</sub> {Fe <sub>0,057</sub> Mg 0,940 Mn <sub>0,005</sub> }	1,002	{CO <sub>3</sub> } <sub>2</sub>
910-912	Ca <sub>1,029</sub> {Fe <sub>0,039</sub> Mg 0,932 Mn <sub>0,003</sub> }	0,974	{CO <sub>3</sub> } <sub>2</sub>
M-13	Ca <sub>0,990</sub> {Fe <sub>0,057</sub> Mg 0,888 Mn <sub>0,001</sub> }	0,946	{CO <sub>3</sub> } <sub>2</sub>
971-973	Ca <sub>0,955</sub> {Fe <sub>0,131</sub> Mg 0,892 Mn <sub>0,011</sub> }	1,040	{CO <sub>3</sub> } <sub>2</sub>
973-975	Ca <sub>0,965</sub> {Fe <sub>0,165</sub> Mg 0,877 Mn <sub>0,001</sub> }	1,053	{CO <sub>3</sub> } <sub>2</sub>
969-971	Ca <sub>0,981</sub> {Fe <sub>0,129</sub> Mg 0,891 Mn <sub>0,007</sub> }	1,027	{CO <sub>3</sub> } <sub>2</sub>
832-834	Ca <sub>0,998</sub> {Fe <sub>0,084</sub> Mg 0,923 Mn <sub>0,008</sub> }	1,015	{CO <sub>3</sub> } <sub>2</sub>
772-774	Ca <sub>1,038</sub> {Fe <sub>0,063</sub> Mg 0,956 Mn <sub>0,010</sub> }	1,029	{CO <sub>3</sub> } <sub>2</sub>

noty FeO sa pohybujú od 1,54 do 6,11 %, čo zodpovedá zloženiu dolomitov v ostatných metasomatických magnezitových ložiskách. Obsahy MnO kolíšu v desiatinách percenta, avšak obsahy MgO sa pohybujú od 18,37 % do stechiometrických hodnôt uvádzaných A. G. B e t c h t i n o m (1951) pre dolomit.

V tomto prípade si musíme uvedomiť, že dolomit s magnezitom sú značne prerastené a je teda predpoklad, že určité množstvo magnezitu sa nachádza v dolomite i napriek dôkladnej separácii. Uvedené dva minerály sa totiž v profile šošoviek na mnohých miestach vzájomne prerastajú, čo dokazuje i priložený graf objemového zastúpenia magnezitu a dolomitu, termálne krivky, ale aj makroskopické pozorovania. No i vzhľadom na tieto pozorovania, porovnávajúc naše analýzy s analýzami z ostatných magnezitových ložísk Spišsko-gemerského rudohoria, sa tieto nemenia a majú podobné zloženie, aké uvádza i Z d. T r d l i č k a (1959). I v mikrokomponentoch sledovaných kvalitatívnymi spektrálnymi analýzami, ktoré boli vyhotovené v Spišskej Novej Vsi, nepozorujeme žiadne diferencie. Z celého radu zistených prvkov za izominerálne môžeme považovať len Ba a Sr, vzhľadom na ich priebežné vystupovanie. Prítomnosť Sr v dolomite je stálejšia ako Ba a Sr sa tak stáva charakteristickým mikroelementom pre študované karbonáty. Obsahy Ba J. H. B e r n a r d (1961) považuje za izomorfné pomocou sekundárnej diadochie cez ióny Sr a Ca.

Zaujímavé je vystupovanie prvkov Cu, Ni, menej Sn, Pb a snáď i Ag. Tieto prvky sú dosť rovnomerne zastúpené vo všetkých sledovaných vzorkách. Vzhľadom na svoje rozšírenie môžu sa diadochne viazať na základné komponenty dolomitu. Musíme pritom pripustiť, že značná časť má heterogénny charakter, pochádzajúci zo sulfidických minerálov, ktoré tvoria mikroskopické agregáty v základnej hmote.

Kvalitatívne spektrálne analýzy dolomitov.  
Qualitative spectral analyses of dolomites.

Tab. 3

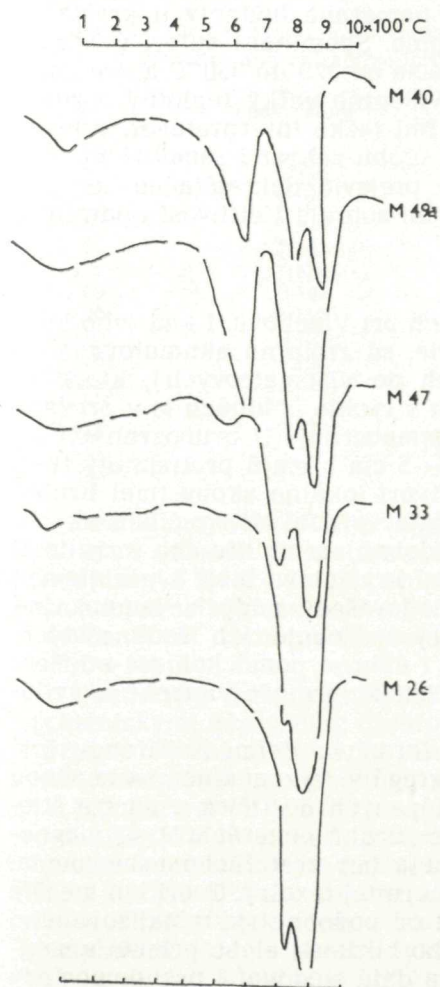
Č. VZ.	LOKALITA	Ag	Al	Ba	Ca	Co	Cu	Cr	Fe	In	Mg	Mn	Na	Ni	Pb	Si	Sn	Sr	Ti	Zr	Y
48	GVL-1 693 m	• ○			■	• ○			■		■	■ ○	○ ○	○ ○	○ ○	■ ○	○ ○	○ ○	•		
27	705	• ○ •			■	○ ○			■		■	○ ○	○ ○	○ ○	○ ○	■ ○	○ ○	○ ○			
45	735		○ ○		■		○		•		■	○	•		●		○				•
36a	741	• ○ •			■		○		•		■	●	○	○	○	■	○	•	•		○
3	GVL-2 887,5 m	• ○ ○			■	○ ○			•		■	■	○ ○	○ ○	○ ○	■ ○	○ ○	○ ○		•	•
5	888	• ● ○			■	○ ○			•		■	■	○ ○	○ ○	○ ○	■		○ ○			•
10	902		○ ○		■		○ •				■	●	•	•	■	○	•	•	•		
11	905	• ○ ○			■		○ •				■	●	•	○	○	●	○	•			
14	916	• ○ ○			■		○		•		■	■	○ ○	○ ○	○ ○	●	○ ○	○ ○	○ ○	•	
13	912	• ○ •			■		○ •		•		■	■	○ ○	○ ○	○ ○	●	○ ○	○ ○			
63	990		○ •		■		○				■	○	•		●		○				
68	1025		○ •		■		○ ○				■	○			●		○				
72	1060		○ ○		■		○ ○		•		■	○		○	○	○	○	○			
75	1066		○ •		■		○ ○				■	○			●		○				

Spektrálnou analýzou stanovené ďalšie prvky považujeme za heterogenity (šupinovité silikátové minerály, kremeň, sulfidy, rutil, grafit). Patria k nim: Al, Co, Cr, Ga, In, K, Na, Zr, Si, Sb, Y, Ti.

Diferenciačný termický rozbor tiež jednoznačne potvrdil dolomity a zmesi dolomitu s magnezitom. Dosiahnuté termogramy sú okrem vzorky M-40 a M-49a charakterizované dvoma výraznými endotermami s vrcholmi asi 780 °C a 860 °C. Prvá endoterma pri 780 °C zodpovedá disociácii  $MgCO_3$ , ktorá je na grafe registrovaná výraznou endotermou.

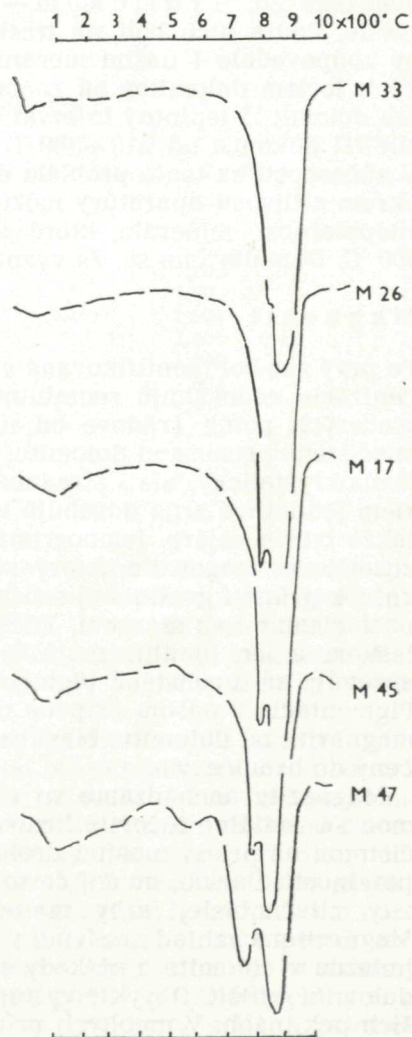
Tab. 4

Diferenciálne termické analýzy smesí magnezitov a dolomitov.  
Differential thermic analyses of magnesite and dolomite mixtures.



Tab. 5

Diferenciálne termické analýzy dolomitov.  
Differential thermic analyses of dolomites.



U vzoriek M-40 a M-49a sú v oblasti teplotného intervalu 660 °C zaznamenané endotermy, ktoré zodpovedajú znečisteniu magnezitom.

Dekrepitačné analýzy vykonané K. Eliášom na termovákuovom impulznom prístroji nepriniesli presvedčivé výsledky, ktoré sa dali len veľmi ťažko interpretovať. U vzorky M-174 môžeme položiť začiatok dekrepitácie do oblasti 150—160 °C a masové praskanie plynokvapalných uzavrením začal prístroj registrovať pri 190—200 °C. Podobne u vzorky M-42, kde počiatok bol registrovaný pri 170—180 °C a masová dekrepitácia pri 200 °C. Viaceré grafy sa však nedali vôbec vyhodnotiť, nakoľko záznamy o treskoch boli veľmi slabé alebo úplne chýbali. Domnievame sa, že menší počet až neprítomnosť potrebných vrcholov signalizuje asi i malé množstvo plynokvapalných uzavrení.

Porovnaním dosiahnutých výsledkov s dolomitmi hydrotermálnych žíl vidíme, že nami udávané hodnoty sú podstatne nižšie. Výsledky merania uvádzané Zd. Trdličkom — F. Kupkom (1965) sú zasa omnoho vyššie. Podľa nich boli na tresky sterilné len jemnozrnné agregáty, čo by zodpovedalo i našim meraniam, len namerané hodnoty u kryštalických foriem dolomitov sú značne rozdielne. Spomínaní autori uvádzajú pre dolomit II teplotný interval dekrepitácie od 270 do 330 °C a pre dolomit III dokonca od 310—380 °C. Je to evidentne veľký teplotný rozdiel. V súčasnosti sa tento problém dá len veľmi ťažko interpretovať, pretože okrem citlivosti aparatúry môžu značnú úlohu zohrať i samotné vzorky, štiepateľnosť minerálu, ktorá sa môže prejaviť dekrepitačne už pod 300 °C. Domnievame sa, že významnú úlohu zohrala i citlivosť aparatúry.

### M a g n e z i t

Po prvý raz bol identifikovaný v šošovkách pri Vlachove. I keď jeho koncentrácie nedosahujú rentabilné kondície, sú zreteľne akumulované do viacerých polôh (rádovo od najmenších do viacmetrových), ktoré sú znečistené prímiesami dolomitu. Magnezit v týchto polohách je v prevažne hrubokryštalický, ale i strednozrnný a jemnozrnný. U hrubozrnných foriem jednotlivé zrná dosahujú veľkosť 3—5 cm a majú pretiahnutý tvar, takže tvoria vejáre. Jemnozrnná forma tvorí lokálne akoby tmel hrubozrnejšiemu magnezitu, ktorý sa vyznačuje veľkou čistotou bez akýchkoľvek prímiesí grafitickej substancie. Podobnú variabilitu ako v zrnitosti nachádzame i vo sfarbení. Väčšie zrná sú kryštalovo biele s perleťovým leskom a len lokálne majú šedý až medovošedý nádych. Jemnozrnné agregáty sú znečistené pigmentom, ktorý spôsobuje ich šedý nádych. Pigmentácia v našom prípade môže byť i dobrou pomôckou pri odlíšení magnezitu od dolomitu. Magnezit býva čistejší, pretože pigment je vytlačený do hranice zrn.

Magnezity nachádzame vo viacerých formách. Veľmi rozšírenou formou sú radiálne lúčovité hrubozrnné agregáty, vyznačujúce sa značnou čistotou až priesvitnosťou drobných odlúpených doštičiek v smere štiepateľnosti. Ďalšou, menej častou formou (druhá generácia?) sú magnezity mliečnobielej farby, matného lesku a bez zreteľného usmernenia. Magnezit má vzhľad masívnej všesmerne zrnitej textúry. Tvorí len menšie hniezda v dolomite a niekedy sa nedajú od podobne vykryštalizovaného dolomitu odlíšiť. Obvykle vystupuje v jeho blízkosti alebo priamo v menších puklinách. V mnohých prípadoch sa dajú sledovať i pseudomorfozy

po mineráloch klencového vývoja. Okrem uvedených foriem možno ešte spomenúť páskovanú textúru, ktorá je veľmi vzácna a nikdy v nej nevystupuje čistý magnezit. Vždy je značne prerastený dolomitom. Zdá sa, že táto textúra obkresluje primárnu sedimentárnu textúru. Nakoniec je treba spomenúť magnezit vo forme výrastlíc, uložený v drobnozrnnom dolomite II. Veľkosť zŕn magnezitu značne varíruje od najmenších čiastiek po zrná 1—2 cm veľké.

Tvar zŕn magnezitu je spravidla hypidiomorfný až allotriomorfný s náznakmi tlakových deformácií. Pseudoabsorpcia je výrazná najmä u hrubozrnejších agregátov. U jemnozrnných foriem sa zdá byť menej intenzívna. Dvojčatné lamelovanie je omnoho častejšie u dolomitu ako u magnezitu. Identifikácia pod polarizačným mikroskopom je však obťažná. Preto sme pri identifikácii magnezitu použili na meranie indexov lomu a špecifických váh mikroskopickú metódu opísanú v práci J. G u b a č a (1968).

Špecifické váhy a indexy lomu magnezitov  
Specific gravities and refractive indices of magnesites

Tab. 6

č. vz.	špec. váha	$\omega$	$\varepsilon'$	$\varepsilon$
M- 66	3,140	1,706	1,604	1,518
M-171	3,123	1,703	1,602	1,515
M-175	3,122	1,702	1,601	1,514
M-167	3,120	1,705	1,603	1,517
M- 62	3,143	1,708	1,605	1,520
M-170	3,130	1,705	1,604	1,519
M- 60	3,148	1,707	1,605	1,620
M- 26	3,150	1,708	1,606	1,621
M-173	3,123	1,703	1,602	1,515
M-175a	3,122	1,702	1,601	1,514
M- 19	3,016	1,701	1,601	1,512
M- 24	3,052	1,706	1,604	1,518
M- 21	3,022	1,700	1,600	1,513

Dosiahnuté výsledky a vzájomné vzťahy medzi indexom lomu a špecifickými váhami sú zrejmé z tabuľky 6. Hoci v porovnaní s literárnymi údajmi A. G. Betehtina (1951), Z. d. Trdličku (1959) a ďalších autorov sú naše hodnoty o niečo vyššie, identifikujú magnezit. Mierne zvýšenie od literárnych údajov môže byť spôsobené zvýšeným obsahom FeO + MnO.

Chemizmus magnezitov bol sledovaný kvalitatívnymi spektrálnymi a chemickými analýzami. Študijný materiál bol separovaný alebo odobraný priamo z vrtného jadra. Je zaujímavé, že najkvalitnejší a najčistejší magnezit sa našiel pri náhodnom vyberaní vzorky bez dodatočného čistenia.

Jedným z nich je Fe, ktoré podľa chemických analýz dosahuje hodnoty od 2,14 do 2,90 % FeO, teda dosť konštantných obsahov. Ďalší prvok Ca svojim kvantitatívnym zastúpením veľmi varíruje v hodnotách od 1,58 do 7,24 % CaO. Obsahy pohybujúce sa okolo 1 % by sme mohli považovať za diadočné s niektorým prvkom v mriežke magnezitu, ale v ostatných prípadoch, kde sú obsahy vyššie, je nutné počítať i s heterogénnymi prímiesami z dolomitu. Obsahy mangánu sú prakticky stále a priemerná



Kvalitatívne spektrálne analýzy magnezitov.  
Qualitative spectral analyses of magnesites.

Tab. 7

Č. VZ.	LOKALITA	Ag	Al	Ba	Ca	Co	Cu	Fe	Ga	Mg	Mn	Na	Ni	Pb	Si	Sr	Ti
220	GVL - 2 930,40 m	•	○	○	■	■	○	■	■	■	●	●		○	●	•	
227	940	•	○	•	■	■	○	■	■	■	●	○		•	○	○	
61	984		○	•	■	■	○	■	■	■	■	○				•	•
66	994,20		○	○	■	■	○	■	■	■	●	○			○	○	
175	932		●	○	■	■	○	■	■	■	●	○	•	○	●	○	•
65	993		○	○	■	○	○	■	■	■	■	○	•		●	○	•

■ >1%. □ 1 - 0,1%. ● 0,1 - 0,01%. ○ 0,01 - 0,001%. • problem.

Kvantitatívne chemické analýzy magnezitov  
Quantitative spectral analyses of magnesites

Tab. 8

lokalita	čís. vz.	čís. anal.	analýzy %								
			FeO	MnO	MgO	CaO	CO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ner. zvyšok	SiO <sub>2</sub>	ε
GVL-2	932-934m	10401	2,40	0,21	42,19	3,42	50,89	—	2,49	0,06	101,66
GVL-2	940-942m	10454	2,14	0,19	39,12	6,30	50,46	—	0,22	0,04	98,55
GVL-2	980-982	2747	2,73	0,15	39,22	7,24	49,79	—	0,34	0,10	99,57
GVL-2	992-994	2753	2,55	0,13	39,72	7,01	50,16	—	0,29	0,23	100,09
GVL-2	994-996	2755	2,37	0,12	38,40	7,15	48,81	—	0,37	0,16	97,38
GVL-1	M-36a	44	2,30	0,12	38,18	7,69	48,63	0,0	0,98	—	97,90
GVL-2	M-175		2,90	0,03	45,03	1,58	50,45	—	0,16	0,0	100,25

Kryštálochemické vzorce magnezitov  
Crystallochemical samples of magnesites

č. vz.

932-934	{Mg <sub>0,916</sub> Ca <sub>0,052</sub> Fe <sub>0,028</sub> Mn <sub>0,001</sub> }	0,997 CO <sub>3</sub>
940-942	{Mg <sub>0,870</sub> Ca <sub>0,101</sub> Fe <sub>0,026</sub> Mn <sub>0,001</sub> }	0,998 CO <sub>3</sub>
980-982	{Mg <sub>0,852</sub> Ca <sub>0,112</sub> Fe <sub>0,033</sub> Mn <sub>0,001</sub> }	0,998 CO <sub>3</sub>
992-994	{Mg <sub>0,859</sub> Ca <sub>0,108</sub> Fe <sub>0,030</sub> Mn <sub>0,001</sub> }	0,998 CO <sub>3</sub>
994-996	{Mg <sub>0,854</sub> Ca <sub>0,113</sub> Fe <sub>0,029</sub> Mn <sub>0,001</sub> }	0,997 CO <sub>3</sub>
M-36a	{Mg <sub>0,819</sub> Ca <sub>0,125</sub> Fe <sub>0,029</sub> Mn <sub>0,001</sub> }	0,974 CO <sub>3</sub>
M-175	{Mg <sub>0,9418</sub> Ca <sub>0,0238</sub> Fe <sub>0,0034</sub> Mn <sub>0,0003</sub> }	0,9693 CO <sub>3</sub>

V mriežke magnezitu sa uplatňujú viaceré izomorfné prvky, ktorých presné zastúpenie môžeme sledovať vo vyššie uvedených kryštálochemických vzorcoch.

hodnota sa blíži k 0,13 %. Mangán v magnezitoch zastupuje skôr železo ako horčík, pretože jeho obsahy korelujú s obsahmi železa.

Okrem spomínaných prvkov boli spektrálnymi analýzami zaznamenané ďalšie elementy, ktoré dokresľujú celkový chemizmus magnezitov. Z celého radu prvkov mierne zvýšené obsahy Si, Al, Na a i vzácnejších, ako K, Ga, pripisujeme skôr heterogenitám z klastík pôvodného palasomu a ílovitým prímiesiam, ako izomineráliám. Podobne problematické prvky ako V, Y, Ti, ktorých obsahy varírujú, považujeme za anizominerálne z akcesórií.

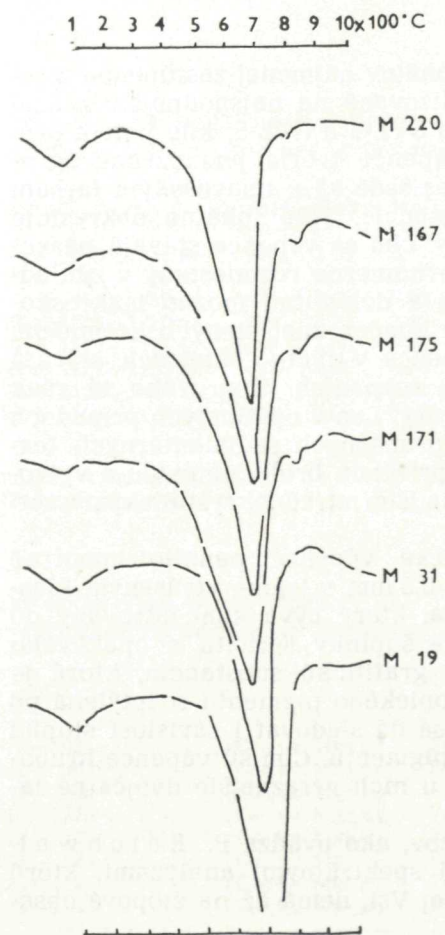
Prvky Ni, Cu, menej Co a snáď Zn sa vzhľadom na svoje vystupovanie v analyzovaných vzorkách môžu diadochne viazať i na základné komponenty magnezitu, pretože väčšina z nich sa nachádza v podobných koncentráciách i v ostatných lokalitách magnezitu Spišsko-gemerského rudohoria. Určitá časť bude rozhodne prináležať heterogenitám zo sulfidov.

Za izominerálne môžeme považovať len Ba a Sr, pretože sme nenašli žiadne minerály, ktoré by mohli byť ich nositeľmi. Obsahy Na nie sú síce vysoké, ale majú dosť stály a priebežný charakter. Môžeme ich teda považovať za izomorfné pomocou sekundárnej diadochie cez ióny Sr.

Na druhej strane nemôžeme vylúčiť ich väzbu na heterogénny dolomit, u ktorého boli obidva prvky tiež zaznamenané.

Chemizmus magnezitu v porovnaní s ostatnými lokalitami Spišsko-gemerského rudohoria je vcelku rovnaký. Je preto veľmi ťažko na základe chemizmu hovoriť o genéze magnezitu vo vlachovských vrstvách staršieho paleozoika ako o niečom novom, čo vzniklo za úplne iných podmienok ako magnezity v mladšom paleozoiku.

Rovnako diferenciálne termické analýzy sú kvalitatívne zhodné; líšia sa len v zanedbateľných detailoch vyplývajúcich zo zmien chemizmu. Vykonané termické analýzy sú charakterizované jednou výrazne registrovanou endovlnou v oblasti termického rozkladu sv rcholom okolo 680—700 °C. V literatúre sa pre disociačný interval magnezitu udáva pomerne veľmi široký teplotný interval, a to od 470 do 800 °C, podľa obsa-



Tab. 9

Diferenciálne termické analýzy magnezitov.

Differential thermic analyses of magnesites.

hu Fe a Ca v mriežke. Nami uvedené diferenciálne termické analýzy sú teda zhodné s údajmi uvádzanými v literatúre pre magnezit (O. Čejchan — K. Smrček 1965; Z. d. Trdlička 1959).

Ťažkosti nastali len s vyhodnotením dekrepitačných analýz. Z celého radu urobených meraní sú len v jednom prípade výrazne zaregistrované vrcholy identifikujúce jednotlivé tresky plynokvapalných uzavrenín. U ostatných vzoriek tieto vrcholy úplne splývajú s pozadím, takže sa nedá presne odhadnúť počiatkový moment dekrepitácie, ale ani masová dekrepitácia. Ostáva problémom, či vôbec skúmaný magnezit mal dostatočné množstvo uzavrenín, ktoré by bolo možné zaregistrovať na záznam. Zo záznamu spomínaného prípadu sa dá vyčítať, že magnezit dekrepituje so vzrastajúcou intenzitou približne od 170—210° C. Po tejto teplote sa intenzita a frekvencia dekrepitácie drží na jednej úrovni až do 270° C. Od tejto teploty začína už intenzívna dekrepitácia vyvolaná štiepatelnosťou minerálu. Pri 400° C je intenzita a frekvencia dekrepitácie taká veľká, že prevyšuje merací rozsah aparatúry.

## Vá p e n e c

Vápence sú z celkového množstva karbonátov najmenej zastúpenou zložkou. Z priestorového hľadiska sú lokalizované na najspodnejšie známe polohy karbonátov vo vrtných profiloch GVL-4 a GVL-5, kde potom prechádzajú do nadložných dolomitov. Vápence tvoria jemnozrnné agregáty s farebným efektom od svetlých cez šedé až k tmavošedým farbám podľa obsahu prímiesi grafitickej substancie. Táto lokálne obkresluje pôvodné primárne sedimentárne textúry, čím sa vápence stávajú páskované. Častejšie však býva pigment nerovnomerne rozmiestnený v základnej hmote. Na styku medzi vápencami a dolomitmi možno makroskopicky vyčleniť menšiu polohu vápencov značne znečistených kremeňom a grafitickým pigmentom, čím sa vápence v týchto miestach stávajú veľmi masívne, čierne s ostrohranným rozpadom. V prevahe sú však jemnokryštalické vápence masívnej textúry. Len v ojedinelých prípadoch možno pozorovať náznaky pôvodných primárnych sedimentárnych textúr vrstevnatosti. Lokálne sú porušené priečnou bridličnatosťou a vytvorené pukliny sú druhotne vyplnené mladším strednokryštalickým svetlým karbonátom.

Mikroskopicky predstavujú kryštalické vápence panallotriomorfné zrnité agregáty o veľkosti zrna od 0,1—0,8 mm s jemne vtrúseným klasickým materiálom prevažne z kremeňa, ktorý býva koncentrovaný do menších polôh. Menej časté sú drobné šupinky sericitu a opakového pyritu. Nakoniec je treba spomenúť i grafitickú substanciu, ktorá je v podobe jemnozrnného až submikroskopického pigmentu rozptýlená po kryštalických vápencoch. Veľmi dobre sa dá sledovať i závislosť stupňa rekryštalizácie na obsahu grafitického pigmentu. Čím sú vápence hrubozrnnnejšie, tým sú čistejšie a pozorovať u nich výraznejšie dvojčatné lamelovanie.

Mikrochemizmus študovaných vápencov, ako uvádza P. Reichwaller (1962), sledovaný kvalitatívnymi spektrálnymi analýzami, ktoré vyhotovilo laboratórium v Spišskej Novej Vsi, nemá až na stopové obsa- hy Cd a Ga, žiadne zvláštnosti.

## Kvalitatívne spektrálne analýzy vápencov

Zo spektrálne zistených prvkov môžeme okrem Ga považovať za izomínérálne i Mg, Mn, Fe, Sr, Ba a vzhľadom na priebežnosť i Pb a Cu. Ostatné prvky prináležia heterogenitám z ostatných minerálov prítomných vo vápencoch, i keď len v akcesorických množstvách.

Kvalitatívne spektrálne analýzy vápencov.  
Qualitative spectral analyses of limestones.

Tab. 10

Č. VZ.	LOKALITA	Ag	Al	Ba	Bi	Ca	Co	Gd	Cu	Cr	Fe	Ge	K	Mg	Mn	Na	Ni	Pb	Si	Sn	Yb	Ti	Zn	Zr
81	GVL - 5 1111.80 m	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
82	1117.40	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
83	1123	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
84	1125	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
85	1127.80	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•

Tab. 11

Kvantitatívne chemické analýzy vápencov  
Quantitative chemical analyses of limestones

Tab. 11

Lokalita	č. vz.	č. anal.	FeO	MgO	MnO	CaO	CO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	ner. zv.	Σ
GVL-4	979— 981 m	986	3,23	5,77	0,20	45,60	42,90	1,04	0,36	99,10
GVL-4	981— 983 m	987	0,54	0,87	0,01	54,24	42,92	0,44	0,25	99,27
GVL-4	983— 985 m	988	3,05	5,03	0,45	47,10	43,42	0,18	0,26	99,49
GVL-4	1218—1220 m	989	3,23	2,45	1,27	47,36	40,55	2,65	2,07	99,58
GVL-5	1119—1121 m	1006	1,08	0,45	0,06	53,16	43,36	1,33	0,52	99,96
GVL-5	1121—1123 m	1007	0,90	0,40	0,02	53,44	43,04	0,79	1,42	100,01
GVL-5	1123—1125 m	1008	1,08	0,90	0,02	54,13	43,30	0,18	0,36	99,97
GVL-5	1125—1127 m	1009	1,08	0,95	0,07	54,10	44,00	stopy	0,30	100,50

Analýzy vyhotovila E. Súrová [1972] a M. Gregorová [1972] v laboratóriume GÚDŠ, Bratislava.

Kryštalochemické vzorce vápencov  
Crystallochemical samples of limestones

č. vz.

979— 981	{Ca <sub>0,810</sub> Mg <sub>0,142</sub> Fe <sub>0,044</sub> Mn <sub>0,001</sub> } <sub>0,997</sub>	CO <sub>3</sub>
981— 983	{Ca <sub>0,972</sub> Mg <sub>0,020</sub> Fe <sub>0,006</sub> } <sub>0,998</sub>	CO <sub>3</sub>
983— 985	{Ca <sub>0,830</sub> Mg <sub>0,122</sub> Fe <sub>0,041</sub> Mn <sub>0,005</sub> } <sub>0,998</sub>	CO <sub>3</sub>
1218—1220	{Ca <sub>0,874</sub> Mg <sub>0,061</sub> Fe <sub>0,046</sub> Mn <sub>0,017</sub> } <sub>0,998</sub>	CO <sub>3</sub>
1119—1121	{Ca <sub>0,973</sub> Mg <sub>0,011</sub> Fe <sub>0,015</sub> Mn <sub>0,999</sub> } <sub>0,995</sub>	CO <sub>3</sub>
121— 123	{Ca <sub>0,977</sub> Mg <sub>0,010</sub> Fe <sub>0,012</sub> } <sub>0,999</sub>	CO <sub>3</sub>
1123—1125	{Ca <sub>0,963</sub> Mg <sub>0,021</sub> Fe <sub>0,014</sub> } <sub>0,998</sub>	CO <sub>3</sub>
1125—1127	{Ca <sub>0,962</sub> Mg <sub>0,023</sub> Fe <sub>0,015</sub> } <sub>1,000</sub>	CO <sub>3</sub>

Podobné výsledky neboli zaznamenané pri štúdiu makrochemizmu. Z priložených analýz v tab. 9 vidíme, že skúmané vápence sa čistotou mierne odlišujú. Vo vrte GVL-5 sú vápence dosť čisté, pokiaľ ide o heterogénne prímеси iných karbonátových komponentov alebo iných minerálov. Čistota vápencov vrty GVL-4, ktoré sú uložené vyššie, nie je taká jednoznačná. Vidieť to v jednom prípade na nerozpustnom zbytku, ktorý je zrejme spôsobený kremeňom a ďalšími minerálmi a tiež zvýšeným obsahom karbonátových zložiek. Mierne zvýšený obsah MgO, FeO a snáď i MnO signalizuje, že nie celý obsah spomínaných zložiek je izominerálny. Ich obsahová variabilnosť, i keď v malom profile, svedčí o tom, že časť MgO i FeO je heterogénneho pôvodu z iných karbonátových komponentov, ktoré sa veľmi prerastajú.

Z genetického hľadiska nastávajú určité problémy pri obhajovaní názoru o biohermnom pôvode týchto vápencov. Kompletné štúdium štruktúr, textúr a chemizmu týchto šošoviek i v okolí Nižnej Slanej tento názor vôbec nepodporuje. L. S n o p k o (1967) pozoroval a podrobne opísal rôzne flyšové sedimentárne štruktúry, ako gradačné zvrstvenie, šikmé zvrstvenie ap., ktoré skôr nasvedčuje, že ide o redeponovaný materiál, ktorého primárny pôvod pre málo dôkazov nemôžeme jednoznačne vysvetliť. Pripúšťame však, že môže ísť i o sedimentáciu v príbrežných častiach mora, kde bioherny môžu vznikáť len ťažko.

## M a s t e n e c

Mastenec je charakteristický minerál pre ložiská, kde je jedným z hlavných komponentov magnezit. Jeho výskyt však nie je všade rovnaký. V našom prípade ho nachádzame len v šošovke zachytenej vrty GVL-1 JV od obce Vlachovo, kde sa viaže na menšie nesúvislé pásma a intergranulárne priestory v dolomitovo-magnezitovej hmote. Lokálne šošovky mastenca dosahujú 3—4 cm.

Mastenec vo Vlachove má dvojakú formu. Najčastejšie ho nachádzame v šupinovitej až lupeňovitej forme zelenkastej farby. V menšej miere je biely, žltobiely, krémový, tvoriaci jemnozrnný až kompaktný agregát. Obyčajne vyplňuje menšie dutiny alebo sa viaže na štiepne plochy dolomitu. Agregáty mastenca, podľa toho v akej forme sa nachádzajú, majú i charakteristický rozpad. Strednozrnnité druhy sú dobre štiepateľné

Röntgenometrická analýza mastenca

X-ray analyses of talc

Tab. 12

č. dm	Hodnoty merané		Im (26a)	V. J. Michejev (1957)	
	Im (26)	dm		d	I
1. 9,42	9	9,35	8	9,25	10
2. 4,66	6	4,66	8?	4,64	6
3. 4,24	3	4,23	5	—	—
4. 3,67	2	—	—	3,537	2
5. 3,43	6	3,42	7	3,418	5
6. 3,33	6	—	—	3,276	1
7. 3,127	9	3,102	10	3,104	10
8. 2,735	4	—	—	2,734	3

a rozpadajú sa už pri menšom náraze. Žltobiely až biely mastenec je jemnošupinovatý, makroskopický až kompaktný. Mikroskopicky sa javí ako veľmi jemnošupinovatý agregát. Podľa Z. d. Trdličku (1962) je tento mastenec jedným z najkvalitnejších. Jeho šupinovité agregáty sú nepravidelne usporiadané. Zelenkasté, hrubozrnejšie formy mastenca obsahujú niekedy i značné množstvo chloritu. Ich agregáty sú paralelne usporiadané, čo je príčinou ich dokonalej štiepatelnosti. Sú perleťovo lesklé a tvoria buď mierne zvlnené pásma medzi zrnami dolomitu alebo radiálne lúčovité vejáry. Obidva druhy mastenca sme identifikovali i röntgenometricky.

Kvalitatívne spektrálne analýzy mastencov.  
Qualitative spectral analyses of talcs.

Tab. 13

Č.VZ.	LOKALITA	Al	Ca	Cr	Cu	Fe	Ga	K	Li	Mg	Mn	Ni	Si
26	GVL-1 741 m	●	○	•	•	●	○	•	•	■	•	○	■
26b	GVL-1 741 m	●	○	○	•	●			○	■	•	○	■

Pri predchádzajúcom svetle sú jednotlivé lupene mastenca sigmoidálne stočené, pravdepodobne v dôsledku prispôbovania sa tlakom. Väčšie agregáty prejavujú slabší pleochronizmus, najmä u zelenkastých indíviduí, ktoré sú prerastené chloritom. Z akcesorických minerálov sme našli zrná zirkónu a snáď rutilu, apatitu a pyritu.

Spektrálne zistené prvky patria k vlastnému chemizmu, i k heterogenitám z iných minerálov. Z celkovo malého počtu zistených prvkov k hlavným zložkám mastenca patrí Si a Mg, k izomorfným časť Fe, Ni, Mn, Cu, ktoré sa zastupujú s Mg. Obsahy Al a Ga môžu byť spôsobené prímiesou chloritu. Ostatné prvky (Li, Ca, Cr, K) pokladáme za anizomínérálne.

### K r e m e ň

Nachádzame ho vo veľmi malých množstvách. V študovaných šošovkách vystupuje dokazateľne v dvoch generáciách:

1. ako výplň hydrotermálnych žíl nepravidelnej mocnosti, asi 0,2 až 8 cm s menším obsahom karbonátov a mastenca.
2. ako výplň žiliek so sulfidmi a dutín medzi karbonátmi.

Výplň hydrotermálnych žíl tvorí hlavne vodovopriehľadný kremeň, v menšej miere kremeň jemne sfarbený do šeda. Je strednozrnný až hrubozrnný a len lokálne sa nájdú úplne jemnozrnné agregáty. Kremenné žilky prenikajúce naprieč komplexom magnezitovo-dolomitovej masy často obsahujú idiomorfne klence čistého dolomitu alebo magnezitu, ktorý pravdepodobne vznikol rekryštalizáciou pôvodného karbonátu účinkom hydroterm.

Kremeň druhej generácie sa najčastejšie nachádza v asociácii so sulfidickými minerálmi, keď tvorí menšie žilky a výplňa intergranuláry medzi karbonátmi. Vyskytuje sa vo forme allotriomorfne obmedzených zrn, nedosahujúcich viac ako 0,1 mm.

K dekrepitačnej analýze sme použili len 3 vzorky žilného kremeňa. Všetky analyzované materiály, podobne ako už v predchádzajúcich prípadoch pri magnezite a dolomite, majú veľmi nízke počiatky dekrepitačných efektov, ktoré sa pohybujú v rozmedzí od 150—190° C.

### Sulfidické minerály

Sulfidické minerály sú reprezentované pyritom, chalkopyritom, tetraedritom, bournonitom a inými sulfosolami, ktoré sa viažu vo forme impregnácií buď na intergranulárne priestory, alebo na malé kremenné žilky.

Pyrit je najbežnejším minerálom v študovaných šošovkách. Tvorí drobné hniezda, dosahujúce veľkosti 3—4 cm, alebo pretiahnuté šošovky. Často sa vyskytuje i vo forme jednotlivých zŕn, nepravidelne rozmiestnených v karbonátoch. Je vyvinutý v dvoch kryštalografických tvaroch. Početnejšie sú hexaedre pyritu, ktoré sa viažu na intergranuláry starších kompaktných alebo jemnozrnných dolomitov. Ich koncentrácia je nízka a veľkosť zrna nepresahuje 2 mm.

Pyrit vo vývoji pentagonálneho dodekaedra je oveľa vzácnejší, ale dosahuje väčšie rozmery. Nachádza sa vždy v blízkosti menších hydrotermálnych žíl. Obidva pyrity sú postihnuté mechanickou deštrukciou.

Chalkopyrit má omnoho menšie zastúpenie ako pyrit. V šošovkách je reprezentovaný agregátmi allotriomorfných zŕn, ktoré sme mohli pozorovať len v nerozpustnom zbytku po rozpustení karbonátovej hmoty. Veľkosť zŕn je veľmi variabilná, ale nikdy nepresahuje 1 mm. V prevahe sú to zrná veľké asi 0,5 mm.

Tetraedrit je ešte vzácnejší. Najčastejšie koncentrácie boli zaregistrované v menších kremenných žilách, kde sme našli ojedinelé zrná o veľkosti 1 mm.

Bournonit se v karbonátoch nachádza tiež len veľmi sporadicky. Pri vyhodnocovaní nerozpustného zbytku boli nájdené individuálne stebelnatého až stĺpčekovitého vývoja. Zrná opäť dosahujú maximálnej veľkosti 1 mm.

Okrem uvedených minerálov spomenieme ešte akcesórie, ako chlorit, sericit, rutil a apatit.

Vývoj komponentov dolomitovo-magnezitových polôh na základe pozorovania makrotextúr i mikroskopického štúdia prebieha pravdepodobne v troch vývojových štádiách.

V prvom vývojovom štádiu, v štádiu sedimentácie a diagenézy vznikli vápence a dolomity.

Druhé štádium je charakterizované vlastnou metasomatózou vápence a dolomitu magnezitom, resp. vznikom zmesi dolomitu a magnezitu, teda minerálnych zložiek, ktoré majú úplnu prevahu nad ostatnými minerálmi. Nachádzajú sa prakticky len vo forme akcesórií.

V úvodných fázach tohto štádia, pri metasomatóze vápencov a dolomitov za vzniku magnezitu I a dolomitu II vznikli objemovou kontrakciou dutiny a pukliny, ktoré boli vyplnené magnezitom II a dolomitom III vo forme konského zuba. V ďalšej etape vývoja nastal prínos SiO<sub>2</sub> vo forme menších žiliek, mastenca, ktorý vyplňa intergranuláry dolomitu II a III a akcesórií zarastených obyčajne v kremeni a v šupinovitých silikátoch.

	VÝVOJOVÉ ŠTÁDIA		
	I	II	III
VÁPENEC	■		
DOLOMIT I	■		
MAGNEZIT I		■	
DOLOMIT II		■	
MAGNEZIT II		■	
DOLOMIT III		■	
AKCESÓRIE *			---
KREMEŇ I			—
MASTENEC			—
DOLOMIT IV			■
KREMEŇ II			---
SULFIDY			—

\* CHLORIT, SERICIT, RUTIL, APATIT

V sukcesnej tabuľke sme akcesórie ako samostatný prínos nevyznačovali, nakoľko sme nemali dostatok kritérií pre jeho vydelenie.

Posledné štádium patrí len produktom hydrotermálnej činnosti s prínosom kremeňa, dolomitu IV, mastenca a sulfidov. Pre toto štádium sú charakteristické výplne puklín a žíl, ktoré prerážajú výplň predchádzajúcich štádií.

## Záver

V stručnosti dosiahnuté výsledky možno zhrnúť do nasledovných bodov:

Novonájdene karbonátové polohy sú zväčša vytvorené z dolomitu, zmesi dolomitu a magnezitu, z magnezitu, vápenca, kremeňa a mastenca. Zo sulfidov je to pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, bournonit.

Magnezit je najbohatší vo vrte GVL-2, kde je spravidla veľmi čistý a má radiálne lúčovitú textúru. Farba magnezitu sa mení od bielej na šedú. Chemicky sú magnezity charakterizované veľmi nízkym obsahom MnO (desatiny %), obsah FeO sa pohybuje niečo nad 2,5 % a obsah CaO varíruje.

Dolomit vystupuje vo viacerých typoch a je charakterizovaný mierne zvýšenými obsahmi FeO (2–5 %) a samozrejme mierne zvýšenými obsahmi MnO (pod 1 %). Obsahy MgO sú podobné ako v ostatných lokalitách magnezitu Spišsko-gemerského rudohoria.



Zmesi magnezitu a dolomitu majú veľmi variabilné zloženie, čo sa týka všetkých základných zložiek. Už makroskopicky možno sledovať vzájomné prerastanie sa týchto dvoch minerálov.

Z ostatných minerálov za zmienku stojí len *malenec*, ktorý sa vo väčšom množstve našiel len vo vrte GVL-1.

Magnezity a zmesi magnezitu-dolomitu na základe našich pozorovaní považujeme najskôr za hydrotermálne metasomatické.

Do tlače odporučil M. Háber

## Literatúra

- BEŇKA J., 1971: Mineralogicko-geochemický a štruktúrno-textúrny výskum metasomatických karbonátov v severozápadnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript, archív GÚDŠ (Bratislava) s. 1—130.
- BERNARD J. H., 1961: Mineralogie und Geochemie der Siderit Schwerspatgänge mit Sulfiden im Gebiet von Rudňany (Tschechoslowakei). Geol. práce, Zoš. 58 (Bratislava), s. 1—222.
- BETECHTIN A. G., 1951: Kurs mineralogii. Gos. izdat. geol. literatúry. (Moskva), s. 538.
- GUBAČ J., 1958: Nová mikroskopická metóda merania špecifických váh. Čas. pro min. a geol. ČSAV r. 13, č. 1 (Praha), s. 23—29.
- MICHEJEV V. J., 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineral'ov. Geoltech'zdat. (Moskva), s. 867.
- PETRASCHEK W., 1932: Die Magnezite und Siderite der Alpen. Sitz-Berichte d. Acad. der Wiss. math-natur. Klasse, Abt. I., Bd. 141, (Wien).
- REICHWALDER P., 1969: Petrografické vyhodnotenie štruktúrneho vrtu GVL-5 Vlachovo. Manuskript — (Bratislava), archív GÚDŠ, s. 1—50.
- SNOPKO L., 1967: Litografická charakteristika gelnickej série. Sbor. geol. vied, Západní Karpaty, zv. VII (Bratislava), s. 103—151.
- SNOPKO L., 1969: O novom rudonosnom pruhu v okolí Vlachova. Manuskript-archív GÚDŠ. (Bratislava), s. 1—52.
- SNOPKO L.—BEŇKA J., 1966: Čiastková záverečná správa štruktúrneho vrtu GVL-2 (Vlachovo). (Bratislava), Manuskript — archív GÚDŠ, s. 1—20.
- TRDLIČKA Zd., 1961: Mineralogicko-geochemický výskum masku a polymetalického zrudnení na ložiskách magnezitu na Slovensku. Geol. práce, Zprávy 24 (Bratislava), s. 5—61.
- TRDLIČKA Zd., 1959: Příspěvek k mineralogii slovenských magnezitů. Geol. práce, Zošit 56, (Bratislava), s. 165—200.
- TRDLIČKA Zd.—KUPKA F., 1964: K zajištění teploty vzniku metasomatických magnezitů ve Spišsko-gemerském rudohorí pomocí dekrepitační metody. Geol. sborník XV, 1 (Bratislava), s. 95—101.
- ČEJCHAN O.—SMRČEK K., 1965: DTA binárních směsí uhličitánů Fe, Mg a Ca. Silikáty 3, ČSA (Praha), s. 224—236.

## A new find of magnesite in the Gelnica Group of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

Summary of the Slovak text

The presented article represents a summary of the results of mineralogical-geochemical and geological investigation, which have been achieved in the study of not cropping out dolomite-magnesite lenticles in the Vlachovo member of the Gelnica group near Vlachovo. Beside mineralogical and geological investigation, chemical composition of fundamental components was established by quantitative chemical analyses as well as by qualitative spectral analyses for the purpose of knowing the distribution of trace elements. For a better identification the essential minerals were subject to differential thermic analysis, X-ray analysis and refractive indices and specific gravities were also measured. At less often present minerals we applied X-ray analysis only. The following minerals take part in composition of carbonate layers: dolomite (4 types), magnesite (2 types), limestone, quartz, talc, accessories and sulphides. On the basis of chemical analyses magnesites are characterized by a FeO content less than 3 %, about 2.5 % on an average. The contents of MnO vary within tenths of per cent. Dolomites have high MgO contents and probably in many cases intergrowth of dolomite with magnesite is concerned.

The results achieved point to further possibilities of the occurrence of magnesite mineralization also outside the classical Carboniferous and Devonian complexes of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

Translated by J. Pevný

Faint, illegible text at the top of the page, possibly a header or introductory paragraph.

Main body of faint, illegible text, appearing to be several paragraphs of a document.

Lower section of faint, illegible text, possibly a conclusion or a separate paragraph.

Bottom section of faint, illegible text, possibly a footer or a final note.

Tibor Ďurkovič

## Chemical Composition of the Magura and Dukla Unit Shales (East Slovakian Flysch)

(11 fig., Slovak summary)

**Abstract.** The present article gives the results of chemical investigation of shales in the Magura and Dukla Units in East Slovakia. Compared are the mean contents of individual macro and microelements of both units. The results obtained indicate the same sedimentation conditions for the shales of the Magura and Dukla Units, either in separate or in common sedimentation area.

### Introduction

The Dukla and Magura Units are the principal tectonic phenomena of the Flysch Belt in East Slovakia (Fig. 1). The Magura Unit is superimposed on the Dukla Unit in the form of a nappe.

### Magura Unit

**Beloveža beds** (Paleocene — Lower Eocene). Concerning the lithology Beloveža beds sequences show a well-developed rhythmic character of sedimentation, demonstrated by frequent alternation of sandstones, siltstones and shales. Average thickness of sandstones and siltstones is 5—10 cm. Shales are developed in 10—500 cm thicknes beds. The ratio of sandstones an siltstones to shales varies greatly in particular profiles. Summary of all the studied profiles is the sandstone shale ration 1 : 4 in favour of shales. In the Beloveža beds is the lowest average amount of clastics in the whole Magura Unit. Prevailing type of bedding in the fine-grained clastis sediments is lamination. Typical convolute lamination occurs rarely. On the lower parts of bedding planes are abundant flute and groove casts. From among bioglyphs worm imprints, *Bullia* and *Atollites* sp. occur. A special lithotype in Beloveža beds are regarded variegated shales.

**Zlín beds** (Middle Eocene — Upper Eocene). Rhythmical sequences of the Zlín beds have in some places microrhythmical character likely to Beloveža beds. The sandstone/shale ratio is generally 1:1. In Zlín beds is the highest amount of sandstones in the whole Magura Unit. Graded bedding and lamination are prevailing types of bedding in clas-

tics. Among the external sedimentary structures of mechanical origin on the lower bedding planes flute and groove casts predominate. From among bioglyphs *Bullia*, *Palaeodictyum*, *Zoophycos* are present.

Maľcov beds (Upper Eocene — Lower Oligocene). Lithological development of Maľcov beds is similar to the Zlín beds. Sandstone/shale ratio is 1:3 in favour of shales. In the upper part of the Maľcov beds calcareous Jaslo shales occur. Sequences of Menilite beds type are the transitional beds between Zlín and Maľcov beds. Cherts which are typical for the Menilite beds of Dukla Unit were not found in the studied sequences.

### Dukla Unit

Upper Cretaceous beds are developed in two lithological types. The lower series is characterized by microrhythmic sequences with sandstones, siltstones and shales. Occasionally pelocarbonates occur either

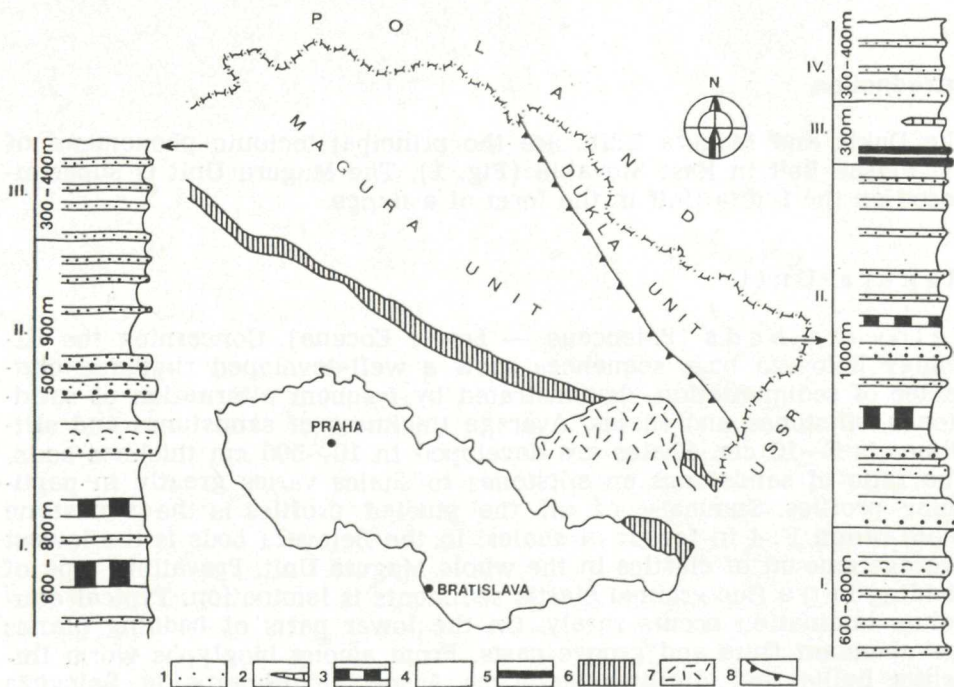


Fig. 1 Schematic lithological profiles of Magura and Dukla Units (Flysch Belt of East Slovakia). *Magura Unit*: I. Beloveža beds, II. Zlín beds, III. Maľcov beds. *Dukla Unit*: I. Upper Cretaceous beds, II. Submenilite beds, III. Menilite beds, IV. Krosno beds. 1. Sandstones and siltstones, 2. pelocarbonates, 3. variegated shales, 4. studied shales, 5. cherts, 6. Klippen Belt, 7. neovolcanic rocks, 8. the limit of overthrust.

Obr. 1. Schematické litologické profily magurskou a duklianskou jednotkou. Magurská jednotka: I. belovežské vrstvy, II. zlínske vrstvy, III. maľcovské vrstvy. Duklianska jednotka: I. vrchnokriedové vrstvy, II. podmenilitové vrstvy, III. menilitové vrstvy, IV. krosnenské vrstvy; 1. pieskovce + siltovce, 2. pelokarbonáty, 3. pestré vrstvy, 4. študované fľovce, 5. rohovce, 6. bradlové pásmo, 7. neovulkanity, 8. línia nasunutia.

as beds or concretions in shales. The series is known in the Dukla Unit as Lupkov beds. The sandstone/shale ratio in the Upper Cretaceous beds varies greatly in particular profiles. The ratio locally reaches 1:1 and sometimes 2:1 in favour of sandstones. Sandstone beds max. 3—5 m thick increase toward the top of the Lupkov beds. These beds alternate with flysch sequences in microrhythmic development. This series has been called Cisna beds.

**Submenilite beds** (Paleocene — Middle Eocene). The transition from the Upper Cretaceous to the Submenilite beds is sometimes characterized by the increase of shales and retreat of sandstones. The upper transition into Menilite beds is gradual and remarkable by the occurrence of typical members of Menilite beds (chocolate colour shales, pelocarbonates, cherts). Concerning the lithology, the Submenilite beds show a well-developed rhythmic character of sedimentation. Conglomerates occur sporadically.

**Menilite beds** (Upper Eocene — Lower Oligocene). The series is composed of shales, siltstones, sandstones, pelocarbonates and cherts (Fig. 1). Between the Menilite beds and underlying Submenilite beds as well as overlying Krosno beds there is gradual transition.

**Krosno beds** (Oligocene) represent the youngest stratigraphic member of Dukla Unit. They appear in two facial developments. The first is characterized by rhythmic sequences mainly of siltstones and fine-grained sandstones alternating with calcareous shales. In the second facial type the clastic members are nearly absent and if present than only occasionally in the form of shales. More detail stratigraphic and sedimentologic descriptions of the beds under study are in B. Leško — O. Samuel (1968) and T. Ďurkovič (1966).

### **Petrographical investigation of shales**

In shales the clastic admixture (mainly silt) was examined according to  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio. The ratio shows the amount of the free clastic quartz in the shales. The mean values of the ratio for the Magura and Dukla Units shales are in Tab. 1. Among the minerals of the clastic admixture in the shales quartz is predominant, muscovite and feldspars being less abundant. The aleuropelitic texture is most frequent in the shales examined. The texture is characterized by 5—50% of the silt admixture. Psammopelitic and zoopelitic textures are less frequent.

### **Mineralogical investigation of shales**

Tab. 2 shows mineralogical composition of shales as determined by X-ray and DTA. Among the clay minerals illite is predominant in the shales of the Dukla and Magura Units. Less abundant are minerals with mixed I-M structures, and kaolinite. Montmorillonite is sporadic. Carbonates are equally represented by calcite and dolomite in the shales in the Dukla Unit. In the Magura Unit shales dolomite was not found. The intensity of diffraction lines in the clay minerals examined in the

shales of both units (Tab. 2) indicates approximately equal quantities of montmorillonite, illite, kaolinite and of minerals with mixed I-M structures in the shales of both units.

Tab. 1 Average values of  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio in studied shales

shales	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	Number of analyses
Magura Unit	4,2	56
Dukla Unit	3,4	145

Tab. 2 Estimations of mineralogical composition of Dukla and Magura Unit shales based on the diffraction lines intensities

shales	M	I-M	I	K	Q	C	D
Magura Unit	0,10	1,05	2,31	0,81	4,42	0,73	—
Dukla Unit	0,31	1,11	2,12	1,50	2,34	0,82	0,80

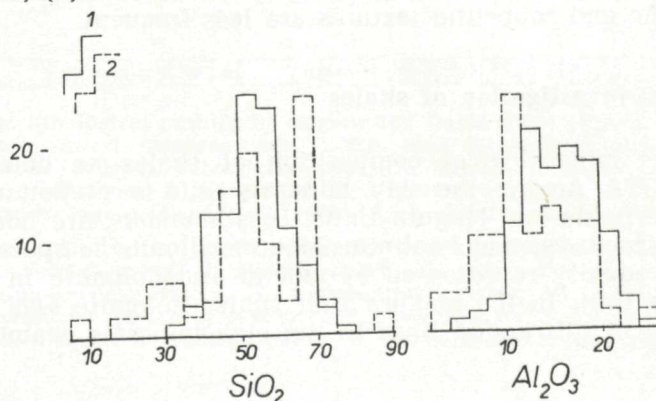
M = montmorillonite, I-M = mixed illite-montmorillonite structures, I = illite, K = kaolinite, Q = quartz, C = calcite, D = dolomite.

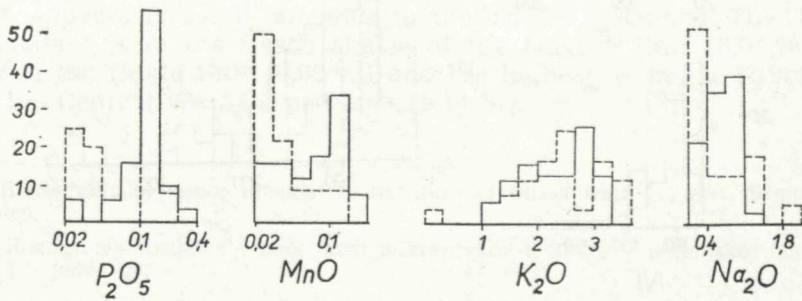
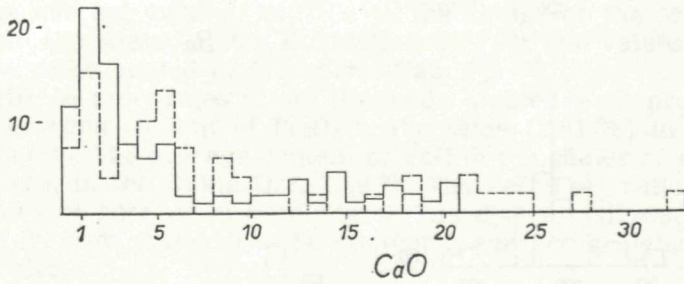
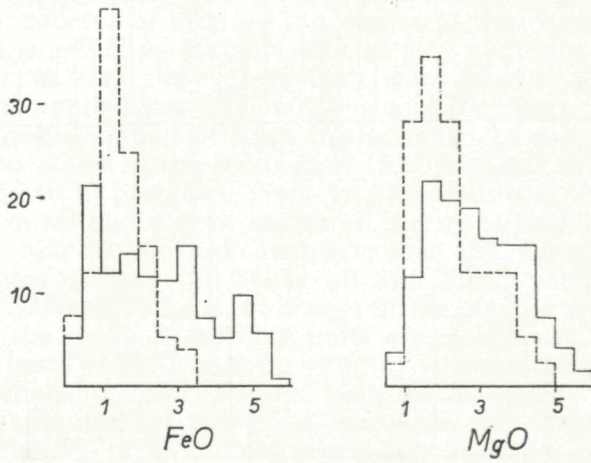
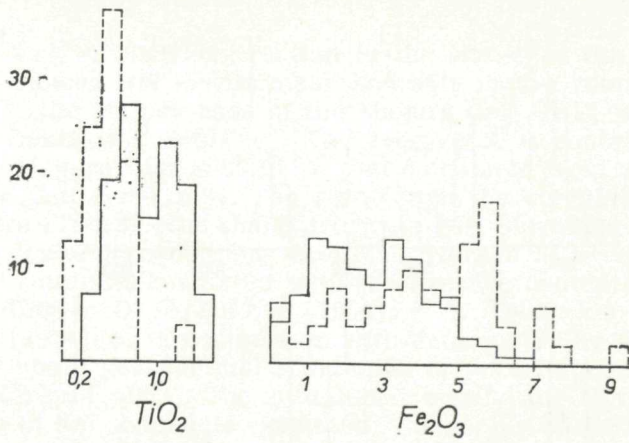
### Chemical investigation of shales

By the Kolmogorov—Smirnov's test the frequency of major and minor elements of the compared shales of the Magura and Dukla Units were estimated. The purpose of the test was to show whether there was decisive statistical differences between the frequencies of the two sets chosen or whether they were from one population. The test was obstructed by different numbers of probes in the sets compared. The histograms of frequency (Fig. 2, 3) show striking differences between the sets examined. Consequently, the results of the Kolmogorov—Smirnov's test of individual elements excluded the supposition that the two sets should come from the same population.

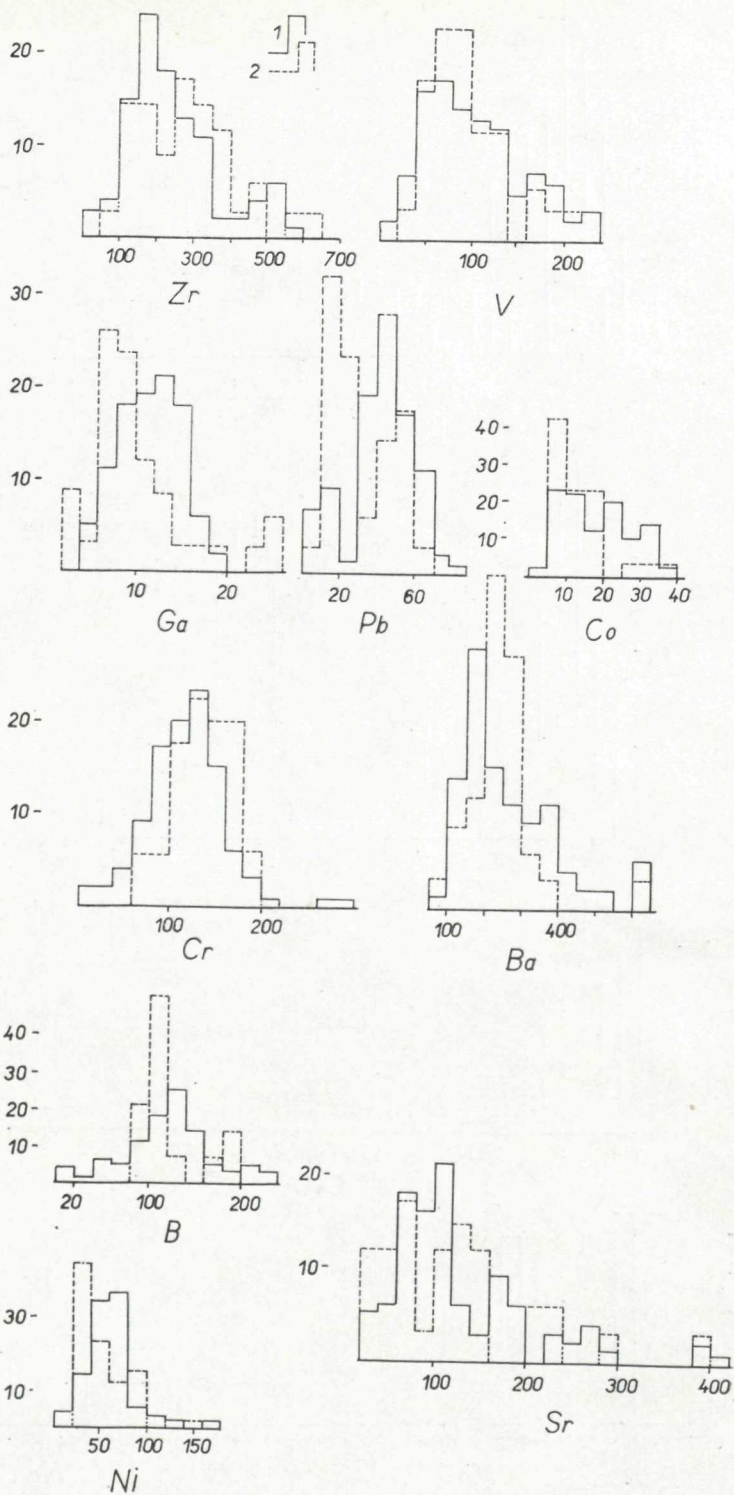
Fig. 2 Histograms of major element distribution of Dukla Unit (1) and Magura Unit (2) shales.

Obr. 2. Histogramy rozdelenia početnosti makroprvkov z ílovcov duklianskej (1) a magurskej jednotky (2).









**SiO<sub>2</sub>.** The study of SiO<sub>2</sub> distribution in the shales of the Magura and Dukla Units showed the lowest mean contents in the youngest beds of the two units (the Malcov beds of the Magura Unit 31,17 %, the Krosno beds of the Dukla Unit 48,61 %). The average SiO<sub>2</sub> content of all the shales of the Magura Unit is 53,16 %, that calculated from all the shales of the Dukla Unit is 54,08 %. The results will be compared with data from literature (Tab. 4). The shales from the East Slovakian Flysch show substantially lower SiO<sub>2</sub> content when the average SiO<sub>2</sub> content of the shales of both units is compared with the average contents of all claystones according to D. M. Shaw (1954), F. W. Clarke — H. S. Washington (1924), or in comparison with data quoted by A. B. Ronov et al. (1965) about geosynclinal sediments, or with data on Ordovician pelites (Z. Kukaľ 1963). The situation is mostly due to the increased CaO contents in the sediments examined. The supply of SiO<sub>2</sub> into the recent oceanic sediments is discussed by R. Chester (1965). Presumed are two main sources of SiO<sub>2</sub> for the shales of the Magura and Dukla Units: 1. SiO<sub>2</sub> supplied as a component of clay minerals, since the prevalent portion of clay minerals in both units is most likely of clastic origin, 2. SiO<sub>2</sub> supplied into shales in the form of clastic quartz.

**Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.** The mean content of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in the shales of the Magura Unit is 13,20 %, in the shales of the Dukla Unit 15,57 %. The contents are lower than those quoted in literature (Tab. 4). The Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Na<sub>2</sub>O ratio shows the degree of chemical maturity of shales (F. J. Pettijohn 1957). In chemically most mature rocks the ratio is even 125, while in chemically immature shales it may fall below 10. The mean value of the ratio Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Na<sub>2</sub>O is 20,0 and 22,5 for the shales of the Magura and Dukla Units. Consequently the rocks of the both units are chemically immature. Between the contents of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Ga (Fig. 4) is linear correlation dependence in the shales of the two units. With the increasing content of one component the content of the other increases, too, most likely due to isomorphic relations of Al and Ga in the clay minerals.

**TiO<sub>2</sub>.** The average content of TiO<sub>2</sub> in the shales of the Magura Unit is 0,50 %, in the shales of the Dukla Unit 0,74 %. The values are somewhat below those quoted in literature (Tab. 4).

**FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.** In the shales of all the beds studied Fe<sup>3+</sup> prevails over Fe<sup>2+</sup>. The average content of Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> is the same (2,81 %) in the shales of the two units. The average content of FeO in the shales of the Magura Unit is 1,65 %, in the Dukla Unit 2,39 %. The Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> ratio in varicoloured shales of both units is in Fig. 5. The diagram shows the lowest Fe content in grey shales. The Fe content is markedly higher in green and red shales.

**MnO** appears in small amounts in the shales examined. The lowest MnO content is in the flysch shales of the Magura Unit (0,04 %), the higher in the Dukla Unit (0,09 %) and the highest — in the flysch shales of the Central West Carpathians (0,14 %).

< —————  
Fig. 3 Histograms of minor element distribution of Dukla Unit (1) and Magura Unit (2) shales.

Obr. 3. Histogramy rozdelenia početnosti mikroprvkov z ílovcov duklianskej (1) a margskej (2) jednotky.

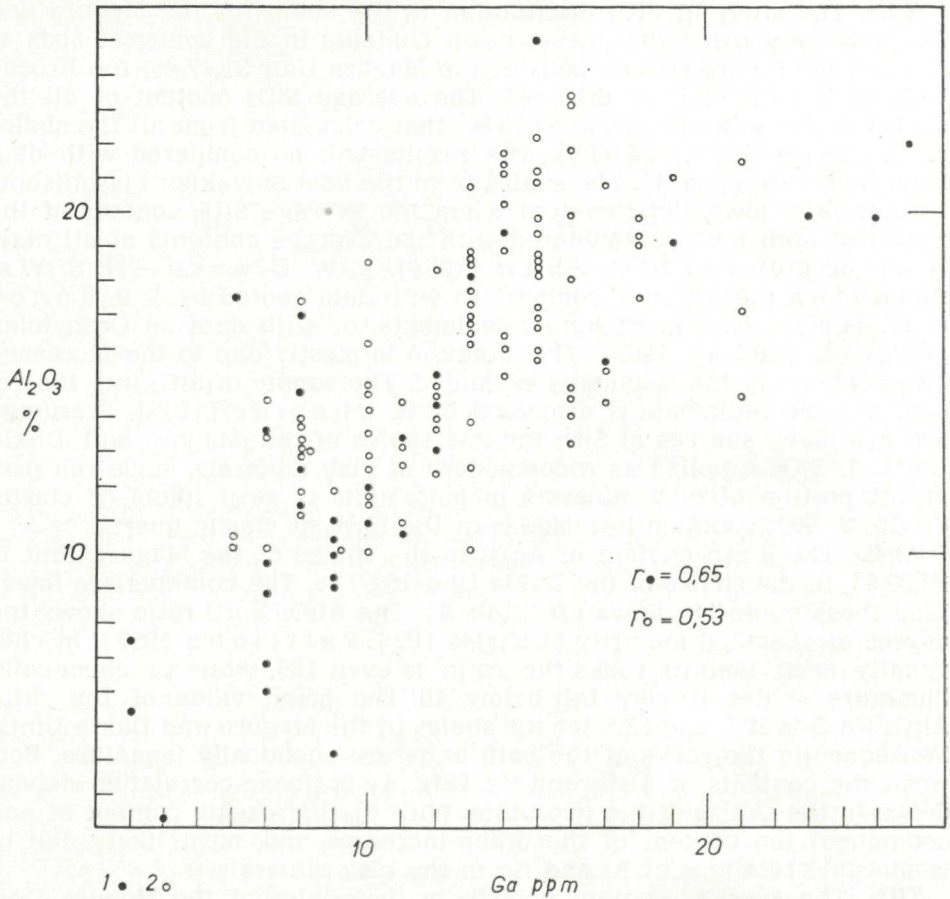


Fig. 4  $Al_2O_3$  content plotted against Ga content in Magura Unit (1) and Dukla Unit (2) shales ( $r$  = coefficient of linear correlation).

Obr. 4. Korelačný vzťah medzi  $Al_2O_3$  a Ga v fľovcoch magurskej (1) a dukľianskej (2) jednotky ( $r$  = koeficient lineárnej koreľácie).

**$K_2O$ .** The average  $K_2O$  content is higher in the shales of the Magura Unit than in the Dukla Unit (Tab. 3). When compared with data quoted in literature, the shales of both units are poorer in  $K_2O$ .

**$Na_2O$ .** Essentially, the average content of  $Na_2O$  in the shales of the Magura Unit is identical with that of the shales of the Dukla Unit. It is approximately three times lower than the average  $Na_2O$  content in all clayey sediments according to D. M. Shaw (1954). It is known that in recent deep-sea and pericoastal sediments the total amount of alkalies appears in association with the clay fraction. Na and K part during the processes of weathering and sedimentation and the rocks which represent the source of alkaline elements (mostly igneous rocks) contain approximately equal amounts of Na and K. Oceanic sediments contain in average twice more  $K_2O$  than  $Na_2O$ . The  $K_2O/Na_2O$  ratio is 3 : in the sediments of the Magura and Dukla Units.

Tab. 3 Data for major and minor elements of Dukla and Magura Unit shales

	N	Min. Magura Unit	Max.	x.	x	Max. Dukla Unit	Min.	N
SiO <sub>2</sub> %	57	27,20	86,80	53,16	54,08	84,05	25,72	145
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56	2,37	21,99	13,20	15,77	24,70	2,47	145
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56	0,58	12,57	2,81	2,81	12,71	0,04	145
FeO	43	0,01	3,94	1,65	2,39	5,94	0,26	143
MnO	28	0,02	0,12	0,04	0,09	0,20	0,02	28
TiO <sub>2</sub>	28	0,11	1,36	0,50	0,74	1,32	0,17	26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	28	0,02	0,32	0,11	0,20	2,06	0,02	31
CaO	56	0,28	47,74	8,41	5,90	22,43	0,14	145
MgO	56	0,55	13,98	2,41	2,64	13,30	0,34	131
Na <sub>2</sub> O	28	0,20	1,39	0,66	0,69	1,34	0,08	31
K <sub>2</sub> O	28	0,34	3,55	2,24	2,05	3,24	0,16	31
Corg.	15	0,22	1,10	0,64	1,17	4,02	0,09	92
Pb (ppm)	37	10	64	29,28	51,16	91	16	108
Ga	37	6	26	10,82	12,83	21	6	103
Sn	8	19	62	33,70	25,99	32	18	12
Li	14	65	295	144,52	100,40	245	10	27
V	37	30	239	100,70	119,42	229	10	104
Zr	37	100	645	283,50	239,13	575	11	104
Ni	37	25	158	53,05	61,29	182	7	104
Co	37	7	38	14,48	23,07	76	7	104
Cr	37	34	199	133,44	137,50	316	25	104
Ba	37	30	1000	213,50	272,18	1000	89	104
Sr	37	37	398	120,67	132,66	676	27	104
B	15	85	182	122,92	122,70	196	92	14

Min. = lowest content, Max. = highest content, x = arithmetic mean, N = number of analyses.

Tab. 4 Comparison of the chemical composition of the Magura and Dukla Unit shales with other pelitic rocks

	1.	2.	3.	Clarke— Washington (1924)	Shaw (1954)	Ronov et al. (1965)	Kukal (1963)
% SiO <sub>2</sub>	53,16	54,08	48,27	61,16	60,76	56,19	57,58
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,74	0,67	0,68	0,81	0,88	0,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,20	15,57	14,67	16,21	16,73	18,98	18,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,81	2,81	1,88	4,23	2,53	3,85	3,80
FeO	1,65	2,39	2,94	2,56	3,85	2,18	4,13
MgO	2,41	2,64	2,75	2,57	2,49	2,44	1,33
CaO	8,41	5,90	10,25	3,27	1,74	1,04	1,21
Na <sub>2</sub> O	0,66	0,69	1,18	1,37	1,82	1,14	0,90
K <sub>2</sub> O	2,24	2,05	2,06	3,41	3,41	2,66	4,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,20	0,10	0,18		0,13	0,23
MnO	0,04	0,09	0,14	tr.		0,06	0,15

1. Magura Unit, 2. Dukla Unit (T. Ďurkovič 1969), 3. Central Carpathian Paleogene, locality Bojnice (T. Ďurkovič 1970).

**P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.** The average amount of P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> in the shales of the Magura Unit (Tab. 3) is identical with P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> contents in the shales of the Central Carpathian Paleogene. In the shales of the Dukla Unit the P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> content is higher. In comparison with other clay sediments the data on the Magura Unit are closest to the data quoted by A. B. Ronov et al. (1965).

**CaO** is more concentrated in the youngest beds of the Magura Unit. The increase of the CaO component from the older towards the younger stratigraphical constituents in the Dukla Unit (T. Ďurkovič 1969) recalls that in the Magura Unit. Ca in the sediments studied is mostly a component of carbonates, particularly of calcite. When compared with other clay sediments, the flysch shales show an increased CaO content (Tab. 4).

**MgO.** The average contents of MgO in the shales studied do not indicate any conspicuous tendency — as for example in CaO. The average MgO content in the shales of the Magura Unit (2,41 %) is not substantially different from the amounts in other flysch shales (Tab. 4), nor in clay sediments generally.

**C<sub>org.</sub>** The highest average content of C<sub>org.</sub> was found in the Zlín beds of the Magura Unit. A comparison of the shales of the Magura and of the Dukla Unit, the C<sub>org.</sub> ratio is 1:2 in favour of the Dukla Unit shales (Tab. 4). V. Šimánek (1965) quotes the average content of C<sub>org.</sub> 0,52 % for the rocks of the Flysch Belt in the Carpathians. The differentiation of concentration and of qualitative composition of the organic substance is controlled by lithotypes. The C<sub>org.</sub> content is about 5 times higher in pelrites than in sandy rocks (shales: C<sub>org.</sub> = 0,70 %, sandstones: C<sub>org.</sub> = 0,13 %). According to V. Šimánek (l. c.), C<sub>org.</sub>

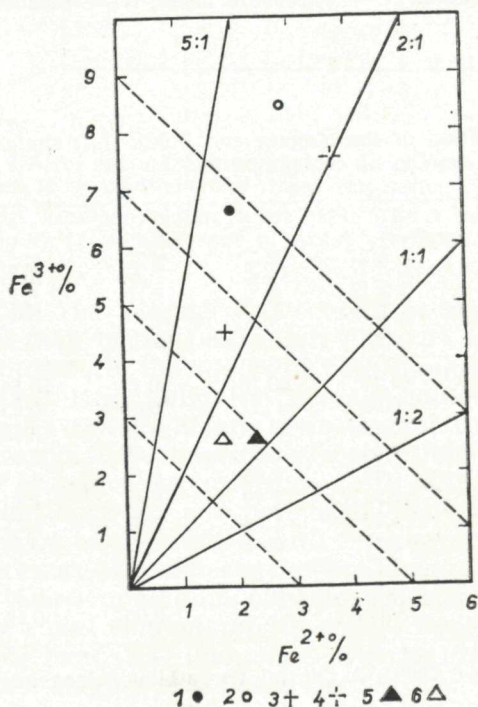


Fig. 5 Relation between the ratios of  $Fe^{3+}$  and  $Fe^{2+}$  and colour of shales. 1. variegated shales of red colour from Magura Unit, 2. variegated shales of red colour from Dukla Unit, 3. variegated shales of green colour from Magura Unit, 4. variegated shales of green colour from Dukla Unit, 5. shales of gray colour from Dukla Unit, 6. shales of gray colour from Magura Unit.

Obr. 5. Vzťah medzi obsahom  $Fe^{3+}$  a  $Fe^{2+}$  a farbou ílovcov; 1. pestré vrstvy červenej farby z magurskej jednotky, 2. pestré vrstvy červenej farby z duklianskej jednotky, 3. pestré vrstvy zelenej farby z magurskej jednotky, 4. pestré vrstvy zelenej farby z duklianskej jednotky, 5. ílovce sivej farby z duklianskej jednotky, 6. ílovce sivej farby z magurskej jednotky.

in the shales of the Carpathian Flysch Belt shows higher degree of metamorphosis and contains approximately by 5 % more residual carbon than the organic matter of sandstones. According to the research by V. Šimánek (l. c.), the quantitative and qualitative composition of the organic matter dispersed in the rocks of various facial and tectonical appurtenance is different in the Magura Unit. Geochemical characteristic of organic substance makes striking differences among tectonical units and among individual beds within partial tectonic units. As regards the oil-bearing properties the Zlín beds seem most favourable in the entire course of the Magura Unit (i. e.) in its western and eastern parts. V. Šimánek (l. c.) found the highest concentration of  $C_{org.} = 0,95 \%$  in the rocks of the Zlín beds. In our material, too, the highest average  $C_{org.}$  concentration (0,81 %) was in the shales of the Zlín beds.

**Chromium.** The average contents of Cr (in ppm) in the shales of the two units under study are in Tab. 3. The difference are negligible (134 and 137 ppm). Linear correlation dependence (Fig. 6) was found between the Cr and Ga contents in the shales of both units.

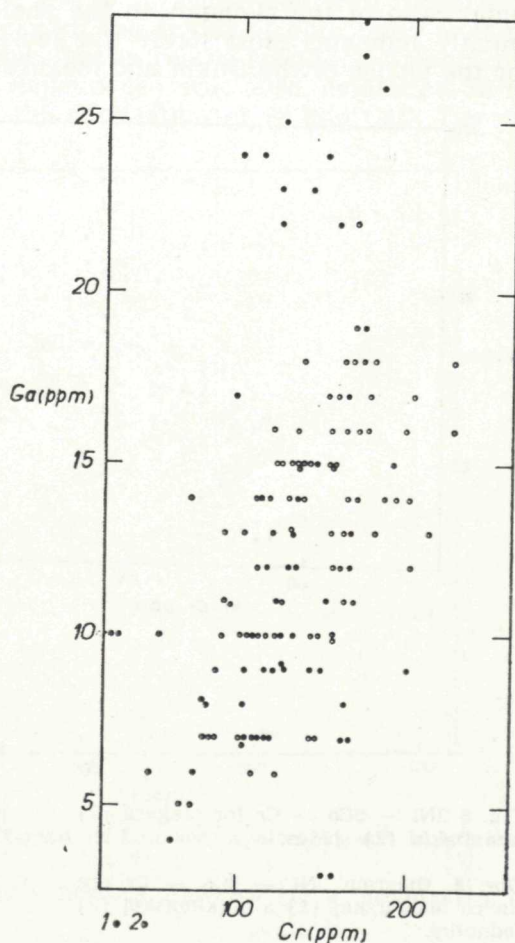


Fig. 6 Cr content plotted against Ga content in Magura (1) and Dukla Units (2) shales.

Obr. 6. Korelačný vzťah medzi Cr a Ga v fľovcoch magurskej (1) a dukľianskej (2) jednotky.

**Vanadium.** The data on the comparison of the average contents of vanadium in the shales of the two units (Tab. 3) showed somewhat lower average content of vanadium for the shales of the Magura Unit. A rough linear correlation dependence was found between the contents of vanadium and the contents of Ni + Cr (Fig. 7) in the shales of both units.

**Nickel.** The average Ni content in the shales of the Magura Unit is 53 ppm. The same average content quoted H. Tourtelot (1964) for marine claystones of the bathyal areas. The average Ni content in the shales in the Dukla Unit is somewhat higher (61 ppm). An analogous composition of the Jurassic marine shales is quoted by B. A. Lebedev (1967). The average Ni content in claystones, shales and gneisses is 64 ppm according to D. M. Shaw (1954).

**Cobalt.** The average Co content in the shales of the Magura Unit is 14,5 ppm, in those of the Dukla Unit — 23 ppm. To facilitate the comparison Ni, Cr and Co ratios in the shales of the two units, we have constructed a triangular diagram 3Ni — 6Co — Cr (after D. M. Shaw 1954). In Fig. 8. the projection points in the diagram for the shales of the Magura and Dukla Units are almost identical. The fact testifies to equal ratio of the elements in the shales of the two units, and consequently indicates most likely the same source area supplying material for the shales of the Dukla and Magura Units.

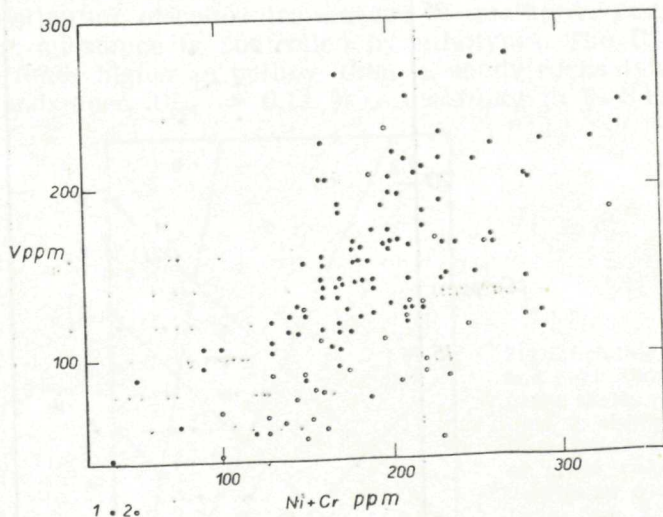
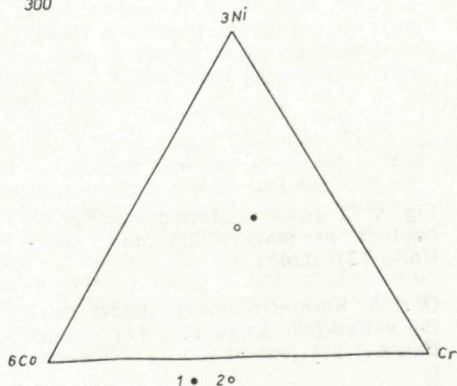


Fig. 7 V content plotted against Ni + Cr content in Dukla (1) and Magura Units (2) shales.

Obr. 7. Korelačný vzťah medzi Ni + Cr v ílovcoch duklianskej (1) a magurskej (2) jednotky.

Fig. 8 3Ni — 6Co — Cr for Magura (1) and Dukla (2) shales.

Obr. 8. Diagram 3Ni — 6Co — Cr pre ílovce magurskej (1) a duklianskej (2) jednotky.

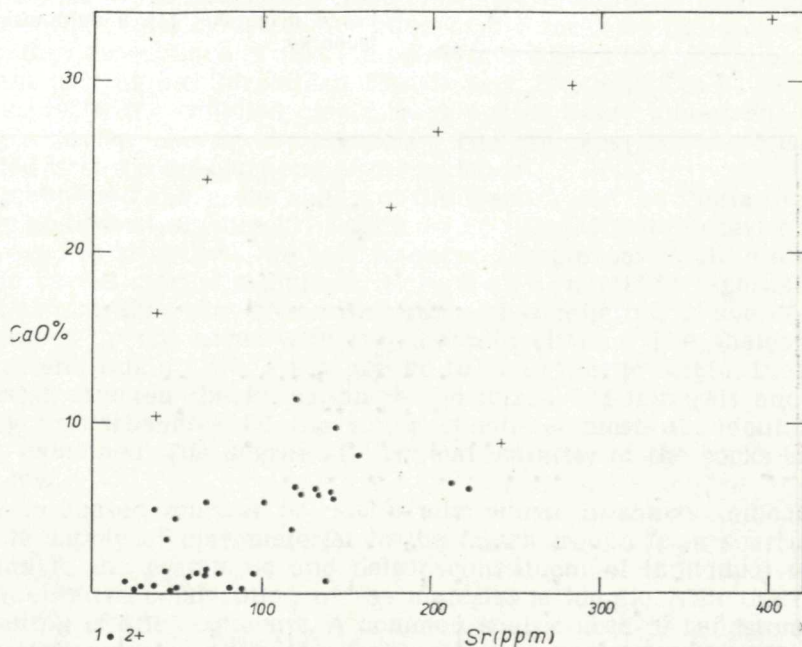


**Lead.** In the shales of the Magura Unit the average contents of Pb vary considerably. The highest average content (42 ppm) is in the Zlín beds, the lowest (14 ppm) in the shales of the Beloveža beds. The average content of Pb in the shales of the Magura Unit is 29 ppm, in those of the Dukla Unit — 51 ppm. A comparison between the average contents of Pb in the shales of the Magura and Dukla Units and the data quoted in literature shows the enrichment of the Dukla Unit shales with Pb. The average content of Pb in the shales of the Magura Unit corresponds best to the data presented by H. Tourtelot (1964).

**Gallium.** There is a considerable resemblance between the average Ga contents in the shales of the Magura and Dukla Units (12,8 and 10,8 ppm.) Linear correlation dependence is between the contents of Ga and  $Al_2O_3$  and of Ga and Cr (Fig. 4, 6) in the shales of the two units.

**Tin.** The average content of Sn in the shales of the Magura Unit (33,7 ppm) is higher than in the Dukla Unit (26 ppm).

**Strontium.** The average contents of Sr in the shales of the individual beds of the Magura Unit are considerably varied. The average Sr contents in the shales of the Magura and Dukla Units are 120 and 132 ppm. Basing upon the results obtained and on a comparison with recent sediments (R. Chester 1965), I regard the shales of both units as impoverished in strontium. It is known that in recent marine sediments, carbonates contain most Sr. The dependence was also evidenced in the material examined (Fig. 9), by the correlation of Sr and CaO. The dia-



Fi. 9 CaO content plotted against Sr content in Zlín beds shales (1) and Maľcov beds shales (2) in Magura Unit.

Obr. 9. Korelačný vzťah medzi CaO/Sr v fľovcoch zľínskych (1) a maľcovských (2) vrstiev magurskej jednotky.



gram shows linear dependence particularly in the shales of the Malcov beds: with the increasing CaO content, the Sr content increases too.

**Barium.** The average Ba contents in the shales of individual beds of the Magura Unit are markedly varied. The average Ba content in the shales of the Magura Unit is lower than in the Dukla Unit (Tab. 3).

**Zircon.** The average content in the shales of the Magura Unit exceeds that of the Dukla Unit (283, 239 ppm). A triangular diagram: 6V — Sr — 3Zr (Fig. 10) according to D. M. Shaw (l. c.) was constructed to facilitate the comparison of V, Sr and Zr ratios. The projection points for the shales of the Magura and Dukla Units are close to each other in diagram and thus they indicate equal distribution and ratios of the elements in the shales of the two units.

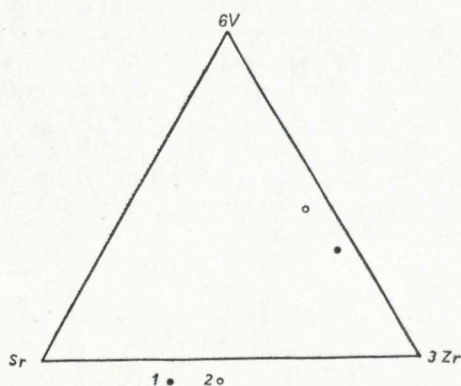


Fig. 10 6V — Sr — 3Zr diagram for Magura (1) and Dukla (2) shales.

Obr. 10. Diagram 6V — Sr — 3Zr pre fľovce magurskej (1) a dukľianskej (2) jednotky.

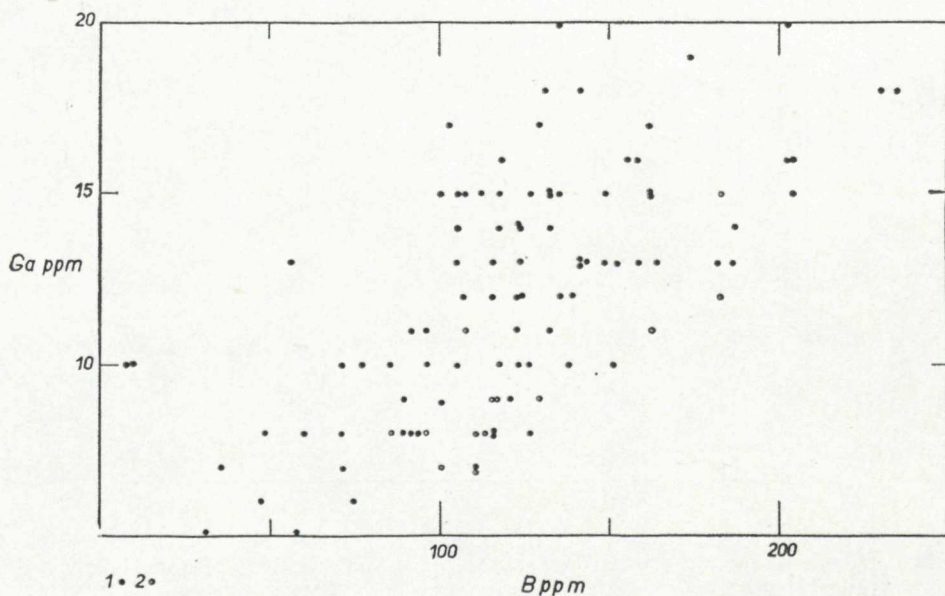


Fig. 11 Ga content plotted against B content in Dukla (1) and Magura (2) shales.

Obr. 11. Vzťah Ga/B v fľovcoch dukľianskej (1) a magurskej (2) jednotky.

**Lithium.** The data on the distribution of Li in the shales of the Magura and Dukla Units are insufficient. The average content of Li is higher in the shales of the Magura Unit than in the Dukla Unit.

**Boron.** The average content of boron in the shales of both units is equal (123 ppm). A. F. Fredericson — R. C. Reynolds (1960) supposed the extraction of boron by sediments of the surrounding aqueous environment, and the sorption of boron to be controlled by salinity of water. According to the new ideas (D. A. Spears 1965) boron is most frequently restricted to illite, and the boron content increases with the increasing illite content in a sediment. The bond is tight and most likely boron may substitute Si in tetrahedrons. Consequently the source rocks and their mineralogical composition control the boron content in the sediments, and not the sedimentary environment. Linear correlation dependence (Fig. 11) was determined between the contents of B and Ga in the shales of both units. The dependence is undermined by the presence of B and Ga, particularly in illites.

### **Sedimentation conditions and origin of shales**

The results of investigations of marine sediments show that marine clays are mostly of mechanical origin, clay minerals are transported into the sedimentation area in the form of suspension. So in most cases the clay minerals do not reflect the physical-chemical conditions of origin, they rather reflect lithological composition of the rocks by desintegration of which they arose. Such is also the opinion of F. Pícha (1969) about the western part of the Carpathian Flysch Belt. According to N. M. Strachov (1960) the supplied clay minerals most likely underwent certain changes in the course of diagenesis. The changes passed slowly and affected first the deeper parts of the sediment.

As mentioned above, the shales of the Magura and the Dukla Unit were mostly composed of illite (T. Ďurkovič 1969). Kaolinite and minerals of mixed I-M structures are less frequent. Occurrences of illite are common in recent marine sediments. L. B. Ruchin (1961) regards hydro-micas as characteristic of the first stage of weathering of source rocks, particularly in the areas with cold or mild climate. The shales of the Magura and Dukla Units are supposed to be of clastic origin. Diagenetic processes affected the formation of the mixed I-M minerals and particularly of carbonates. Of the latter calcite is most abundant in the shales examined. The degree of chemical maturity of the rocks is strikingly low.

The increased amount of clastic admixtures in shales indicates the possible supply of clay material to the flysch trough from source areas common to the psammitic and pelitic constituent of individual sequences. Qualitative composition of the material is identical with that of the alternating clastic sediments. A common source area of sandstones and shales is also evidenced by the increased amount of carbonate fragments in sandstones of the youngest beds of the Dukla and Magura Units. Also the highest CaO content was in these shales. They are carbonates of one source area, transported in the form of detritus (in sandstones) and in the form of solutions continued fixing in clay sediments.

## Conclusions

The investigation of the shales in the Dukla Unit (T. Ďurkovič 1969) shows the stratigraphical range of the Upper Cretaceous — Lower Oligocene to be too short a period to affect the distribution of macro and microelements in the shales of the beds studied. The situation in the Magura Unit is analogous.

Comparison of geochemical data on the shales of the Magura and Dukla Units gave these results:

1. A low degree of chemical maturity of the shales from both units under study (based upon the values of the  $Al_2O_3/Na_2O$  ratio).
2. Identical average contents of  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Na_2O$  in the shales of the Magura and Dukla Units.
3. The highest mean values of  $CaO$  in the shales of the youngest stratigraphical members of two units.
4. Identical or close average values of  $Cr$ ,  $Ga$ ,  $Sr$  and  $B$  in the shales of both units.
5. Linear correlation dependence between  $V/Ni + Cr$ ,  $Ga/Al_2O_3$ ,  $Ga/Cr$ ,  $Ga/B$  in the shales of the two units under present discussion.
6. In the triangular diagrams  $3Ni - 6Co - Cr$ , and  $6V - Sr - 3Zr$  the projection points of the shales of the Magura and Dukla Units are almost identical.
7. The mineralogical and chemical composition of the variegated shales of the both units are practically equal.

In geological interpretation of the Flysch Belt in East Slovakia some authors presumed two separate sedimentation areas for the Dukla Unit and for the Magura Unit, and a cordillera on the contact of the two areas. B. Leško (in B. Leško — O. Samuel 1968) presumes a possible connection of the Magura and Dukla sedimentation areas in the Upper Eocene — Lower Oligocene. Evidences about the common paleogeographical history of both units during the Eocene are presented by T. Koráb — T. Ďurkovič (1973).

Basing upon the results obtained, we presume the same sedimentation conditions for the shales of the Magura and Dukla Units, either in separated sedimentation areas or — which is most probable — in a sedimentation area common to the two units, although the results of the Kolmogorov—Smirnov's test do not evidence the origin of the Magura and Dukla Units shales from one population. Identical contents of macro and microelements indicate the supply of material from a source area common to the shales of both units discussed.

Translated by E. Jassingerová

Do tlače odporučil I. Kraus

## References

- CLARKE, F. W. — WASHINGTON, H. S. 1924: The Composition of the Earth's Crust. Geol. Surv. profess. Pap. (Washington), 127, p. 117.
- ĎURKOVIČ, T. 1966: East Slovakian Flysch Sediments. Sbor. geol. Vied. Rad ZK (Bratislava), 6, p. 107—154.
- ĎURKOVIČ, T. 1969: Mineralogický a geochemický výskum fľovcov dukelskej jednotky. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 49. S. 63—90.
- ĎURKOVIČ, T. 1970: Sedimentárno-petrografický výskum centrálno-karpatského paleogénu širšieho okolia Bojníc. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 52. S. 263—276.
- CHESTER, R. 1965: Elementar Geochemistry of Marine Sediments. Chemical Oceanography 2, 1. ed. London, Acad. Press. p. 23—80.
- FREDERICSON, A. F.—REYNOLDS, R. C. 1960: How measuring paleosalinity aids exploration. Oil Gas J. (Tulsa), 58, p. 154—158.
- KORÁB, T. — ĎURKOVIČ, T. 1973: Relationship between Magura and Dukla Units from Sedimentological Aspects (in print).
- KUKAL, Z. 1962: Některé metody petrografického výzkumu zpevněných jílových sedimentů. Geol. průzk. (Praha), 7. S. 207—209.
- KUKAL, Z. 1964: Chemické složení a vývoj jílovitých hornin barrandienského ordoviku. Čas. Mineral. Geol. Praha, 8, Nr. 3. S. 246—249.
- LEBEDEV, B. A. 1967: Sopotavlenie morskich i presnovodnyh glin po soderžaniju malych chimičeskich elementov. Geochimija (Moskva), 8. S. 1004—1007.
- LEŠKO, B. — SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského fľyšu. 1. vyd. Bratislava, Vydavateľstvo Slov. akadémie vied. S. 256.
- PETTIJOHN, F. J. 1957: Sedimentary rocks. 2. ed., New York, Harper—Broth. 718 p.
- PÍCHA, F. 1969: Clay Minerals in the Carpathian Flysch. Acta Univ. Carol. (Praha), Geol. 1. S. 31—36.
- RONOV, A. B — GIRIN, J. P. — KAZAKOV, G. A. — ILJUCHIN, M. N. 1965: Sravnitel'naja geochimija geosinklinalnyh i platformennyh osadočnyh tošč. Geochimija (Moskva), 8. S. 961—976.
- SHAW, D. M. 1954: Trace Elements in Pelitic Rocks. Part II. Geochemical Relations. Bull. Geol. Soc. Amer. (Baltimore), 65, p. 1167—1182.
- SPEARS, D. A. 1965: Boron in some British Carboniferous Sedimentary Rocks. Geochim. cosmochim. Acta (London), 29, p. 315—328.
- STRACHOV, N. M. 1960: Osnovy teoriji litogeneza II., Moskva, Izd. AN SSSR. S. 549.
- ŠIMÁNEK, V. 1965: Perspektivy roponosnosti karpatského fľyšového pásma na území ČSSR z hlediska geochemie. Sbor. prací I. geochem. konference (Ostrava). S. 279 až 286.
- TOURTELOT, H. A. 1964: Minor Element Composition and Organic Carbon of Marine and Nonmarine Shale of Late Cretaceous Age in the Western Interior of the United States. Geochim. cosmochim. Acta (London) 28, p. 1579—1604.

## Chemické zloženie ílovcov magurskej a duklianskej jednotky (Flyš východného Slovenska)

Resumé anglického textu

Štúdiá podáva mineralogicko-geochemickú charakteristiku ílovcov magurskej a duklianskej jednotky na východnom Slovensku. Už pri štúdiu ílovcov duklianskej jednotky (T. Ďurkovič 1969) sme zistili, že stratigrafické rozpätie vrchná krieda — spodný oligocén je príliš krátke obdobie na to, aby sa prejavilo v distribúcii makroprvkov a mikroprvkov v ílovcoch študovaných vrstiev. Analogické sú pomery v magurskej jednotke.

Pri porovnávaní výsledkov geochemického štúdia ílovcov magurskej a duklianskej jednotky sme zistili:

1. Nízky stupeň chemickej zrelosti ílovcov oboch jednotiek (na základe hodnôt pomeru  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ ).
2. Zhodné priemerné zloženie u  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  v ílovcoch magurskej a duklianskej jednotky.
3. Najvyššie priemerné hodnoty  $\text{CaO}$  v ílovcoch najmladších vrstiev oboch jednotiek.
4. Zhodné, resp. veľmi blízke priemerné hodnoty  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ga}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{B}$  v ílovcoch oboch jednotiek.
5. Lineárnu korelačnú závislosť medzi  $\text{V}/(\text{Ni} + \text{Cr})$ ,  $\text{Ga}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Ga}/\text{Cr}$ ,  $\text{B}/\text{Ga}$  v ílovcoch oboch jednotiek.
6. Pri prepočtoch do diagramov  $3\text{Ni}-6\text{Co}-\text{Cr}$  a  $6\text{V}-\text{Sr}-3\text{Zr}$  projekčné body ílovcov magurskej a duklianskej jednotky sú skoro totožné.
7. Histogramy početnosti makroprvkov a mikroprvkov z ílovcov magurskej a duklianskej jednotky sa u viacerých prvkov dopĺňujú a indikujú výber študovaného vzorkového materiálu z jedného základného a spoločného súboru.
8. Pestré vrstvy oboch jednotiek majú v podstate zhodné mineralogické a chemické zloženie.

Na základe zistených faktov (1—8) predpokladáme pre ílovce magurskej a duklianskej jednotky rovnaké sedimentačné podmienky či už v oddelených sedimentačných priestoroch pre magurskú a dukliansku jednotku, alebo čo je najpravdepodobnejšie v jednotnom spoločnom sedimentačnom priestore. Zhodné obsahy makroprvkov a mikroprvkov indikujú prínos materiálu z jednotnej zdrojovej zóny pre ílovce oboch jednotiek.

Jozef Forgáč—Gejza Kupčo

## Stopové prvky v neovulkanitoch Slovenska

32 obr. v texte, anglické resumé

**Abstract.** The Cenozoic era in Slovakia has been marked by an extensive volcanic activity. Products of this activity are represented by the whole range of rock-types from basalts through andesites to rhyolites. On this work we present data on abundances and distribution of elements in the above mentioned volcanic rocks. Problems of mutual relationships among elements, relationships between element abundances and differentiation index, element ratios and their changes in respect of other variables, and differences between central and eastern Slovakia volcanic fields are also discussed.

Obdobie od paleogénu po kvartér je poznačené mohutnou vulkanickou činnosťou. Z jej produktov je vytvorená značná časť Slovenska. Dlhodobá vulkanická činnosť vytvorila širokú škálu hornín od bazických až po kyslé horniny z hľadiska petrografického i z hľadiska ich chemického zloženia. U nás sa pri sledovaní tohto zložitého magmaticko-vulkanického procesu z hľadiska chemizmu a jeho zmien v priebehu vulkanickej činnosti v minulosti vychádzalo hlavne z deviatich chemických prvkov. Je známe, že na stavbe hornín a minerálov sa zúčastňuje niekoľkonásobne viac chemických prvkov, ktoré sú podľa ich obsahu v horninách doteraz označované ako vedľajšie a stopové prvky. Tieto prvky sa podieľajú na formovaní a vývoji magmatického procesu, pri výstupe magmy na zemský povrch až po jej stuhnutie a v rôznych štádiách tohto procesu sa chovajú odlišne. Preto štúdiom vedľajších a stopových prvkov popri hlavných prvkoch máme možnosť dosiahnuť niekoľkonásobne väčšie množstvo hodnotných údajov o geochemickom vývoji magmaticko-vulkanického procesu, než bolo možné dosiahnuť štúdiom iba deviatich hlavných prvkov.

Kvantitatívne zastúpenie vedľajších a stopových prvkov v neovulkanitoch Slovenska bolo v minulosti študované viacmenej lokálne, hlavne so zreteľom na otázky prospekčného charakteru. Výskumy sa zameriavali predovšetkým na ich rozptyl v aluviálnych a deluviálnych zvetralinách (F. Fiala—Z. Pácal 1959, M. Böhm—E. Mecháček 1966, J. Valach 1965, J. Forgáč 1970 a iní), alebo sledovali primárne aureoly v okolí rudných žíl (J. Forgáč 1966, J. Forgáč—E. Mecháček—

RNDr. J. Forgáč, CSc.—RNDr. G. Kupčo, CSc.  
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, Mlynská dolina 1.

J. Kováčik 1969) a ich zastúpenie v mineráloch rudných žíl (M. Koděra 1964 a iní). K výskumu kvantitatívneho zastúpenia vedľajších a stopových prvkov v mladých vulkanických horninách Slovenska v regionálnej mierke sa pristúpilo iba v posledných rokoch. Doteraz boli študované iba okrajové členy asociácie našich vulkanických hornín, a to ryolity a bazalty (J. Forgáč 1970a, 1970b). V tejto práci predkladáme výsledky o zastúpení vedľajších a stopových prvkov v celej asociácii mladých vulkanitov Slovenska.

Na vypracovanie tejto štúdie boli použité aj chemické a spektrálne analýzy z ryolitov a bazaltov, uvedené v predchádzajúcich prácach J. Forgáča (1970a, 1970b). K tejto práci prikladáme iba analýzy intermediárnych hornín dosiaľ nepublikované, ktoré sa v prevažnej miere podieľajú na stavbe území budovanom mladými vulkanickými horninami.

### **Metodika práce**

Pri zostavení tejto práce bolo použitých 114 silikátových analýz. Spracovaných bolo 114 lokalít rozmiestnených tak, aby reprezentovali hlavné horninové typy celej asociácie a zároveň pokryli celé územie vytvorené z mladých vulkanitov. Z každej lokality bola urobená silikátová analýza a u spektrálnych analýz z každej lokality ryolitov bolo analyzovaných 10 vzoriek a z andezitov, bazaltoidných andezitov a bazaltov z každej lokality bolo spektrálne analyzovaných 5 vzoriek. Pri zostavovaní distribučných diagramov a štúdiu distribučných šírok boli použité všetky spektrálne analýzy, t. j. 650 analýz. Pre stanovenie koncentrácie prvkov v lokalitách boli urobené priemerné hodnoty z niekoľkých spektrálnych analýz (napr. tab. 3, 4), ktoré boli potom použité pri štúdiu ďalších vzťahov, abo aj pri výpočte celkového priemerného obsahu pre skupiny prvkov v horninách (andezit, ryolit, bazalt).

Váha odobranej vzorky pre každú spektrálnu analýzu bola cca 0,5 kg. Homogenizované vzorky boli zriedňované v pomere 1:1 s grafitovým práškom, do ktorého boli primiešavané vnútorné štandarty Pd a In v stotínovej koncentrácii. Analýzy boli robené na spektrografe E 492, expozícia pri 6 ampéroch 60 sekúnd a po 15 sekundovej pauze pri 9 ampéroch 45 sekúnd. Spektrá boli registrované na fotodosku Agfa Extrahart. Rb a Li boli stanovované zvlášť na spektrografe ISP 51, riedenie homogenizovaných vzoriek 1:1 s NaCl a iskrenie prebehlo pri 6 ampéroch za 1 minútu. Spektrá boli registrované na fotodosku I 850. Použitá metóda je podrobnejšie uvedená v práci G. K u p ě o (1963).

### **Prehľad produktov vulkanickej činnosti**

Mladé vulkanické horniny sú produktom mohutnej vulkanickej činnosti, ktorá sa odohrala prevažne na vnútornej strane karpatského oblúka, kým na vonkajšej strane sa prejavila iba v malej miere. Vulkanická činnosť bola sústredená hlavne do dvoch veľkých oblastí, a to do oblasti stredného Slovenska a do oblasti východného Slovenska, odkiaľ nadviazala na severomaďarské a zakarpatsko-ukrajinské vulkanické pohorie. Vulka-

nická činnosť sa v uvedených oblastiach odohrala v dlhom časovom intervale. Začala sa v burdigale a skončila v pliocéne až v kvartéri. V tomto období vznikli horniny širokej variability radu ryolit — andezit — bazalt, ktoré patria do subsekventného a finálneho vulkanizmu. Do subsekventného vulkanizmu sa radia kyslé a intermediárne horniny (ryolit, andezit) a do finálneho vulkanizmu boli začleňované (M. Kuthan 1962) bázickejšie typy hornín, ako sú bazaltoidné andezity a bazalty. Uvedené časové obdobie sa vyznačovalo striedaním búrlivej vulkanickej činnosti s medziobdobiami utíchania a pokoja. Pre lepšiu názornosť uvedieme postupnosť vulkanickej činnosti so zreteľom na zmenu produktov.

Prvé prejavy mladého vulkanizmu na Slovensku sú zaznamenané v burdigale\* až karpate. Sú zastúpené tenkými polohami ryolitových tufitov na severnej periférii pohoria Vtáčnik vo vrchnoburdigalskom šlirovom pásme (V. Čechovič 1959, M. Kuthan 1962). Polohy týchto ryolitových tufitov sú ďalej známe v modrokamenskej oblasti (V. Čechovič 1952, D. Vass 1964). Z obdobia tejto vulkanickej činnosti poznáme iba jeden výskyt extruzívneho telesa ryolitu od Starej Bašty vo Filakovskej vrchovine (V. Čechovič 1957). Na východnom Slovensku v burdigale — helvéte sú známe ako polohy ryolitových tufitov z oblasti Fintíc (M. Kuthan 1948). Tento vulkanizmus na východnom Slovensku s prestávkami pretrvával až do tortónu, kedy dosiahol najväčšiu intenzitu (M. Kuthan 1963), a to v oblasti Komárany—Vranov—Merník a v oblasti Zemplínskeho ostrova, kde ryolity tvoria extruzívne telesá a lávové prúdy, ako aj polohy tufov a tufitov.

Na strednom Slovensku v období spodného tortónu nastali erupcie andezitového vulkanizmu. V priebehu týchto erupcií sa vytvorili extrúzie amfibolicko-pyroxenických andezitov často s granátom, ktoré sa nachádzajú v Šiatroroši a v Neresníckej doline (M. Kuthan 1963), južne od Banskej Štiavnice (E. Karolusová 1968) pod produktmi mladšej vulkanickej činnosti. Amfibolicko-pyroxenické andezity s granátom sú sivé až tmavosivé horniny, výrazne porfyrické. Porfyrické výrastlice dosahujú veľkosť do 6 mm, ojedinele aj 12 mm, najmä amfibol. Erupcie produkovali tiež pyroxenické andezity v južnej časti Krupinskej vrchoviny (V. Konečný 1970). Tieto produkty po erupciách podľahli prevažne deštrukcii a materiál bol rozplavený do širokého okolia.

Intermediárny vulkanizmus v tortóne na strednom Slovensku bol vystriedaný erupciami ryolitov. Produkty ryolitového vulkanizmu tvoria polohy tufov a tufitov v strednotortónskych sedimentoch južného Slovenska a extruzívne telesá ryolitov a vulkanoklastický materiál vo Vtáčniku (J. Slávik 1959) a v Poľane (M. Kuthan 1963). Ukončený bol vo vrchnom tortóne. Na strednom Slovensku tento vulkanizmus predstavuje ryolity s obsahom sanidínu a menej plagioklasové ryolity. Na východnom Slovensku sú tieto horniny zastúpené plagioklasovými ryolitmi, ktoré miestami obsahujú málo porfyrických výrastlíc.

S vyznievaním kyslého vulkanizmu v tortóne sa aktivizuje na Slovensku mohutná vulkanická činnosť intermediárneho charakteru, ktorej začiatok sa kladie do tortónu a jej maximálny rozvoj do sarmatu (M.

\* Označenie neogénnych stupňov v zmysle T. Buday—J. Senes 1968 in Regionálna geológia ČSSR, díl II, str. 552—562.



Kuthan 1963), uplatnila sa v stredoslovenskej aj vo východoslovenskej oblasti rozsiahlymi erupciami pyroxenických andezitov. V územiach vytvorených z týchto hornín sa striedajú lávové prúdy s vulkanoklastickým materiálom, ktorý prevláda nad lávovými prúdmi.

Na strednom Slovensku v uvedenom období vznikli horniny širšej variability ako na východnom Slovensku, kde nasledovné skupiny hornín v tomto období nevznikli. Na strednom Slovensku po pyroxenických andezitoch nastali erupcie pyroxenicko-amfibolických andezitov s biotitom, ktoré často tuhli vo forme extrúzií, menej ako lávové prúdy. Vyznačujú sa menším množstvom vulkanoklastického materiálu ako predchádzajúce erupcie. Postupom času vulkanická činnosť produkovala lávy kyslejšieho zloženia, z ktorých stuhli biotiticko-amfibolické andezity a dacity. Lávy po výstupe na zemský povrch v dôsledku zvýšenej viskozity tuhli prevažne vo forme extrúzií rôznych kupolovitých tvarov a menej často ako lávové prúdy. Vysokoexplozívna vulkanická činnosť spôsobila rozprášenie častí erupčných mas do vzduchu. Väčšina vulkanoklastického materiálu má aglomeraticko-tufový vývoj. Tieto horniny sa vyznačujú prevažne hruboporfyrickou štruktúrou, porfyrické výrastlice dosahujú 6—8 milimetrov.

Po týchto kyslejších andezitoch na strednom Slovensku došlo opäť k erupciám bázejších hornín (J. Forgáč—K. Karolus—E. Karolusová—V. Konečný—M. Kuthan 1968), prislúchajúcich zväčša pyroxenickému andezitu v lávových prúdoch s vulkanoklastickým materiálom prevažne v tufovo-aglomerátovom vývoji. V menšej miere sú vyvinuté leukokrátne andezity s malým obsahom pyroxénov (E. Karolusová 1968), pyroxenicko-amfibolické andezity (J. Forgáč 1972) a pyroxenické andezity s biotitom (V. Konečný 1973).

V oblasti východného Slovenska, najmä v severnej časti Slanského pohoria a v juhozápadnej časti Vihorlatu v sarmate pôsobil vulkanizmus, ktorý vytváral amfibolicko-pyroxenické andezity s granátom. Jeho produkty stuhli prevažne vo forme extrúziínych telies výrazne homolovitých tvarov vo forme vulkanoklastického materiálu. Porfyrické výrastlice v nich dosahujú 4 až 5 milimetrov.

Vulkanickú činnosť intermediárneho charakteru v sarmate na strednom aj na východnom Slovensku vystriedali erupcie kyslého charakteru. Erupcie ryolitov boli silne explozívne a produkovali značné množstvo tufového materiálu. Ryolity stuhli prevažne vo forme extrúziínych telies, ojedinele v krátkych lávových prúdoch. Prevažná časť vulkanoklastického materiálu ryolitových erupcií je dnes denudovaná. Vznikli plagioklasové a sanidínové ryolity. Ryolity s obsahom sanidínu sú viac vyvinuté na strednom ako na východnom Slovensku. Ryolity východného Slovenska miestami obsahujú granát, napr. od Lesného, Michaloviec.

Na východnom Slovensku po kyslom vulkanizme v sarmate vznikli opäť erupcie produkujúce pyroxenické andezity, ktoré dnes tvoria najvrchnejšie časti Vihorlatu a severnej časti Slanského pohoria. Horniny majú efuzívny charakter, najčastejšie lávových prúdov, striedajúcich sa s vulkanoklastickým materiálom v tufovom až aglomerátovom vývoji. Z petrografického hľadiska sú tieto horniny podobné prv uvedeným pyroxenickým andezitom. Ukončenie týchto erupcií na východnom Slovensku sa kladie do panónu.

V oblasti stredného Slovenska po ukončení sarmatského ryolitového vulkanizmu sa v sarmate až v pliocéne aktivoval bazickejší vulkanizmus. Skupinu hornín tohto vulkanizmu predstavujú pyroxenicko-olivínické andezity a andezitoidné čadice s obsahom olivínu, vystupujúce v Kremnickom pohorí (F. Fiala 1957) a olivínické andezity v Javorí (A. Mihaličková 1958). Ako bazaltoidné andezity sú uvádzané aj horniny zo severnej strany Vtáčnika (J. Slávik 1962) a zo severnej strany Štiavnického pohoria (M. Kuthan 1963). Tieto horniny neobsahujú olivín, ale z tmavých minerálov pyroxény (hyperstén, augit) a z petrografického hľadiska sú bližšie pyroxenickým andezitom ako andezitom bazaltoidným. Tieto horniny boli pojaté (M. Kuthan 1962) do skupiny bazaltoidných andezitov a začlenené do úvodnej fázy finálneho vulkanizmu. Bazaltoidné andezity vystupujú vo forme lávových prúdov a žilných telies a v malom množstve ako vulkanoklastický materiál.

Najbazickejšiu a zároveň aj najmladšiu skupinu hornín predstavujú bazalty. Erupcie bazaltového vulkanizmu sa odohrali na niekoľkých miestach v Štiavnickom pohorí a v Javorí. Najväčšie rozšírenie dosiahli vo Filakovskej vrchovine a v oblasti Lučenca. Bazalty tvoria prevažne lávové prúdy a menej žilné telesá. Erupcie bazaltov mali nízku explozivitu, preto majú málo vulkanoklastického materiálu. O veku bazaltov je celkovo málo konkrétnych dôkazov. Podľa ich vzťahu k okolitým sedimentom na južnom Slovensku sa ich vek dáva do pliocénu až kvartéru (V. Čechovič 1959, O. Fejfar 1957 a i.). Na strednom Slovensku sa ich vek podľa paleomagnetických štúdií stanovuje na 50 000 rokov (A. E. Nairn—K. Karolus 1965). Bazalty sa vyznačujú pomerne pestrou minerálnou asociáciou. V posledných rokoch pri podrobnom petrografickom štúdiu na strednom Slovensku boli vyčlenené (M. Šimová 1965) plagioklasové bazalty, amfibolové bazalty a bazanity. V oblasti južného Slovenska sa (A. Mihaličková 1966) bazalty členia na plagioklasové bazanitoidy, limburgitoidné bazanity a najväčšiu skupinu tvoria nefelínické bazanity. Spoločným znakom bazaltov je obsah olivínu, väčšina obsahuje v rôznom množstve nefelín.

Z petrochemického hľadiska preštudovali mladé vulkanické horniny Slovenska viacerí autori, ako sú F. Fiala (1962), K. Karolus (1966, 1970), J. Šalát (1957, 1963), P. Ončáková (1960), J. Forgáč (1965), A. Mihaličková (1966), M. Šimová (1965) a i. Zo súhrnného petrochemického štúdia mladých vulkanitov Slovenska, ktoré urobil K. Karolus (1966, 1970), vyplynulo, že produkty subsekventného vulkanizmu (acidné a intermediárne horniny) majú silno vápenato-alkalické zloženie. Vulkanity východoslovenskej oblasti majú nižšiu alkalitu a intermediárne horniny zo stredoslovenskej vulkanickej oblasti majú tendenciu vyššej alkality vzhľadom k prototypovej krivke Peleé.

V produktoch finálneho vulkanizmu (bazaltoidné andezity, bazalty) je v Zavarického petrochemickom systéme značná nejednotnosť. Podľa K. Karolusa (1970) v priebehu finálneho vulkanizmu rýchlo narastala alkalita a klesala vápnitosť. Tieto horniny v rámci karpatských asociácií predstavujú tzv. »subalkalickú« bazaltovú asociáciu. Ďalej usudzuje, že produkty finálneho vulkanizmu sa vyvíjali z vápenato-alkalického cez alkalicko-vápenatý po subalkalický typ chemizmu.

Zmeny v zložení vulkanickej činnosti v sukcesívnom slede

	hornina	hlavné minerály	rozšírenie	poznámka
burdigal až karpat	ryolit	kremeň, plagioklas, biotit	severná časť Vtáčnika, Modrokamenská oblasť, Stará Bašta, Fintice	erupcie na východnom Slovensku pretrvávajú do tortónu
tortón	amfibolicko-pyroxenický andezit	plagioklas, amfibol, hyperstén, augit, biotit, granát	Šiatoroš, Breziny, Babiná, južne od B. Štiavnice	stredné Slovensko
	pyroxenický andezit	plagioklas, hyperstén, augit, ojedinele amfibol	južná časť Krupinskej vrchoviny	
	ryolit	plagioklas, biotit, kremeň, premenlivo sanidín	južné Slovensko, Vtáčnik, Poľana, Komárany-Merník, Zemplínsky ostrov	na východnom Slovensku bez sanidínu, na strednom Slov. prevažne so sanidínom
tortón až sarmat	pyroxenický andezit	plagioklas, hyperstén, augit, ojedinele amfibol a biotit	prevažná časť stredného a východného Slovenska	v Kremnickom pohorí miestami s ojedinelým olivínom
	pyroxenicko-amfibolický andezit	plagioklas, amfibol, hyperstén, augit, menej biotit	hlavne Kremnické pohorie a Vtáčnik	
	biotiticko-amfibolický andezit	plagioklas, amfibol, biotit, ojedinele hyperstén, augit, kremeň	Kremnické a Štiavnické pohorie a Hronský Inovec	
	pyroxenický andezit	plagioklas, hyperstén, ojedinele biotit a amfibol	Kremnické a Štiavnické pohorie	stredné Slovensko
	pyroxenicko-amfibolický andezit	plagioklas, amfibol, hyperstén, augit		
	amfibolicko-pyroxenický andezit	plagioklas, amfibol, hyperstén, augit, ojedinele granát	severná časť Slánskych hôr a juhozápadná časť Vihorlatu	východné Slovensko

	hornina	hlavné minerály	rozšírenie	poznámka
	ryolit	plagioklas, biotit, kremeň, miestami sanidín, ojedinele granát	stredné a východné Slovensko	plagioklasové a sanidínové ryolity
	pyroxenický andezit	plagioklas, hyperstén, augit, ojedinele amfibol a biotit	Vihorlat a severná časť Slánskych hôr	východné Slovensko, erupcie pretrvávali do panónu
sarmat až pliocén	bazaltoidné andezity	plagioklas, hyperstén, augit, olivín	Kremnické a Štiavnické pohorie, Vtáčnik, Javorie	stredné Slovensko
pliocén až kvartár	bazalty	plagioklas, olivín, amfibol, pyroxén, nefelín, augit a i.	Filakovská vrchovina, oblasť Lučenca, Štiavnické pohorie, Vtáčnik, Javorie	

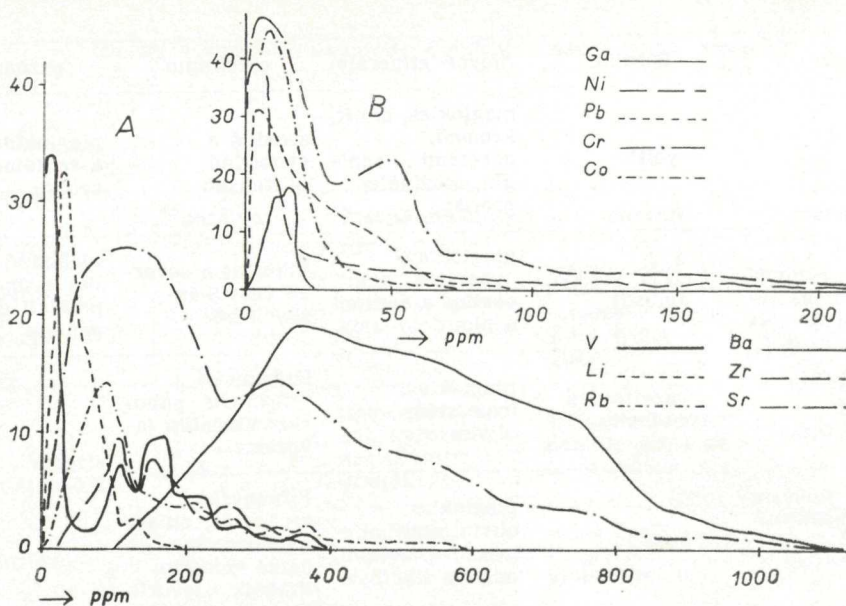
### Šírka rozptylu koncentrácie vedľajších a stopových prvkov

Rozptyl koncentrácie vedľajších a stopových prvkov a ich priemerný obsah v horninách bol preštudovaný z väčšieho množstva spektrálnych analýz. Bolo analyzovaných 320 vzoriek andezitov, 35 bazaltoidných andezitov, 90 bazaltov a 250 vzoriek ryolitov. Z údajov získaných spektrálnymi analýzami boli zostavené distribučné diagramy (obr. 1, 2).

Bárium je jedným z najpočetnejších vedľajších prvkov litosféry a v mladých vulkanických horninách má značnú distribučnú šírku, a to od 100 do 1400 ppm (obr. 1). Na bárium sú najbohatšie ryolity, v ktorých je distribuovaný od 200 do 1400 ppm, s najčastejšou koncentráciou od 600 do 700 ppm a jeho priemerný obsah v ryolitoch je 635,5 ppm. Značne rozptýlená koncentrácia bária je aj v bazaltoch, kde je jeho distribučná šírka od 300 do 1000 ppm, ojedinele i viac, a priemerný obsah bária je 558 ppm. Najmenšiu distribučnú šírku má bárium v andezitoch v rozmedzí 100 až 800 ppm, s najčastejšou koncentráciou od 300 do 400 ppm, priemerný obsah je 376,1 ppm.

Z porovnania obsahu bária v našich horninách s klarkovými obsahmi je zjavné, že naše kyslé a intermediárne horniny sú celkove chudobnejšie na bárium a bazalty sú bohatšie.

Stroncium podobne ako bárium je v našich horninách najpočetnejším prvkom. Je distribuovaný v značnej šírke, od < 10 do 1000 ppm, ojedinele i viac (obr. 1). Najviac je zastúpený v bazaltoch, od 300 do 1000 ppm, ojedinele i viac. Najčastejšia je koncentrácia od 500 do 800 ppm a jeho priemerný obsah je 636 ppm. Menšie rozšírenie stroncia je v andezitoch, kde je distribuovaný do 1000 ppm. Najčastejšie je koncentrovaný od 100 do 500 ppm (obr. 2) a priemerný obsah stroncia v andezitoch je



Obr. 1 Distribučný diagram z neovulkanitov Slovenska v celku pre prvky Ga, Ni, Pb, Cr, Co, V, Li, Rb, Ba, Zr, Sr.

Fig. 1 Distribution of Ga, Ni, Pb, Cr, Co, V, Li, Rb, Ba, Zr, and Sr in Cenozoic volcanics of entire Slovakia.

328,6 ppm. Najchudobnejšie na stroncium sú ryolity, kde je rozptýlený od < 10 do 240 ppm a jeho priemerné zastúpenie je 100,3 ppm.

V obsahu stroncia v našich horninách vzhľadom ku klarkovým hodnotám sú značné rozdiely. Andezity ho celkove obsahujú menej ako polovicu klarkového obsahu. Podobne aj ryolity obsahujú iba jednu tretinu klarkového obsahu stroncia. Odlišné je zastúpenie stroncia v bazaltoch, ktoré na rozdiel od andezitov a ryolitov majú skoro o tretinu viac stroncia, ako je klarková hodnota. Celkove je možno povedať, že andezity a ryolity obsahujú značne menej stroncia, ako sú jeho klarkové hodnoty a bazalty majú zasa značne vyšší obsah stroncia.

Rubídium má vo vulkanitoch celkove značnú distribučnú šírku, a to od < 10 do 1250 ppm (obr. 1). Najväčšie zastúpenie má v ryolitoch, kde je distribuované od 50 do 1250 ppm a jeho priemerný obsah je 290,4 ppm. Menšia koncentrácia rubídia je v andezitoch s priemerným obsahom 88,9 ppm a je distribuované od < 10 do 240 ppm s najčastejšou koncentráciou od 60 do 100 ppm (obr. 2). Najmenšiu distribučnú šírku má rubídium v bazaltoch, a to 5–180 ppm a jeho priemerný obsah je 85 ppm.

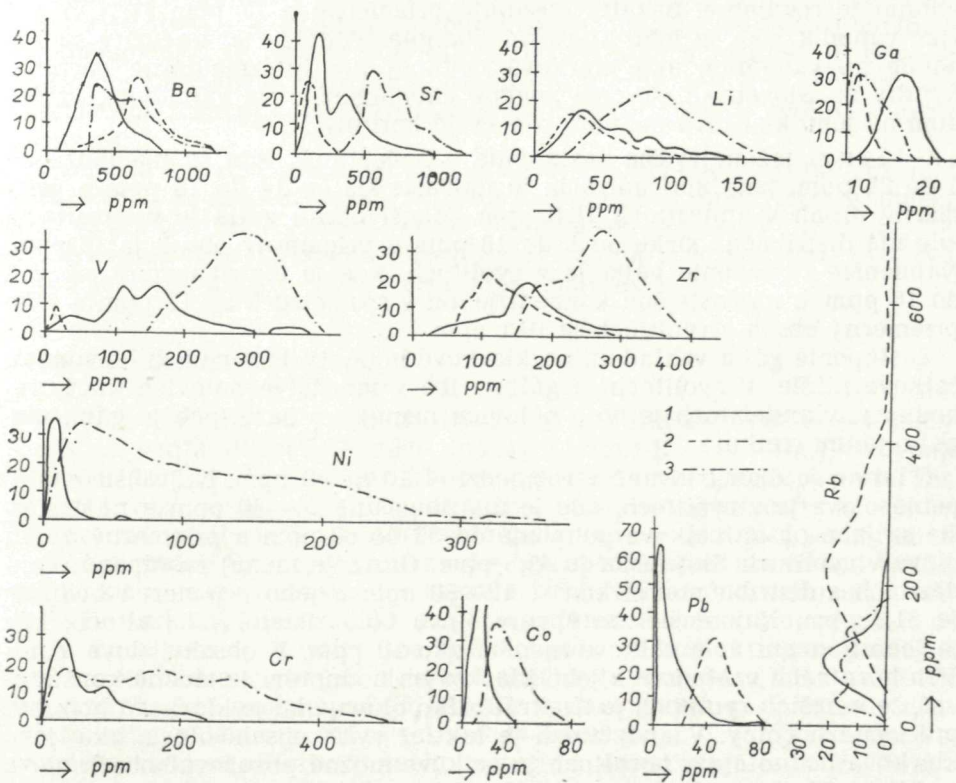
Ku klarkovému obsahu rubídia sú zo študovaných hornín najbližšie andezity, v ktorých je obsah rubídia skoro mierne znížený, kým v bazaltoch je rubídia skoro dvakrát viac, ako je jeho klarkový obsah. Zvýšený obsah rubídia oproti klarkovému obsahu je aj v celkovom priemere ryolitov Slovenska.

Lítium v mladých vulkanitov Slovenska je zastúpené od < 10 do 200 ppm. Najbohatšie na lítium sú bazalty, v ktorých priemerný obsah lí-

tia je 92 ppm. V bazaltoch je distribuované od 20 do 200 ppm a najčastejšie sa jeho koncentrácia pohybuje od 60 do 100 ppm, kde leží vrchol distribučnej krivky pre bazalty (obr. 2). Menšie rozšírenie má lítium v andezitoch a je distribuované od < 10 do 140 ppm. Najčastejšie koncentrácie lítia v andezitoch sú v rozmedzí 20 až 70 ppm a priemerný obsah 53 ppm. Najchudobnejšie na lítium sú ryolity, v ktorých je jeho priemerný obsah 38,4 ppm. Je distribuované od nepatrného obsahu do 110 ppm, najčastejšie koncentrácie sú od 20 do 50 ppm.

Pri porovnaní obsahu lítia v slovenských neovulkanitoch s klarkovými hodnotami sa obsah lítia znižuje v smere od bazických hornín ku kyslým, kým u Vinigradova je to opačne. V našich bazaltoch je šesťkrát viac lítia ako sú klarkové hodnoty. V andezitoch je obsah lítia dvakrát väčší, ako je udávaný klarkový obsah pre intermediárne horniny. Najmenšie rozdiely sú u ryolitov. Priemerný obsah lítia v ryolitoch Slovenska je veľmi blízky jeho klarkovému obsahu.

Zirkónium je zastúpené v širšom rozpätí od 20 do 400 ppm (obr. 1), pričom najväčšiu distribučnú šírku má v andezitoch (obr. 2) od 20 do 380 ppm. Najčastejšie je v andezitoch koncentrovaný v rozmedzí 140 až 180 ppm a priemerný obsah zirkónia je 177,3 ppm. V ryolitoch sa jeho



Obr. 2 Distribučný diagram z hlavných skupín vulkanických hornín pre Ba, Sr, Li, Ga, V, Zr, Ni, Rb, Cr, Co, Pb. 1 — ryolity; 2 — andezity; 3 — bazalty.

Fig. 2 Distribution of Ba, Sr, Li, Ga, V, Zr, Ni, Rb, Cr, Co, and Pb in the main groups of volcanic rocks. 1 — rhyolites; 2 — andesites; 3 — basalts.

šírka rozptylu pohybuje od 60 do 300 ppm a najčastejšie koncentrácie spadajú do rozmedzia 80—160 ppm, kde leží vrchol krivky početnosti pre ryolity. Priemerný obsah zirkónia v ryolitoch je 136,9 ppm. Najbohatšie na zirkónium sú bazalty s jeho priemerným obsahom 252 ppm. V bazaltoch je distribuovaný v rozmedzí 150—400 ppm.

Pri porovnaní priemerného obsahu zirkónia v našich horninách s klarkovými hodnotami sú tieto rozdiely. Naše bazalty obsahujú dvaapolkrát viac zirkónia, andezity a ryolity majú zasa značne menší obsah zirkónia, ako uvádza Vinogradov (1962) pre kyslé intermediárne a bázické horniny. V našich horninách sa zvyšuje zastúpenie zirkónia od kyslých k bázickým horninám, kým u Vinogradova je to opačne.

Vanádium je distribuované v rozpätí od  $< 5$  do 400 ppm. Najvyššie zastúpenie má v bazaltoch, kde sa nachádza v rozpätí od 150 do 400 ppm s najčastejšími koncentraciami od 250 do 300 ppm, s priemerným obsahom 277 ppm. Značnú distribučnú šírku od  $< 5$  do 380 ppm má vanádium v andezitoch, v ktorých ho je priemerne 142 ppm. Najmenej je vanádium zastúpené v ryolitoch, kde je distribuované od  $< 5$  do 26 ppm, najčastejšie však v menšom obsahu ako 5 ppm (obr. 2).

Zastúpenie vanádia v našich horninách v porovnaní s klarkovými hodnotami je rozdielne. Bazalty obsahujú priemerne o 77 ppm (t. j. o  $\frac{1}{4}$ ) viac vanádia, ako je jeho klarková hodnota. Podobne aj andezity sú bohatšie na vanádium ako klarková hodnota pre intermediárne horniny. Ryolity zo Slovenska sú zasa značne chudobnejšie na vanádium, vzhľadom na jeho klarkovú hodnotu pre kyslé horniny.

Gálium má nejvyššie zastúpenie v andezitoch, kde sa nachádza od 8 do 24 ppm, jeho koncentrácia je najčastejšie od 14 do 18 ppm a priemerný obsah v andezitoch 16,0 ppm. Menší obsah gália je v bazaltoch, kde má distribučnú šírku od 8 do 18 ppm a priemerný obsah je 12 ppm. Najmenšie zastúpenie gália je v ryolitoch, kde je distribuovaný od  $< 5$  do 16 ppm, s najčastejšou koncentraciou v rozmedzí 9 až 12 ppm a jeho priemerný obsah v ryolitoch je 10,1 ppm.

Zastúpenie gália vzhľadom na klarkové hodnoty je v našich horninách celkove nižšie. V ryolitoch je gálium iba v množstve polovice klarkovej hodnoty, v andezitoch je ho o polovicu menej a v bazaltoch je gália menej o jednu tretinu.

Olovo je distribuované v rozmedzí  $< 10$  až 80 ppm. Najväčšie zastúpenie olova je v ryolitoch, kde je distribuované 20—80 ppm a najčastejšie sa jeho obsah celkove pohybuje od 30 do 60 ppm a priemerný obsah olova v ryolitoch Slovenska je 45,3 ppm. Olovo je menej zastúpené v andezitoch s distribučnou šírkou  $< 10$ —80 ppm a jeho priemerná hodnota je 21,8 ppm. Najmenšie zastúpenie olova bolo zistené v bazaltoch, kde je jeho koncentrácia celkove menšia ako 10 ppm. V obsahu olova v našich horninách vzhľadom k jeho klarkovým hodnotám je možné konštatovať, že v našich ryolitoch je dvakrát toľko olova, ako je klarková hodnota pre kyslé horniny. V andezitoch je taktiež vyšší obsah olova ako jeho klarková hodnota a v bazaltoch je celkove možné považovať obsah olova za blízky klarkovej hodnote.

Chróom je distribuovaný od nepatrného obsahu do 500 ppm, čo zodpovedá distribučnej šírke chrómu v bazaltoch, v ktorých je jeho priemerný obsah 167 ppm. Menšie zastúpenie má chróm v andezitoch, kde ho je

priemerne 62,83 ppm a distribučná šírka siaha od nepatrného obsahu do 260 ppm. Najchudobnejšie na chróm sú ryolity, v ktorých sa jeho obsah pohybuje okolo 10 ppm.

Vzhľadom na klarkové hodnoty je chróm v našich horninách v premenlivom pomere. Bazalty obsahujú skoro o pätinu menej chrómu. V andezitoch je celkove zvýšený obsah chrómu a v ryolitoch je jeho obsah nižší ako klarková hodnota.

Nikel v sledovaných horninách je distribuovaný v značnej šírke. Najväčšiu distribučnú šírku má nikel v bazaltoch, kde je distribuovaný od nepatrného obsahu do 500 ppm a jeho priemerný obsah je 123 ppm. V porovnaní s bazaltmi je značne menší obsah niklu v andezitoch, a to priemerne 9 ppm, čo je skoro 13krát menej ako v bazaltoch. Distribučná šírka niklu v andezitoch je od nepatrných obsahov do 60 ppm. V ryolitoch obsah niklu nebol presnejšie stanovený pre jeho malú koncentráciu.

Obsah niklu v bazaltoch je vzhľadom na klarkové hodnoty pre bazické horniny nižší ako o 37 ppm, kým v andezitoch je ho šesť ráz menej ako klarková hodnota pre intermediárne horniny.

Kobalt je distribuovaný od hranice dôkazu do 80 ppm. Najväčšiu distribučnú šírku má v bazaltoch, od 10 do 80 ppm. Priemerný obsah kobaltu v bazaltoch je 37 ppm. Značne menšia distribučná šírka kobaltu je v andezitoch, a to od hranice dôkazu do 40 ppm a celkový priemer je 12,8 ppm. Najmenšie zastúpenie kobaltu je v ryolitoch, kde je zastúpený v podstatne menšej koncentrácii, a preto kvantitatívne v ryolitoch nebol stanovený.

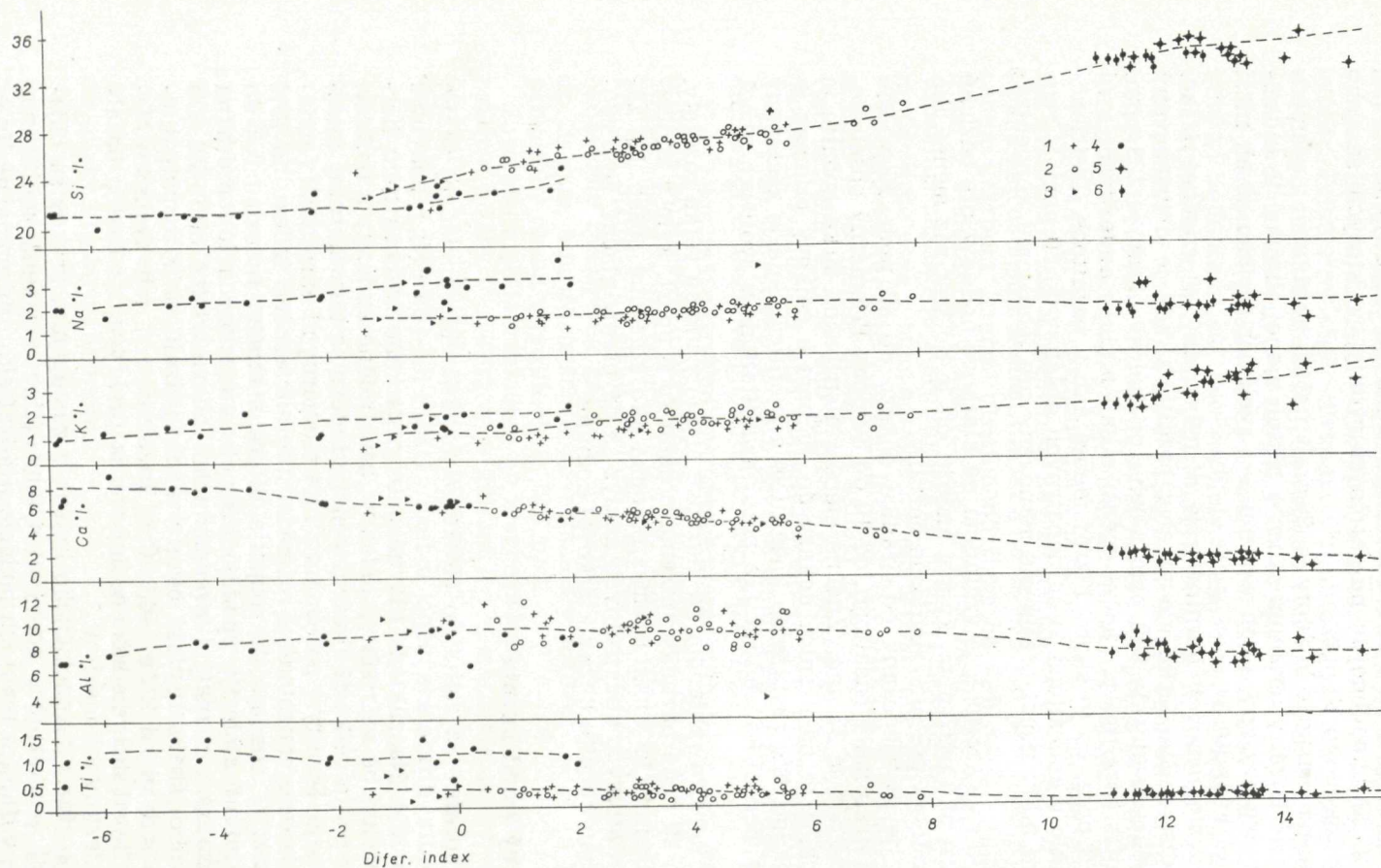
V obsahu kobaltu vzhľadom na klarkové hodnoty nie sú veľké rozdiely. V bazaltoch sú malé náznaky zníženia obsahu (o 8 ppm), kým v andezitoch je koncentrácia kobaltu temer rovnaká ako klarkový obsah. Na základe kvantitatívnych spektrálnych analýz sa dá predpokladať, že v ryolitoch je obsah kobaltu blízky klarkovej hodnote.

### Diferenciačný trend hornín

Študované horniny sa radia do širokého rozpätia diferenciačnej škály, ktorá sa podľa diferenciačného indexu  $1/3Si+K-(Ca+Mg)$  pohybuje od -6,8 do 15,4. Na základe hlavne petrografického rozboru tieto horniny boli rozčlenené na ryolity, andezity, bazaltoidné andezity a bazalty. Pri zaradení podľa veľkosti diferenciačného indexu sa tieto horniny miestami prekrývajú. Ryolity v porovnaní s intermediárnymi horninami (andezitom) sú výrazne umiestené v rozmedzí diferenciačného indexu od 15,4 do 11,0. Andezity spadajú do rozpätia diferenciačného indexu od 8 do -1,6. Bazaltoidné andezity spadajú do poľa andezitov a ich prevažná časť sa nachádza v rozpätí diferenciačného indexu od 0,4 do -1,6. Do pomerne širokej škály spadajú bazalty a nachádzajú sa v rozpätí diferenciačného indexu od 2 do -6,8. Časť bazaltov, t. j. ich kyslejšie členy podľa veľkosti diferenciačného indexu sa prekrývajú s časťou bazaltoidných andezitov a andezitov.

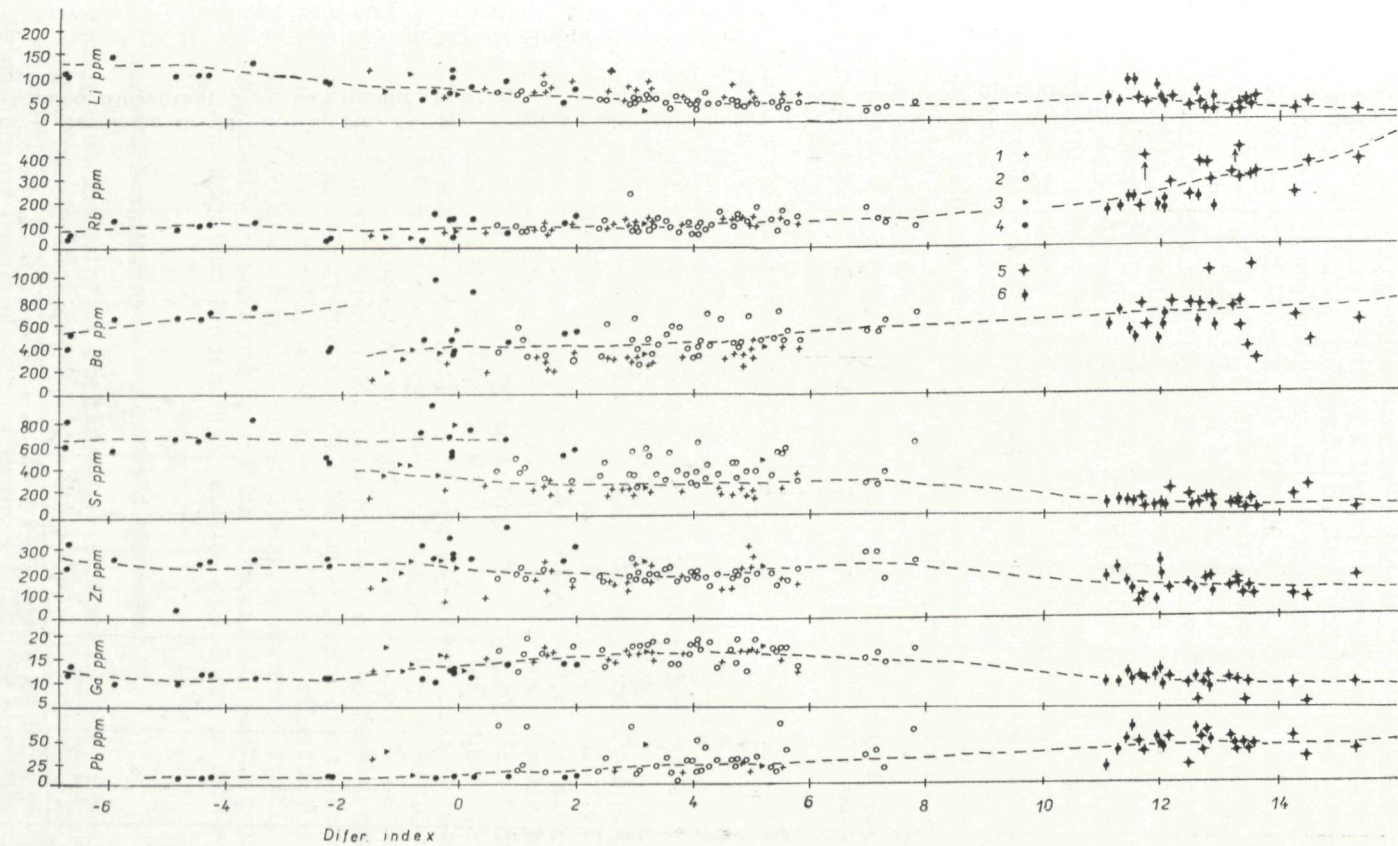
Medzi veľkosťou diferenciačného indexu a zastúpením prvkov sa objavili závislosti, poukazujúce na vývoj magmy. Tieto závislosti majú lineárny trend a v ďalšom texte ich budeme uvádzať ako diferenciačné línie.





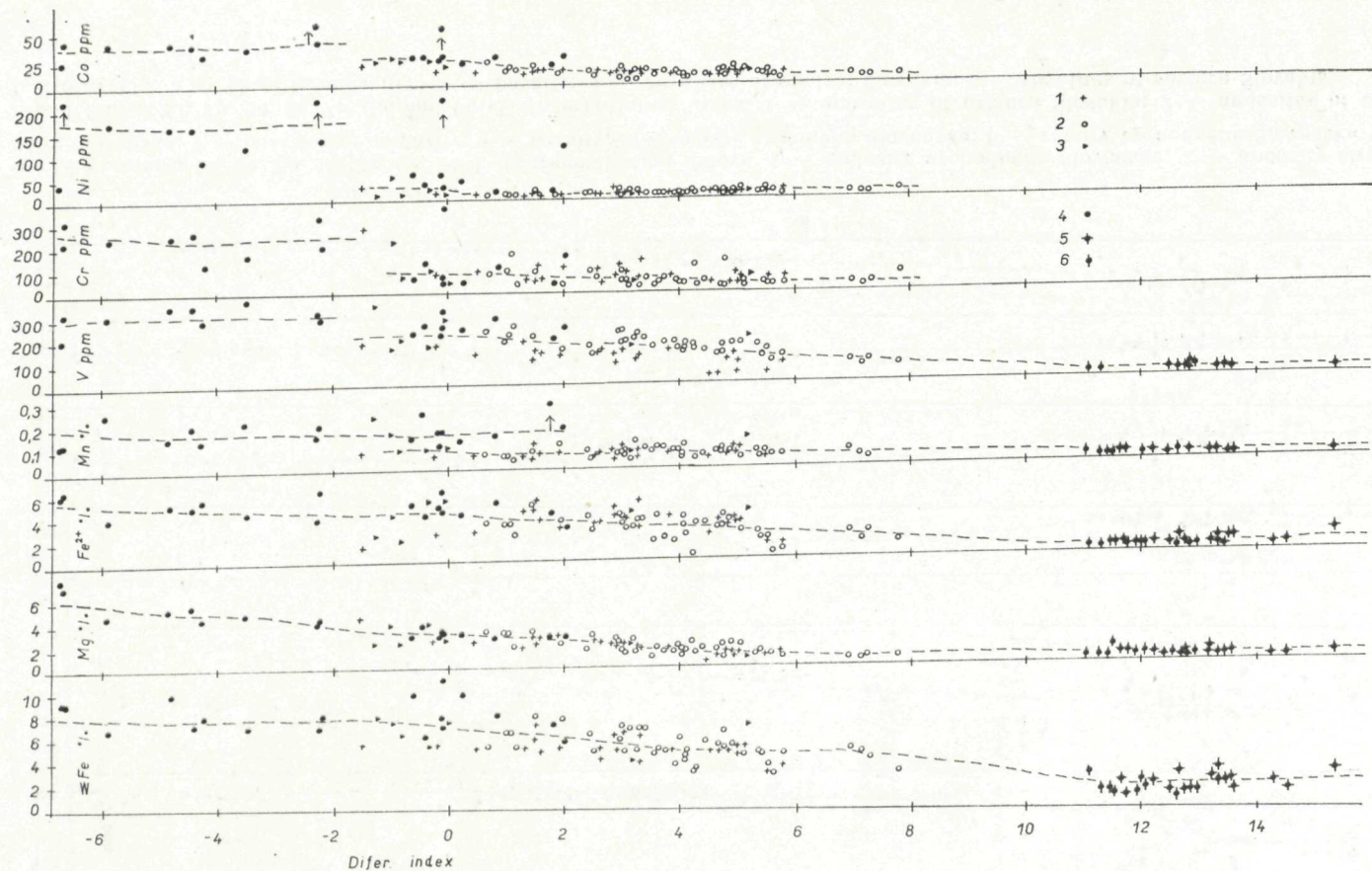
Obr. 3 Korelácia Si, Na, K, Ca, Al, Ti k diferenciačnému indexu. 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska

Fig. 3 Plot of Si, Na, K, Ca, Al, and Ti vs. differentiation index. 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia



Obr. 4 Korelácia Li, Rb, Ba, Sr, Zr, Ga, Pb k diferenciačnému indexu. 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska

Fig. 4 Plot of Li, Rb, Ba, Sr, Zr, Ga, and Pb vs. differentiation index. 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia



Obr. 5 Korelácia Cr, Ni, Co, V, Mn, Fe, Mg k diferenciálnemu indexu. 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska

Fig. 5 Plot of Cr, Ni, Co, V, Mn, Fe, and Mg vs. differentiation index. 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia

## Vzťah makroprvkov k diferenciačnému indexu

V závislosti od zmeny diferenciačného indexu, t. j. od bazických (bazaltov) po kyslé horniny (ryolity) z hlavných prvkov sa zvyšuje obsah kremíka, sodíka a draslíka. Diferenciačné línie znázorňujúce tento stúpajúci trend pozostávajú pre každý prvok z dvoch častí, ktoré su pod seba posunuté. Na jedných líniách pre kremík, sodík, draslík ležia bazaltoidné andezity, andezity a ryolity, ktoré znázorňujú ich stúpajúci trend. Na druhých líniách sú rozmiestené bazalty, v ktorých je taktiež tendencia zvyšovania obsahu uvedených prvkov od bazickejších po kyslejšie bazalty. U sodíka a draslíka sú diferenciačné línie pre bazalty posunuté do vyšších koncentrácií a u kremíka do nižších koncentrácií (obr. 3).

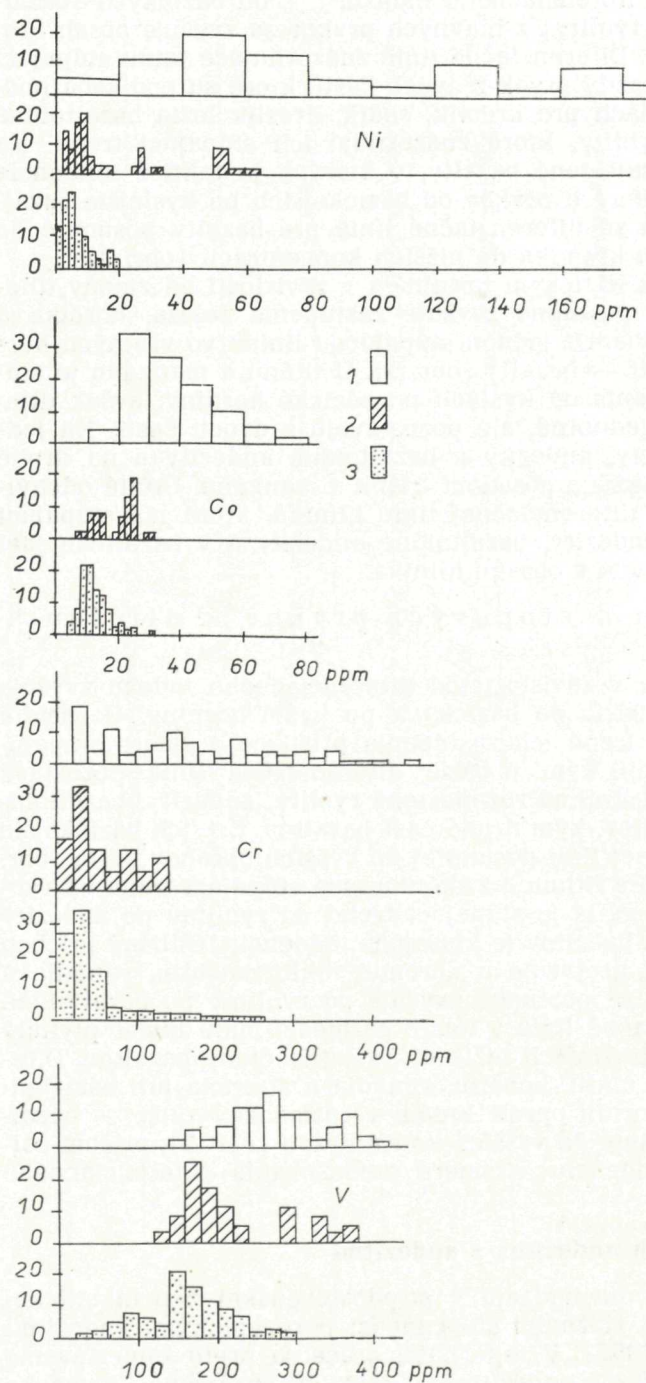
Od kyslých smerom k bazickým horninám v závislosti od zmeny diferenciačného indexu sa postupne zvyšuje zastúpenie železa, horčíka a vápnika, čo je možné vyjadriť jednou stúpajúcou líniou vo všetných horninách (ryolit — andezit — bazalt) (obr. 5). U titánu a mangánu je stúpajúci trend ich zastúpenia od kyslých po bazické horniny, avšak diferenciačné línie nie sú jednotné, ale pozostávajú z dvoch častí. Na jedných líniách ležia ryolity, andezity a bazaltoidné andezity a na druhej línie spadajú bazalty s vyšším obsahom titánu a mangánu. Určité odchýlky sa javia v priebehu diferenciačnej línie hliníka, ktorá má stúpajúci trend od ryolitov cez andezity, bazaltoidné andezity a v bazaltoch javí mierne klesajúcu tendenciu v obsahu hliníka.

## Vzťah vedľajších a stopových prvkov k diferenciačnému indexu

Zo stopových prvkov sa v závislosti od diferenciačného indexu zvyšuje obsah rubídia, olova a bária od bazických po kyslé horniny. U rubídia a olova tento stúpajúci trend ich zastúpenia prebieha v smere stúpajúcich diferenciačných línií, kým u bária diferenciačná línia pozostáva z dvoch častí. Na jednej línii sú rozmiestené ryolity, andezity, bazaltoidné andezity a časť bazaltov, kým druhá časť bazaltov, t. j. ich bazickejšie členy ležia na samostatnej línii posunutej do vyšších obsahov bária (obr. 4). Diferenciačná línia pre lítium a zirkónium má stúpajúci trend od ryolitov po bazalty, kým u gália je stúpajúci trend od ryolitov po andezity a v bazickejších členoch bazaltov je klesajúca tendencia. Odlišný priebeh diferenciačných línií sa prejavuje u chrómu, niklu, kobaltu, vanádia a stroncia. Ich zastúpenie sa postupne zvyšuje od ryolitov po bazaltoidné andezity a ich diferenciačné línie v tomto rozmedzí majú temer plynulý lineárny trend. Na týchto líniách ležia aj kyslejšie členy bazaltov. Diferenciačné línie chrómu, niklu, kobaltu, vanádia a stroncia pre bazickejšie členy bazaltových hornín oproti líniám v rozmedzí ryolity — bazaltoidné andezity sú posunuté do vyšších koncentrácií (obr. 5), pričom celkove javia stúpajúcu tendenciu v smere zmenšovania diferenciačného indexu.

### **Príbuznosť bazaltoidných andezitov s andezitmi**

Bazaltoidné andezity sa nachádzajú v stredoslovenskej neovulkanickej oblasti a petrografickým zložením stoja medzi pyroxenickými andezitmi a bazaltmi (F. Fiala 1957). V tejto časti práce sa preto zameriavame na porovnanie bazaltoidných andezitov s andezitmi stredného Slovenska



Obr. 6 Distribučný dia-gram pre Cr, Ni, Co, V. 1 — bazalty, 2 — bazal- toidné andezity, 3 — andezity stredného Slo-ven-ska.

Fig. 6 Distribution of Cr, Ni, Co, and V in basalts, basaltic andesites, and andesites. 1 — basalts; 2 — basaltic andesites; 3 — andesites of central Slovakia

a bazaltmi, so zreteľom hlavne na distribúciu a koncentráciu feromagnéziových prvkov, a to chrómu, niklu, kobaltu a vanádia v týchto horninách, ako aj ich vzťahy k železu a horčíku.

Najvýraznejšie rozdiely bazaltov v porovnaní a bazaltoidnými andezitmi sú v obsahu niklu. V bazaltoch je nikel distribuovaný od nepatrných koncentrácií do 500 ppm a priemerný obsah niklu v bazaltoch je 123 ppm. Podstatne menšiu distribučnú šírku má nikel v bazaltoidných andezitoch, a to od nepatrného obsahu do 65 ppm a jeho priemerný obsah je 17,5 ppm (obr. 6). V andezitoch stredného Slovenska je priemerný obsah niklu 7,1 ppm a je distribuovaný do 20 ppm.

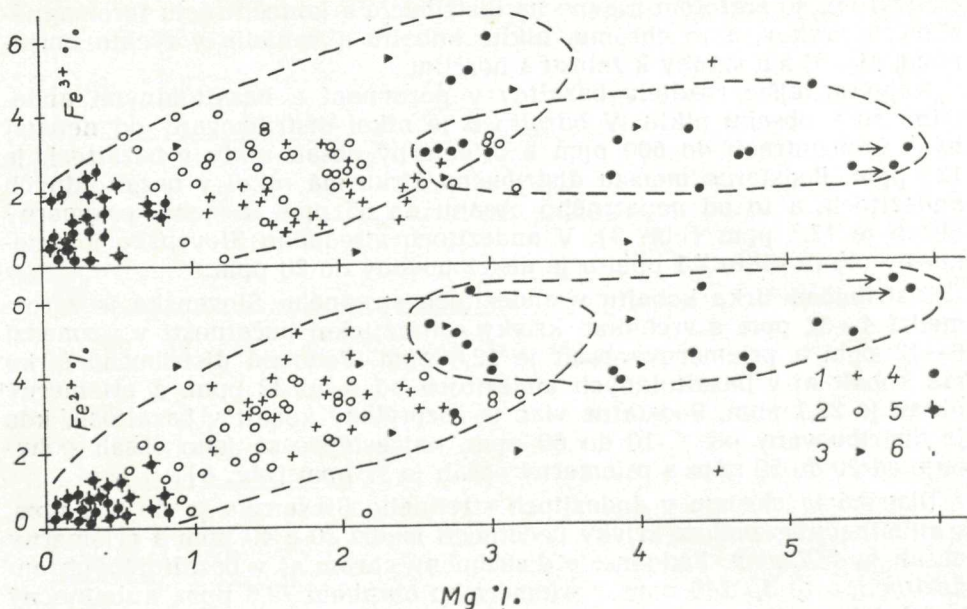
Distribučná šírka kobaltu v andezitoch stredného Slovenska je z rozmedzí 4–32 ppm s vrcholom krivky aritmetickej početnosti v rozmedzí 8–12 ppm a priemerný obsah je 12,6 ppm. Podobnú distribučnú šírku má kobalt aj v bazaltoidných andezitoch od 6 do 32 ppm, a priemerný obsah je 22,1 ppm. Podstatne viac je rozptýlený kobalt v bazaltoch, kde je distribuovaný od < 10 do 80 ppm, najčastejšie sa jeho obsah pohybuje od 20 do 50 ppm a priemerný obsah je 37 ppm (obr. 6).

Distribúcia chrómu v andezitoch stredného Slovenska je do 260 ppm, s kulminačným bodom krivky početnosti medzi 20 a 40 ppm a priemerný obsah je 47,7 ppm. Podobne je distribučný chróm aj v bazaltoidných andezitoch, a to do 140 ppm s priemerným obsahom 79,6 ppm, kulminačný bod krivky početnosti sa prekrýva s kulminačným bodom krivky pre andezity (obr. 6). Vo väčšej šírke je distribuovaný chróm v bazaltoch, a to od 20 do temer 500 ppm, pričom krivka aritmetickej početnosti sa rozpadáva na niekoľko málo výrazných vrcholov. Celkový priemerný obsah chrómu v bazaltoch je 167 ppm.

Značne rozptýleným prvkom je vanádium. Šírka rozptylu jeho koncentrácie v bazaltoch je od 140 do 420 ppm a priemerný obsah 277 ppm. Nevýrazný kulminačný vrchol krivky aritmetickej početnosti je medzi 260 až 280 ppm. V značnej šírke je vanádium rozptýlené aj v bazaltoidných andezitoch od 120 do 380 ppm, s kulminačným bodom krivky početnosti medzi 160 až 180 ppm, čo je veľmi blízke kulminačnému bodu krivky pre andezity, v ktorých je vanádium rozptýlené od 20 do 300 ppm.

Z distribúcie niklu, chrómu, kobaltu a vanádia je zjavné, že sa bazaltoidné andezity distribučnou šírkou týchto prvkov prekrývajú s andezitmi stredného Slovenska, alebo sú si veľmi blízke. Medzi bazaltmi a bazaltoidnými andezitmi sú v zastúpení prvkov značné rozdiely, čo sa najvýraznejšie prejavuje u niklu, ktorý je päťkrát viac rozptýlený v bazaltoch ako v bazaltoidných andezitoch a andezitoch stredného Slovenska.

Zo skupiny feromagnéziových prvkov je najviac zastúpené železo a horčík. Železo svojím obsahom celkove prevláda nad horčíkom, ale pri sledovaní ich vzájomných vzťahov sa prejavujú určité rozdiely. V andezitoch stredného Slovenska sa zväčšovaním obsahu horčíka zvyšuje aj zastúpenie železa, a to trojmocného i dvojmocného temer priamoúmerne. V zastúpení horčíka a železa v bazaltoch sa tento vzťah neprejavil, ale so zväčšovaním obsahu horčíka sa obsahu železa výraznejšie nemení a bazalty sú rozmiestené do samostatného poľa (obr. 7). Bazaltoidné andezity v korelácii železa a horčíka nevytvárajú samostatné zoskupenia, ale sú nepravidelne rozmiestené medzi poliami vyznačujúcimi andezity a bazalty.



Obr. 7 Korelácia  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ , ku Mg. 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska

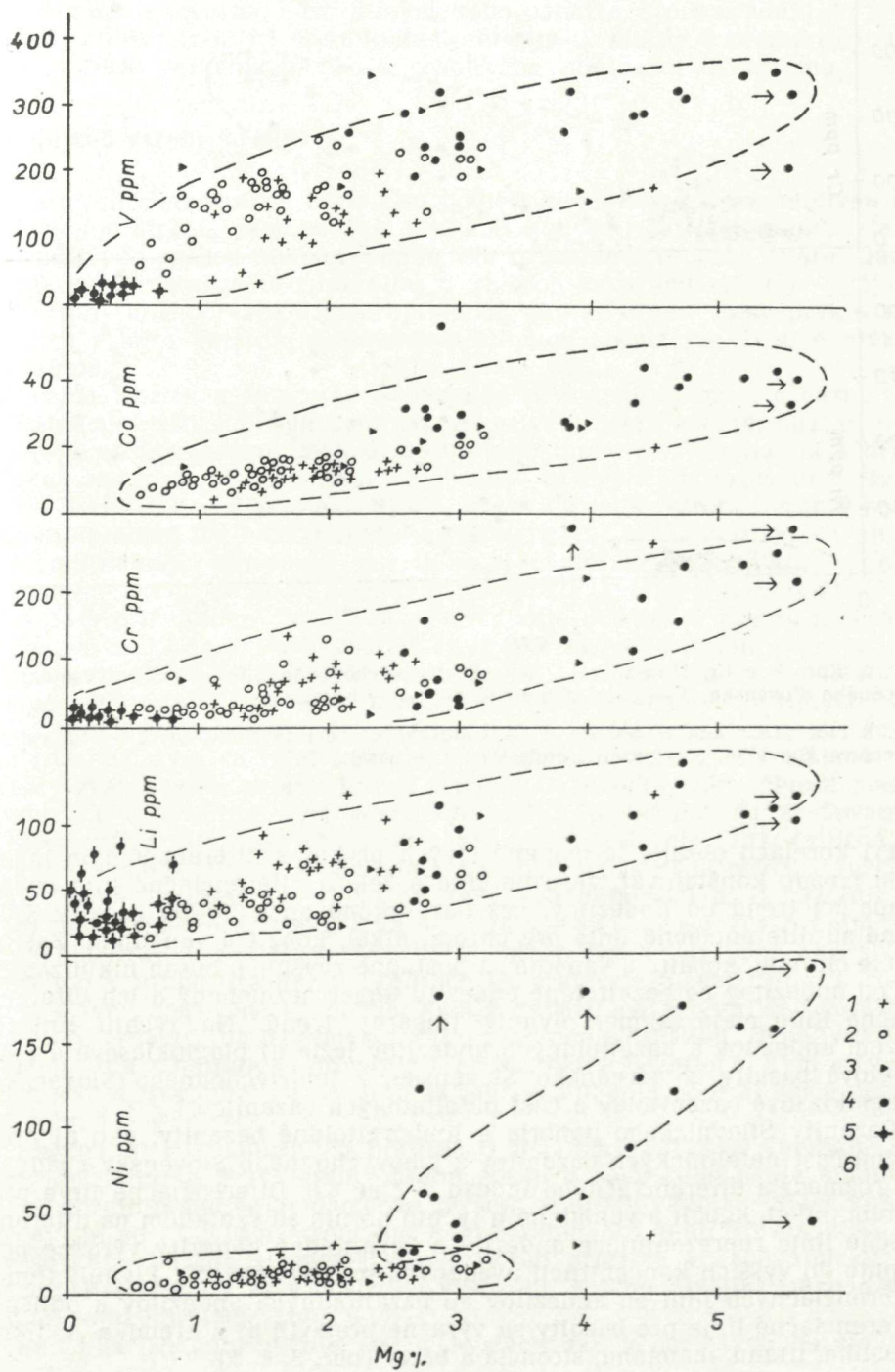
Fig. 7 Plot of  $Fe^{2+}$  and  $Fe^{3+}$  vs. Mg. 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia

Výraznejšie sú vzťahy medzi niklom a horčíkom. V andezitoch a bazaltoidných andezitoch sa javia iba nepatrné znaky zvyšovania obsahu niklu s pribúdaním horčíka. Možno povedať, že v andezitoch a bazaltoidných andezitoch sa so zvyšovaním obsahu horčíka temer neprejavujú zmeny v zastúpení niklu. Podobné závislosti sa prejavili aj u plagioklasových a amfibolových bazaltov a plagiklasových bazanitoidov. U ďalších bazaltov sa javí výraznejšie tendencia zväčšovania obsahu niklu s pribúdaním horčíka (obr. 8). Podobná závislosť sa prejavila až vo vzťahu niklu a dvojmocného železa.

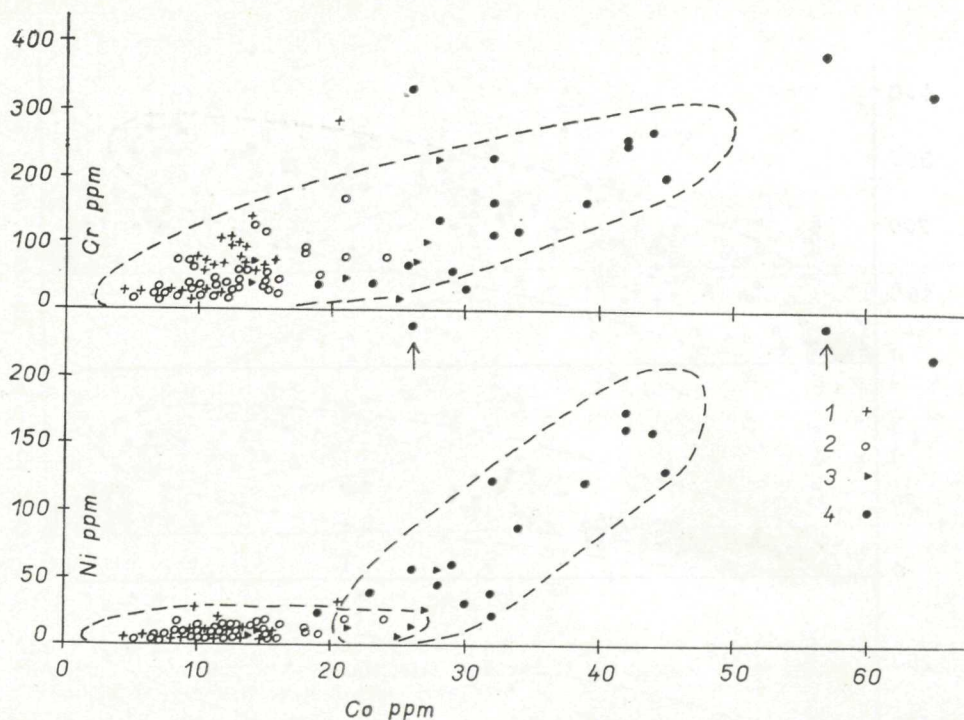
Pri korelácii niklu a kobaltu je zjavné, že zastúpenie niklu u andezitov a bazaltoidných andezitov s pribúdaním kobaltu sa zvyšuje iba vo veľmi malej miere. Odlišne sa tieto prvky chovajú v bazaltoch, kde s pribúdaním kobaltu sa intenzívne zvyšuje zastúpenie niklu (obr. 9). Celkove je možné povedať, že v andezitoch a bazaltoidných andezitoch prevláda kobalt nad niklom a v bazaltoch nikol nad kobaltom.

Obr. 8 Korelácia Cr, Ni, Co, Li, V ku Mg. 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska.

Fig. 8 Plot of Cr, Ni, Co, V, and Li vs. Mg. 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia







Obr. 9 Korelácia Cr, Ni ku Co. 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty

Fig. 9 Plot of Cr and Ni vs. Co. 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts

Pri korelácií obsahu feromagnéziových prvkov s diferenciačným indexom možno konštatovať, že u horčíka a železa diferenciačné línie majú stúpajúci trend od andezitov, cez bazaltoidné andezity po bazalty. Odlišné sú diferenciačné línie pre chróm, nikel, kobalt a vanádium. Zastúpenie chrómu, kobaltu a vanádia sa postupne zvyšuje a obsah niklu zostáva od andezitov po bazaltoidné andezity temer nezmenený a ich diferenciačné línie majú takmer plynulý lineárny trend. Na týchto líniách okrem andezitov a bazaltoidných andezitov ležia aj plagioklasové a amfibolové bazalty zo stredného Slovenska, z juhovýchodného Slovenska plagioklasové bazanitoidy a časť nefelinických bazanitov.

Bazanity Štiavnického pohoria a limburgitoidné bazanity, ako aj prevažná časť nefelinických bazanitov z juhovýchodného Slovenska spadajú do rozmedzia diferenciačného indexu  $-2$  až  $6,8$ . Diferenciačné línie pre chróm, nikel, kobalt a vanádium u týchto hornín sú vzhľadom na diferenciačné línie reprezentujúce andezity a bazaltoidné andezity výrazne posunuté do vyšších koncentrácií uvedených prvkov (obr. 5). Plynulý trend diferenciačných línií od andezitov do bazaltoidných andezitov a odlišné diferenciačné línie pre bazalty sa výrazne prejavili aj u kremíka, sodíka, draslíka, titánu, mangánu, stroncia a bária (obr. 3, 4, 5).

Na základe uvedenej analýzy vyplýva, že bazaltoidné andezity predstavujú najbázickejšie členy andezitov (okrem bazaltoidných andezitov z Vtáčnika a severnej časti Štiavnického pohoria, ktoré spadajú do stredu andezitov) (obr. 6). Bazaltoidné andezity sú bližšie k produktom subsekvntného vulkanizmu ako k produktom finálneho vulkanizmu.

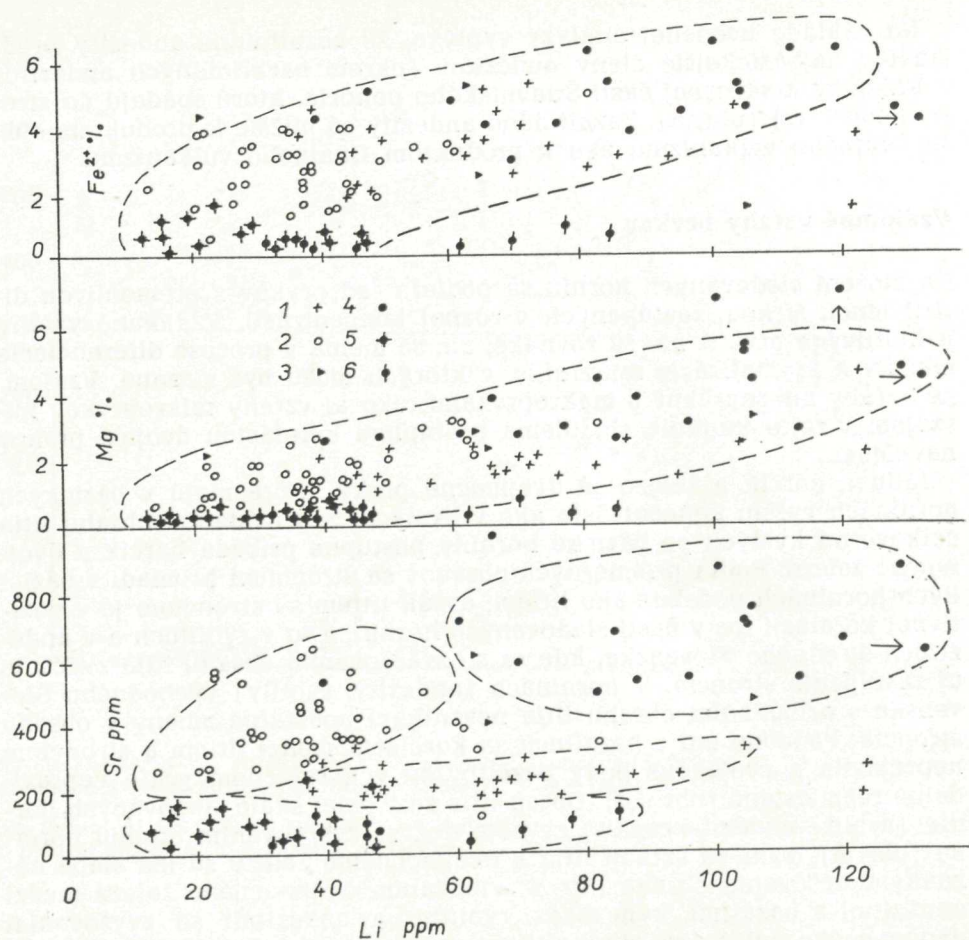
### Vzájomné vzťahy prvkov

Na zložení sledovaných hornín sa podieľa rad prvkov s premenlivou distribučnou šírkou, zastúpených v rôznej koncentrácii. Vzájomné vzťahy jednotlivých prvkov nie sú rovnaké, ale sa menia v procese diferenciacie magmy a kryštalizácie minerálov, v ktorých môžu byť viazané. Vzájomné vzťahy mikroprvkov s makroprvkami, ako aj vzťahy mikroprvkov navzájom v tejto kapitole sledujeme postupnou koreláciou dvojice prvkov navzájom.

Lítium, horčík a železo sú dvojmocné prvky, ktoré majú v bázičných horninách vyššiu koncentráciu ako v kyslých. S pribúdaním obsahu lítia celkove od kyslých po bázičné horniny postupne pribúda horčík a dvojmocné železo. Podľa priemerných obsahov sa stroncium hromadí v bázičných horninách podobne ako lítium, avšak lítium so stronciom je v pozitívnej korelácii iba v časti sledovaných hornín, a to v ryolitoch a v andezitoch stredného Slovenska, kde sa so zväčšovaním obsahu lítia zväčšuje aj zastúpenie stroncia. V horninách (andezity, ryolity) východného Slovenska s pribúdaním obsahu lítia nevznikajú podstatné zmeny v obsahu stroncia. Podobne ani v bazaltoch sa korelácia medzi lítiom a stronciom neprejavila a projekčné body bazaltov sú v korelačnom grafe nepravidelne rozmiestené (obr. 10). Obsah lítia sa v celej škále sledovaných hornín (ryolit—andezit—bazalt) zvyšuje tiež so zväčšovaním obsahu horčíka (obr. 8), kým vo vzťahu lítia k dvojmocnému železu sú iba slabé náznaky zväčšovania obsahu lítia s pribúdaním dvojmocného železa medzi andezitmi a bazaltmi, kým medzi ryolitmi a andezitmi so zvyšovaním dvojmocného železa sa obsah lítia temer nemení (obr. 10). Odlišná je korelácia medzi lítiom a sodíkom. V andezitoch a ryolitoch pri zväčšovaní obsahu lítia sú iba slabé náznaky ubúdania sodíka. U bazaltov je táto negatívna korelácia podstatne výraznejšia, kde so zvyšovaním zastúpenia lítia sa znižuje výraznejšie obsah sodíka. Odlišne ako sodík koreluje s lítiom draslík. V ryolitoch sa prejavuje medzi lítiom a sodíkom zjavná negatívna korelácia, kým v andezitoch a bazaltoch so zväčšovaním obsahu lítia sa temer nemení zastúpenie draslíka. Negatívna korelácia lítia a hliníka sa prevajila v andezitoch a bazaltoch, kým v ryolitoch so zväčšovaním obsahu lítia sa jeho zastúpenie podstatnejšie nemení (obr. 11).

Stroncium v študovaných horninách má úzky vzťah k vápniku. Pri tomto vzťahu so zvyšovaním obsahu stroncia sa v celej škále študovaných hornín temer priamoúmerne zvyšuje aj obsah vápnika. Slabé znaky korelácie sú aj medzi stronciom a draslíkom. Pri tejto korelácii sa so zvyšovaním obsahu stroncia zvyšuje obsah draslíka v rade andezit — bazalt, kým ryolity sa v dôsledku vysokého obsahu draslíka nachádzajú mimo tejto korelácie (obr. 12).

Rubídium sa koncentruje viac v kyslých ako v bázičných horninách.

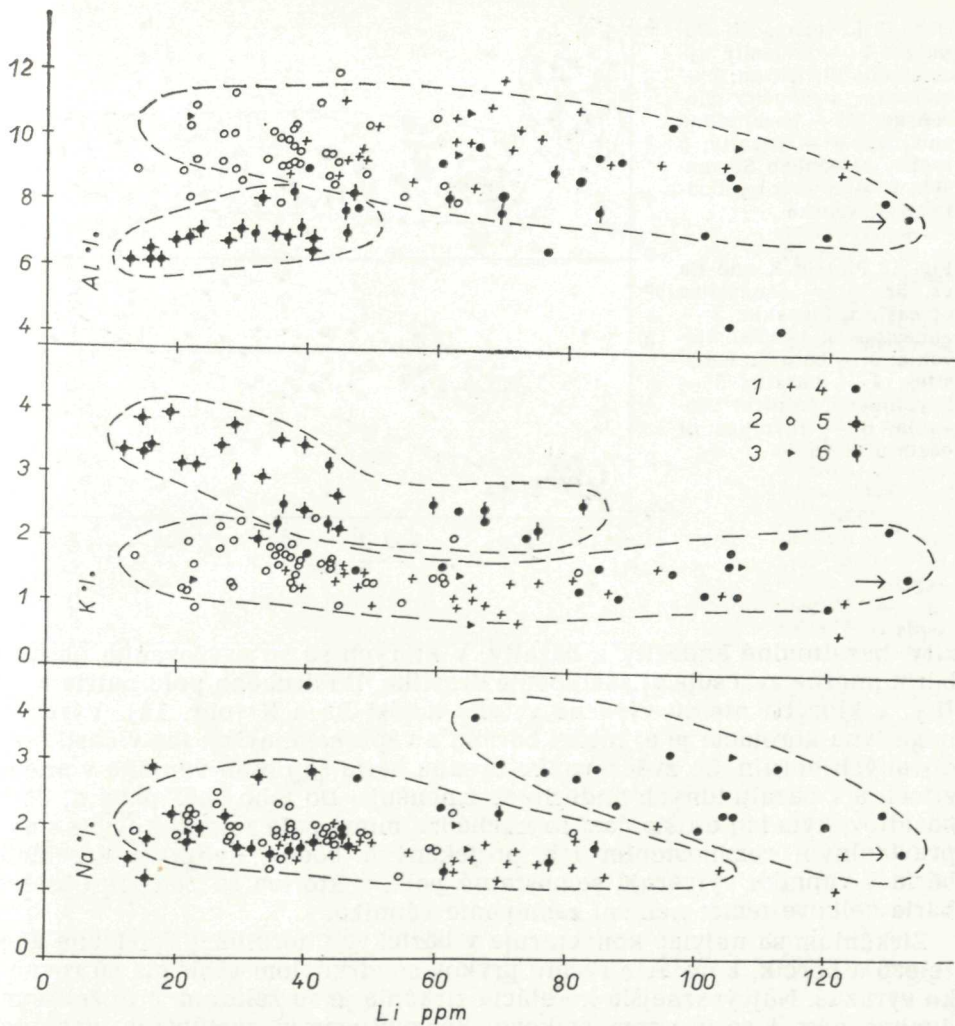


Obr. 10 Korelácia  $\text{Fe}^{2+}$ , Mg, Sr, ku Li. 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska

Fig. 10 Plot of  $\text{Fe}^{2+}$ , Mg, and Sr vs. Li. 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia

Výrazná je korelácie rubídia s draslíkom. Pri tejto korelácií sa temer priamoúmerne zvyšuje obsah rubídia so zvyšovaním zastúpenia draslíka. Bazalty v tomto vzťahu netvorí okrajovú časť korelačného poľa, ale projekčné body bazaltov sa prekrývajú s poľom andezitov (obr. 13). Výrazná korelácia sa javí aj medzi rubídiom a hliníkom, má však opačný priebeh. So zvyšovaním obsahu rubídia znižuje sa temer priamoúmerne aj obsah hliníka. Aj v tejto korelácií sa prevažná časť bazaltov prekrýva s andezitmi. Medzi rubídiom a sodíkom sa prejavujú iba slabé náznaky negatívnej korelácie.

Bárium najvýraznejšie koreluje so stronciom, ale nie vo všetkých študovaných typoch hornín radu andezit — ryolit — bazalt. V bazaltoch sa so



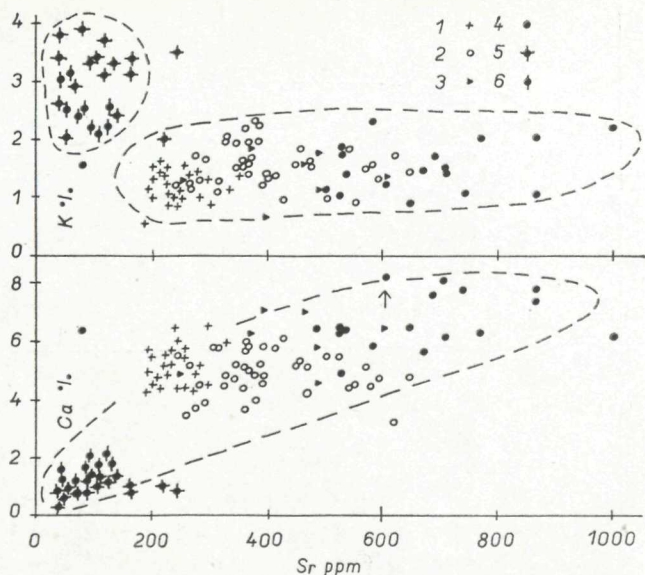
Obr. 11 Korelácia Al, Na, K ku Li. 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska

Fig. 11 Plot of Al, Na, and K vs. Li. 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia

zvyšovaním obsahu bária v horninách postupne zväčšuje aj zastúpenie stroncia. Podobná korelácia medzi báriom a stronciom je aj v andezitoch, kým ryolity sa v dôsledku vysokého obsahu bária a nižšieho obsahu stroncia, ako majú intermediárne a bazické horniny, nachádzajú mimo poľa tejto korelácie. V dôsledku toho nie je v ryolitoch zjavná korelácia medzi báriom a stronciom (obr. 14). Výrazná pozitívna korelácia je aj medzi báriom a draslíkom, nie je však rovnaká pre celý rad ryolit — andezit — bazalt. Podľa korelácie bária a draslíka do jedného poľa spadajú ande-

Obr. 12 Korelácia K, Ca ku Sr. 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska

Fig. 12 Plot of K and Ca vs. Sr. 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia

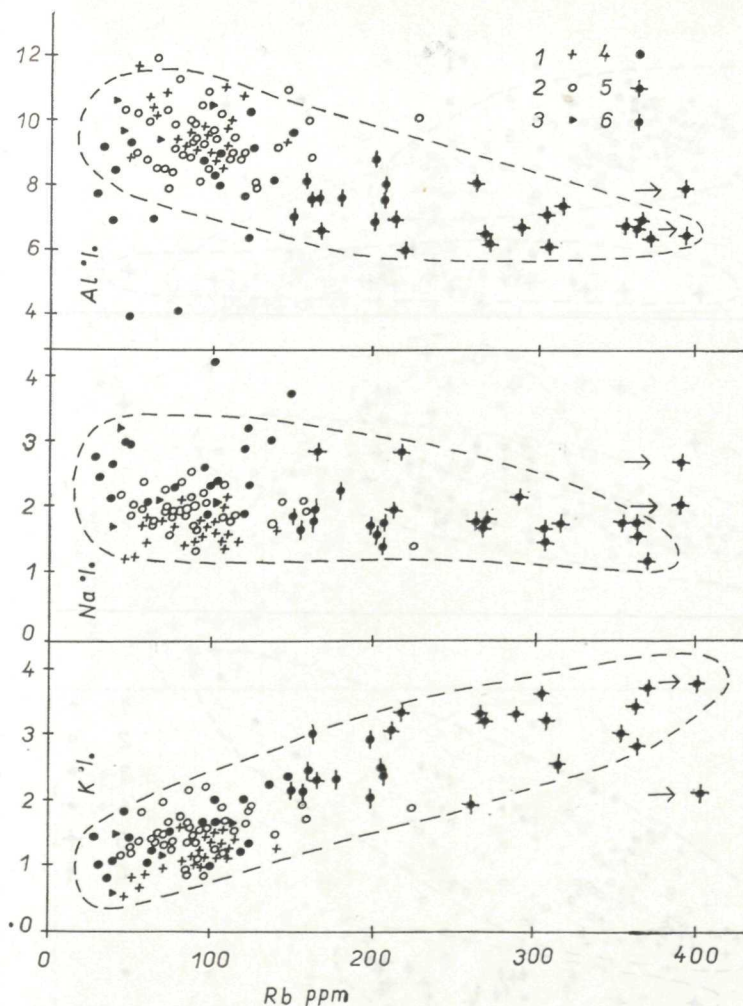


zity, bazaltoidné andezity a bazalty, v ktorých sa so zvyšovaním obsahu bária mierne zväčšuje aj zastúpenie draslíka. Do druhého poľa patria ryolity, v ktorých nie sú výrazné vzťahy medzi Ba a K (obr. 14). Výrazná negatívna korelácia je aj medzi báriom a vápnikom, avšak iba v časti študovaných hornín. So zväčšovaním obsahu bária sa obsah vápnika v andezitoch a v bazaltoidných andezitoch znižuje. Do toho poľa patrí aj časť bazaltov, kým ich ďalšia časť sa nachádza mimo poľa tejto korelácie s nepravidelným rozmiestnením ich projekčných bodov. Ryolity v korelácií bária a vápnika vytvárajú samostatné pole, v ktorom sa zmenou obsahu bária celkove temer nemení zastúpenie vápnika.

Zirkónium sa najviac koncentruje v bazických horninách, podobne ako železo a horčík, korelácie týchto prvkov so zirkóniom však nie sú rovnako výrazné. Najvýraznejšia korelácia zirkónia je so železom, a to železom dvojmocným i so železom celkove. So zvyšovaním zastúpenia zirkónia v celom rade hornín ryolit — andezit — bazalt sa temer priamoúmerne zvyšuje aj obsah železa (obr. 15). Zirkónium tvorí podobnú pozitívnu koreláciu aj s horčíkom v rade ryolit — andezit — bazalt, no zväčšovaním obsahu zirkónia sa zvyšuje zastúpenie horčíka, avšak nie tak výrazne ako železa (obr. 15). Korelácia zirkóna s titánom je tiež pozitívna, avšak len u hornín ryolit — andezit ako celku, kde sa so zvyšovaním zirkóna zväčšuje aj obsah titánu. Korelácia medzi zirkóniom a titanitom v bazaltoch nie je zjavná.

V celej škále študovaných hornín ako celku v rade bazalt — andezit — ryolit (obr. 16) je negatívna korelácia medzi zirkóniom a kremíkom, pri ktorej sa zvyšovaním zastúpenia zirkónia znižuje obsah kremíka.

Gálium je rozptýlené vo všetkých študovaných horninách a má úzky vzťah k hliníku. V horninách je gálium celkove v pozitívnej korelácií s hliníkom a so zvyšovaním obsahu gália zvyšuje sa aj zastúpenie hliníka. Bazalty majú nižší obsah hliníka a gália, sú rozptýlené v tomto poli čas-



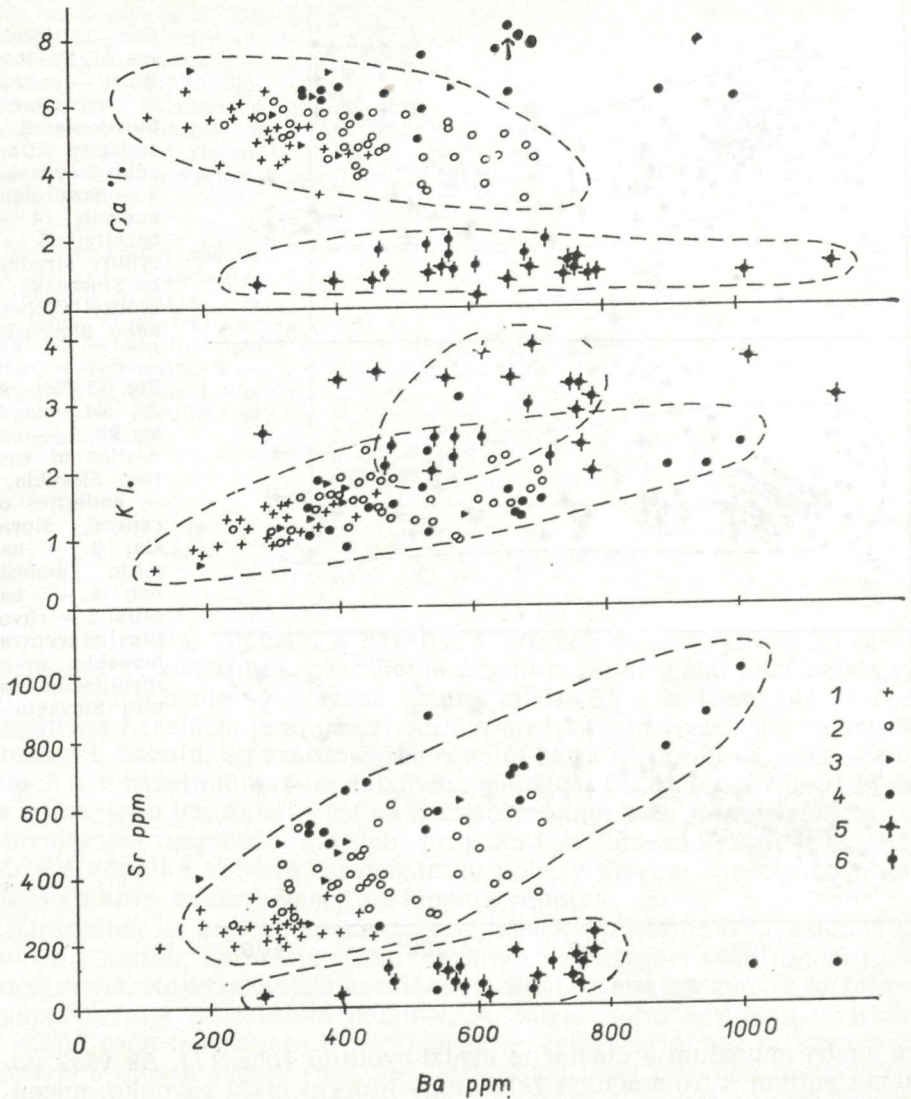
Obr. 13 Korelácia Al, Na, K ku Rb. 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska

Fig. 13 Plot of Al, Na, and K vs. Rb. 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia

točne medzi andezitmi a čiastočne medzi ryolitmi (obr. 17). Ak však porovnáme gálium s trojmocným železom, s ktorým majú rovnaké mocenstvo a blízky polomer, v ich korelácií sa neprejavujú výraznejšie vzťahy, pri ktorých by sa so zvyšovaním zastúpenia dvojmocného železa v sledovaných horninách zjavnejšie menil obsah gália (obr. 18).

Olovo je v pozitívnej korelácií s draslíkom, kým sodík v závislosti od olova neprejavuje znaky pozitívnej ani negatívnej korelácie, ale zastúpenie sodíka sa pri zvyšovaní obsahu olova temer nemení (obr. 19).

V korelácií kobaltu s chrómom a niklom sú určité rozdiely. V korelácií kobaltu a chrómu sa od andezitov k bazaltom so zvyšovaním zastúpenia kobaltu postupne zvyšuje aj zastúpenie chrómu. Pri korelácií kobaltu s niklom sa prejavili dve výrazne odlišné polia. Do jedného poľa spadajú andezity a bazaltoidné andezity, v ktorých pri zväčšovaní obsahu kobaltu sú iba slabé náznaky zväčšovania obsahu niklu. V druhom poli ležia bazalty, v ktorých so zväčšovaním obsahu kobaltu sa výrazne zväčšuje za-

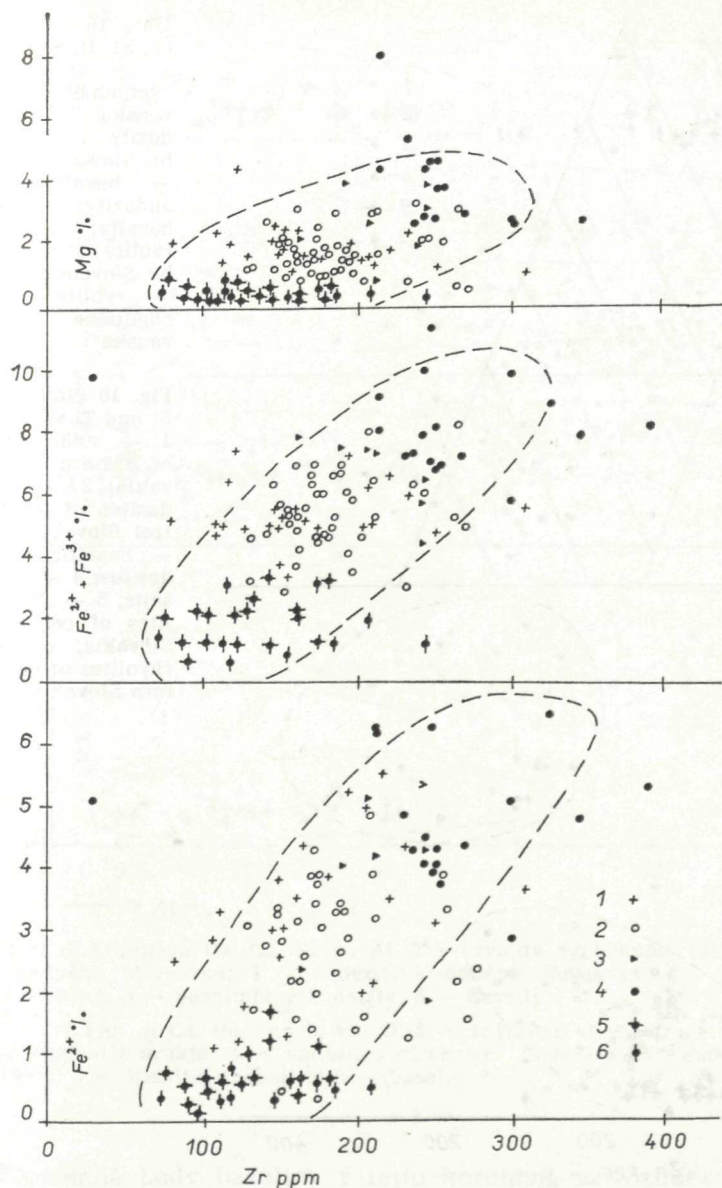


Obr. 14 Korelácia Ca, K, Sr ku Ba. 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska

Fig. 14 Plot of Ca, K, and Sr vs. Ba. 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia

stúpenie niklu. Zo zastúpenia kobaltu a niklu v študovaných horninách je zjavné, že v andezitoch a bazaltoidných andezitoch dominuje kobalt nad niklom a v bazaltoch zasa prevláda nikel nad kobaltom (obr. 9).

Nikel sa odlišne chová vo vzťahu k dvojmočnému železu a horčíku. Pri vzťahu dvojmočnému železu a niklu sú horniny rozmiestené do dvoch výrazne od seba odlišných polí. V jednom poli sú andezity a bazaltoidné

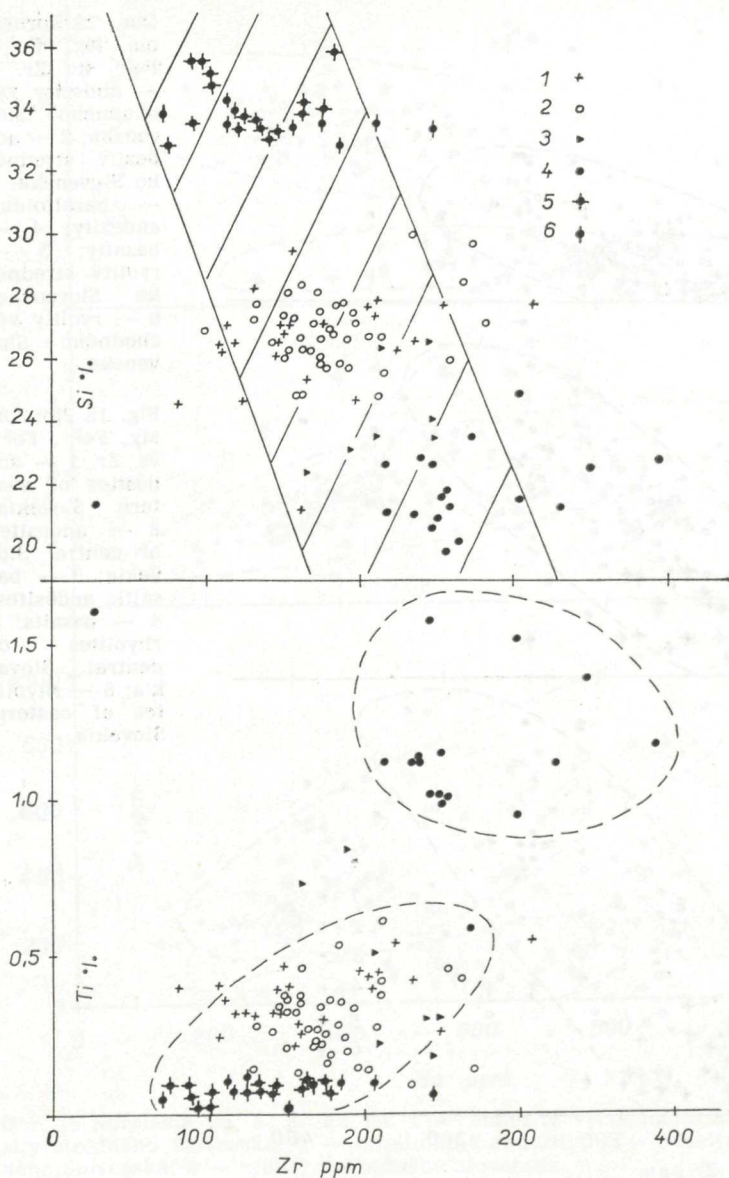


Obr. 15 Kórelácia Mg,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  ku Zr. 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska

Fig. 15 Plot of Mg,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  vs. Zr. 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia

andezity, v ktorých sa so zvyšovaním zastúpenia dvojmocného železa temer nemení obsah niklu. V druhom poli sú zasa bazalty, ktorých projekčné body sú nepravidelne rozmiestnené (obr. 20). Výraznejšia zákonitosť je vo vzťahu horčíka k niklu. V andezitoch a bazaltoidných andezitoch sú pri zvyšovaní obsahu horčíka iba slabé náznaky vyššieho obsahu niklu, kým v bazaltoch so zvyšovaním zastúpenia horčíka sa výrazne zväčšuje obsah niklu (obr. 8). Medzi horčíkom a kobaltom je zjavné, že so zväčšovaním obsahu horčíka sa postupne zvyšuje aj obsah kobaltu, plynule od andezitov k bazaltom. Odlišný je vzťah kobaltu



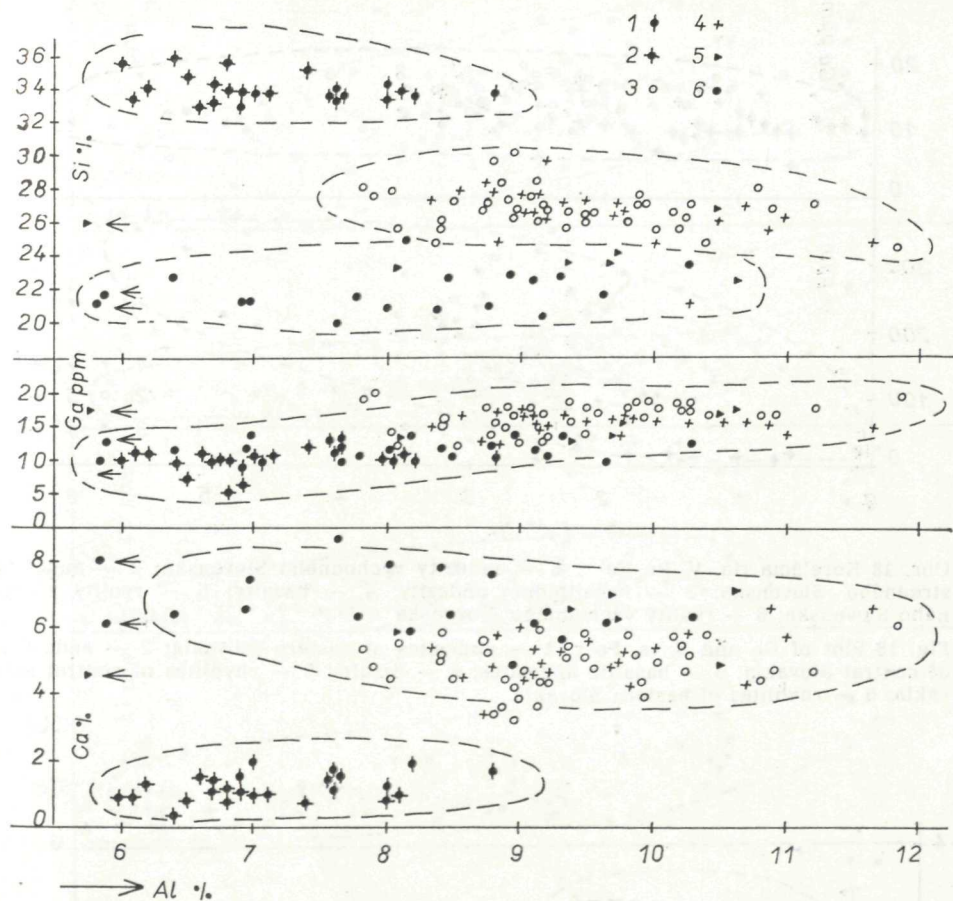


Obr. 16 Korelácia Si, Ti, Ku Zr.  
 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska

Fig. 16 Plot of Si and Ti vs. Zr.  
 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia

k dvojmocnému železu. V tomto vzťahu sa u andezitov so zvyšovaním obsahu dvojmocného železa téměř nemení zastúpenie kobaltu, kým v bazaltoch sa pri zvyšovaní dvojmocného železa zvyšuje aj obsah kobaltu (obr. 20).

Medzi horčíkom a chrómom je zjavná pozitívna korelácia s postupným zvyšovaním obsahu oboch prvkov od andezitov po bazalty, kým medzi chrómom a dvojmocným železom sú iba nepatrné náznaky zväčšovania obsahu chrómu pri zvyšovaní zastúpenia dvojmocného železa u andezitov.

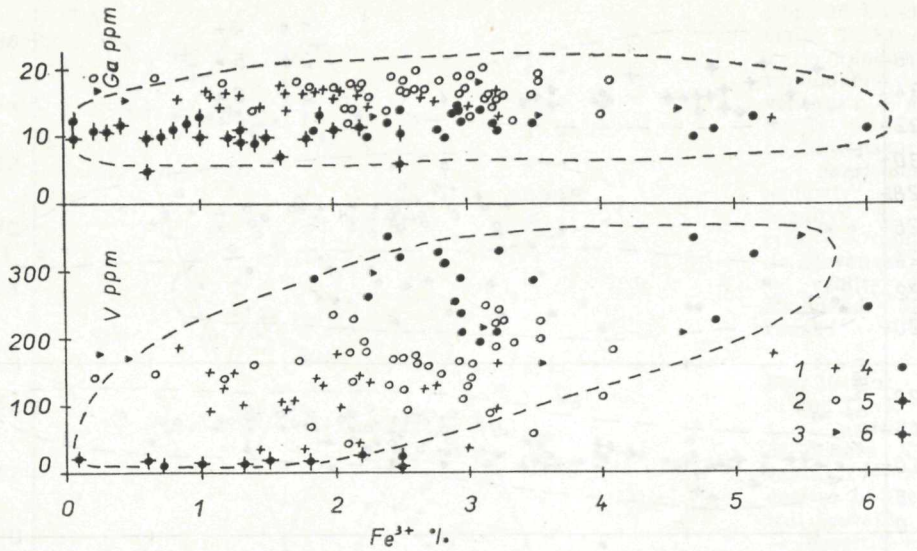


Obr. 17 Korelácia Ca, Ga, Si ku Al. 1 — ryolity východného Slovenska; 2 — ryolity stredného Slovenska; 3 — andezity stredného Slovenska; 4 — andezity východného Slovenska; 5 — bazaltoidné andezity; 6 — bazalty

Fig. 17 Plot of Ca, Ga, and Si vs. Al. 1 — rhyolites of eastern Slovakia; 2 — rhyolites of central Slovakia; 3 — andesites of central Slovakia; 4 — andesites of eastern Slovakia; 5 — basaltic andesites; 6 — basalts

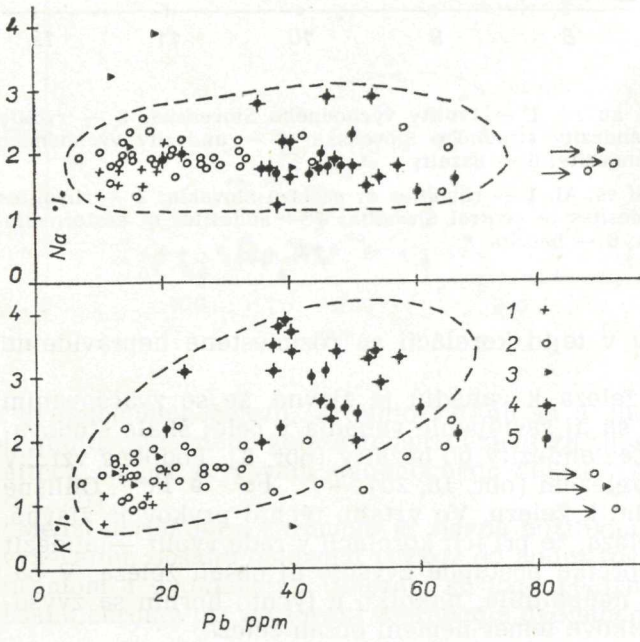
Projekčné body bazaltov v tejto korelácii sú rozmiestené nepravidelne (obr. 8, 20).

Vo vzťahu horčíka a železa k vanádiu je zjavné, že so zväčšovaním obsahu horčíka zväčšuje sa aj zastúpenie vanádia v celej škále študovaných hornín od ryolitu, cez andezity po bazalty (obr. 8). Podobné vzťahy sú aj medzi vanádiom a železom (obr. 18, 20) —  $\text{Fe}^{2+}$  a  $\text{Fe}^{3+}$ . Odlišne sa horčík chová vo vzťahu k železu. Vo vzťahu týchto prvkov je zjavné, najmä u dvojmocného železa, že pri ich korelácii v rade ryolit — andezit sa zvyšovaním obsahu horčíka postupne zvyšuje aj obsah železa. V bazaltoch sa táto závislosť neuplatnila, nakoľko u týchto hornín sa zvyšovaním obsahu horčíka celkove temer nemení obsah železa.



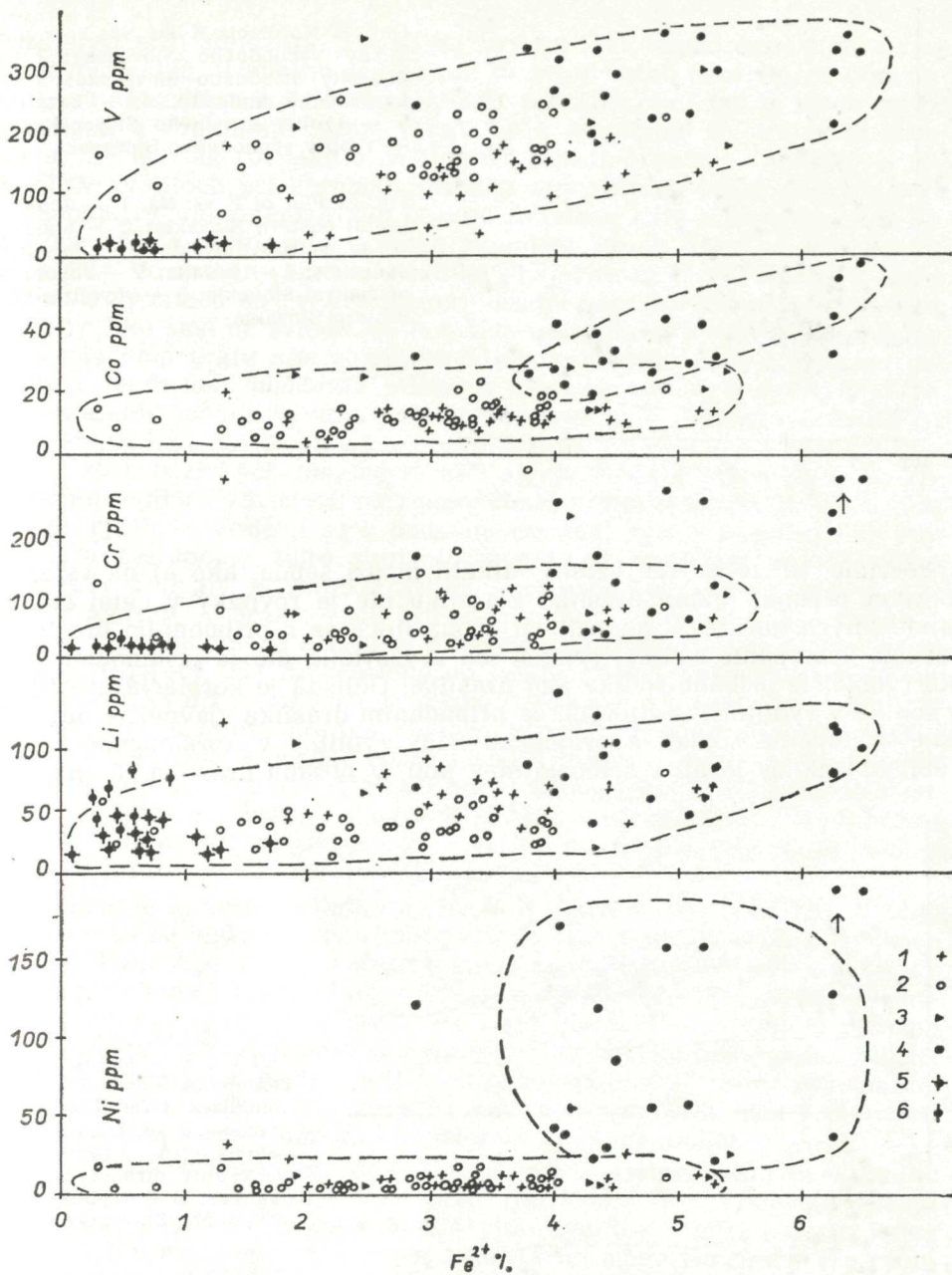
Obr. 18 Korelácia Ga, V, ku  $Fe^{3+}$ . 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska

Fig. 18 Plot of Ga and V vs.  $Fe^{3+}$ . 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia



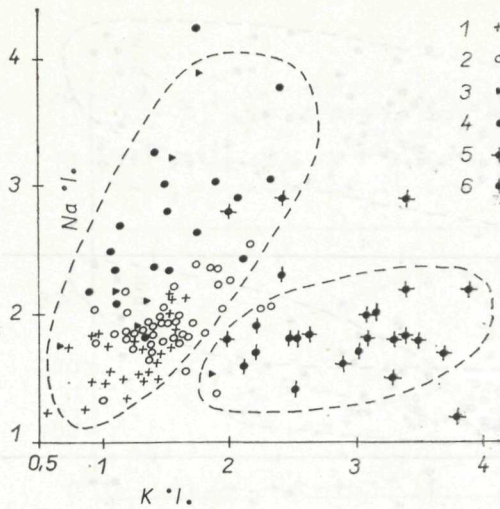
Obr. 19 Korelácia Na, K ku Pb. 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska

Fig. 19 Plot of Na and K vs. Pb. 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia



Obr. 20 Korelácia Cr, Ni, Co, Li, V ku  $Fe^{2+}$ . 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — rhyolity stredného Slovenska; 6 — rhyolity východného Slovenska

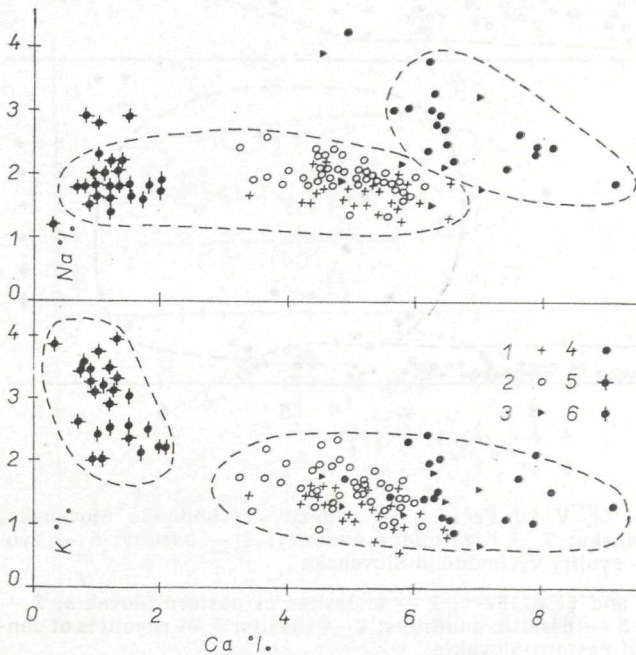
Fig. 20 Plot of Cr, Co, Ni, V, and Li vs.  $Fe^{2+}$ . 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia



Obr. 21 Korelácia K ku Na. 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — rhyolity stredného Slovenska; 6 — rhyolity východného Slovenska

Fig. 21 Plot of K vs. Na. 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia

Pozrime sa teraz na vzťahy alkálií medzi sebou, ako aj na vzťahy k iným prvkom. Vzťah draslíka k sodíku nie je rovnaký v celej škále študovaných hornín. V andezitoch a bazaltoch sa s pribúdaním draslíka zvyšuje zastúpenie sodíka, pričom ich zvyšovanie nie je priamoúmerné, ale rýchlejšie pribúda sodíka ako draslíka. Odlišná je korelácia draslíka a sodíka v rhyolitoch, v ktorých sa pribúdaním draslíka zjavnejšie nezvyšuje zastúpenie sodíka a projekčné body rhyolitov v korelačnom grafe (obr. 21) akoby ležali v samostatnom poli. V obsahu draslíka sú značné



Obr. 22 Korelácia Na, K ku Ca. 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — rhyolity stredného Slovenska; 6 — rhyolity východného Slovenska

Fig. 22 Plot of Na and K vs. Ca. 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia

rozdiely medzi andezitmi a ryolitmi, pritom však medzi andezitmi a ryolitmi ako celku. V obsahu sodíka nie sú príliš veľké rozdiely, pričom bazalty sú na sodík bohatšie ako andezity a ryolity. Odlišný je vzťah medzi alkáliami a vápnikom. Medzi vápnikom a draslíkom sa prejavuje korelácia, nie je však rovnaká v celej škále hornín (ryolit — andezit — bazalt). V ryolitoch pri korelácii vápnika s draslíkom pribúdanie vápnika spôsobuje rýchle znižovanie obsahu draslíka, kým v andezitoch a bazaltoch väčšie zastúpenie vápnika znižuje obsah draslíka iba pomaly (obr. 22). Vo vzťahu vápnika a sodíka je zjavné, že obsah sodíka v andezitoch a ryolitoch sa pri zmenenom obsahu vápnika v podstate nemení. Bazalty, ako sme už uviedli, sú bohatšie na sodík ako ryolity a andezity. V korelačnom grafe preto spadajú do samostatného poľa a prejavuje sa v nich tendencia ubúdania sodíka v závislosti od pribúdania vápnika. Obsah alkálií jednotlivých typoch hornín (ryolit — andezit — bazalt) je premenlivý aj v závislosti od skupiny prvkov, ktoré majú tendenciu hromadiť sa v bazických magmách, ako sú  $Ca + Mg + Mn + Fe + Ti$ . Zastúpenie sodíka v závislosti od zmeny obsahu tejto skupiny prvkov v rade hornín ryolit — andezit sa v podstate nemení, kým v bazaltoch so zvyšovaním zastúpenia tejto skupiny prvkov sa znižuje obsah sodíka (obr. 23). Odlišný je vzťah draslíka k skupine uvedených prvkov, kde v rade andezit — bazalt s ich pribúdaním sa v obsahu draslíka neprejavila výraznejšia zmena a ryolity v dôsledku vyššieho obsahu draslíka sú v diagrame (obr. 23) rozmiestnené do samostatného poľa. Výrazná závislosť v rade ryolit — andezit je medzi alkáliami a hliníkom. V tejto závislosti s pribúdaním hliníka celkove temer rovnomerne ubúda alkálií ( $Na + K$ ), pričom je možné rozlíšiť podľa vzťahu týchto prvkov polia (obr. 24), do ktorých spadajú horniny stredoslovenskej a východoslovenskej vulkanickej oblasti. V korelácii hliníka a alkálií ( $Na + K$ ) v bazaltoch sa neprejavili závislosti ako u ryolitov a andezitov, ale projekčné body bazaltov sú nepravidelne rozptýlené.

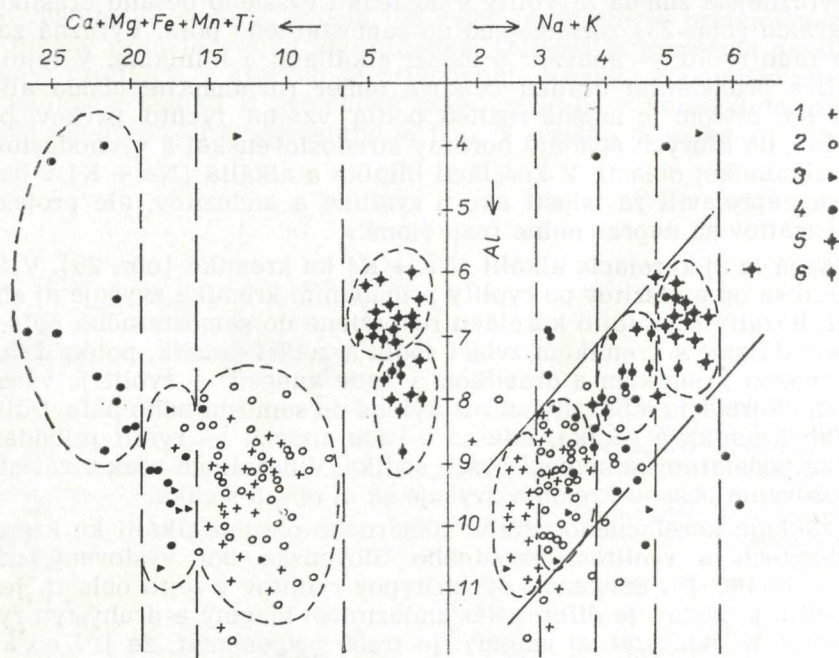
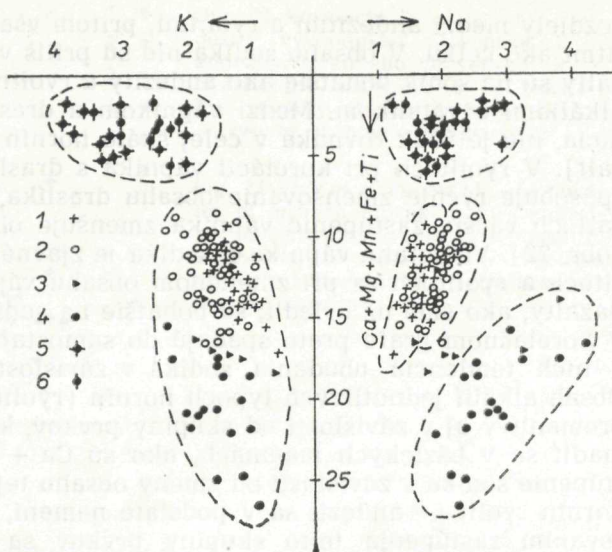
Výrazná je aj korelácia alkálií ( $Na + K$ ) ku kremíku (obr. 25). V tejto korelácii sa od andezitov po ryolity pribúdaním kremíka zvyšuje aj obsah alkálií. Bazalty sú v tejto korelácii rozptýlené do samostatného poľa. Ak však korelujeme s kremíkom zvlášť sodík a zvlášť draslík, potom je zjavné, že medzi kremíkom a draslíkom v rade andezit — ryolit je výrazná pozitívna korelácia a bazalty sú rozptýlené do samostatného poľa. Odlišný je vzťah kremíka a sodíka, kde sa v rade andezit — ryolit pribúdaním kremíka podstatnejšie nemení obsah sodíka. V bazaltoch však v závislosti od zvyšovania obsahu kremíka zvyšuje sa aj obsah sodíka.

Na základe korelačného vzťahu sumárneho obsahu alkálií ku kremíku v andezitoch a ryolitoch stredného Slovenska bol vyslovený názor (J. Lexa 1969) o existencii dvoch typov ryolitov v tejto oblasti. Jeden typ ryolitu predstavuje diferenciát andezitovej magmy a druhý typ ryolitu vznikol zo samostatnej magmy. Je treba pripomenúť, že J. Lexa pri zostavovaní tohto korelačného vzťahu pre ryolity použil chemické analýzy vzoriek a pre andezity priemerné obsahy niekoľkých skupín analýz. V grafe je preto odlišne rozptýlené pole pre andezity a pre ryolity, pochopiteľne väčší rozptyl sa prejavil v ryolitovom poli.

Ak však porovnáme v korelačnom grafe alkálií a kremíka skutočné pole andezitov s polom ryolitov zo stredoslovenskej oblasti (obr. 25), je

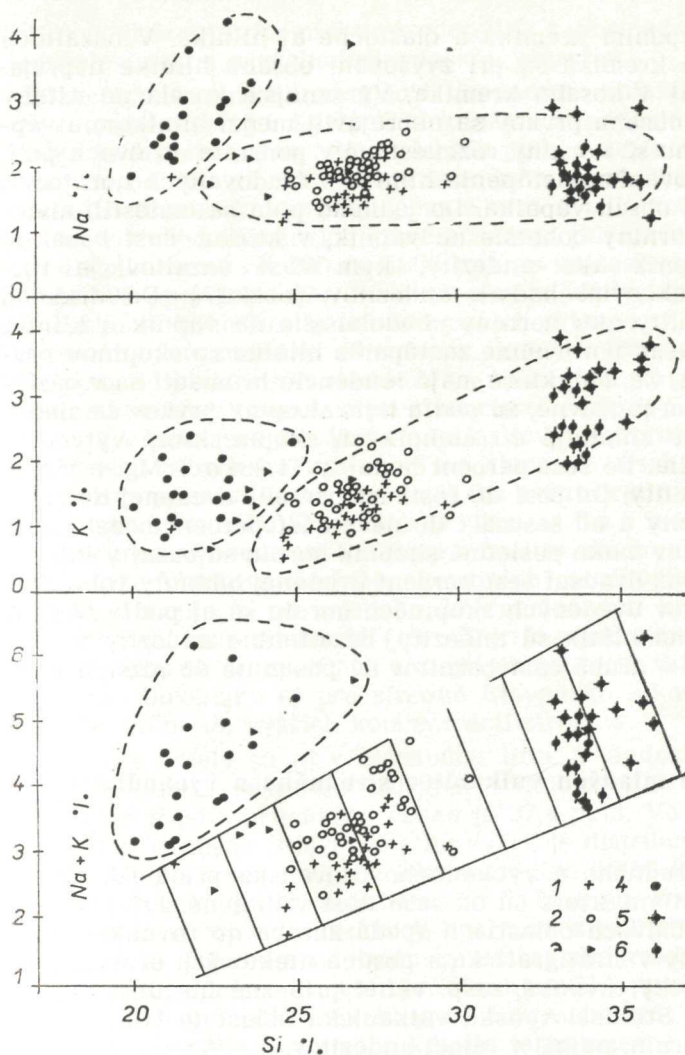
Obr. 23 Korelácia  $Ca+Mg+Mn+Ti$  ku  $Na$  a  $K$ . 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska

Fig. 23 Plot of  $Ca+Mg+Fe+Mn+Ti$  vs.  $Na$  and  $K$ . 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia



Obr. 24 Korelácia  $Al$  ku  $Ca+Mg+Mn+Fe+Ti$  a  $Na+K$ . 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska

Fig. 24 Plot of  $Na+K$  and  $Ca+Mg+Fe+Ti+Mn$  vs.  $Al$ . 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia



Obr. 25 Korelácia Si ku Na, K, Na+K. 1 — andezity východného Slovenska; 2 — andezity stredného Slovenska; 3 — bazaltoidné andezity; 4 — bazalty; 5 — ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska

Fig. 25 Plot of Na, K, and Na+K vs. Si. 1 — andesites of eastern Slovakia; 2 — andesites of central Slovakia; 3 — basaltic andesites; 4 — basalts; 5 — rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia

zjavné, že ide o rovnaký rozptyl u andezitov aj ryolitov a domnievame sa, že na základe tohto vzťahu je neopodstatnené tvrdenie o existencii dvoch typov ryolitov, ktoré vznikli z odlišných typov magiem v období sarmatského ryolitového vulkanizmu v okolí Žiarskej kotliny. Z uvedeného vzťahu pokladáme za pravdepodobnejšie, že ryolitová magma vznikla ako diferenciat z bázičkejšej magmy.

Odlišný je vzťah medzi kremíkom a hliníkom. V rade ryolit — andezit sa celkove s pribúdaním kremíka znižuje zastúpenie hliníka, pričom ryolity a andezity sú v grafe (obr. 17), rozmiestené v samostatných poliach, ktoré sú voči sebe posunuté. V týchto poliach, tj. ryolitovom a andezitovom, ak ich berieme samostatne, sa s pribúdaním kremíka znižuje obsah hliníka. Bazalty sú rozmiestené v samostatnom poli, ktoré sa vy-



značuje nižším zastúpením kremíka a čiastočne aj hliníka. V bazaltoch v korelácii hliníka a kremíka sa pri zvyšovaní obsahu hliníka neprejavujú zjavnejšie zmeny v obsahu kremíka. Výraznejšie korelačné vzťahy vo vzájomnej zmene obsahu prvkov sa neprejavili medzi hliníkom a vápnikom. V tomto vzťahu sú horniny rozmiestené v podstate do dvoch poľí, v ktorých sa so zvyšovaním zastúpenia hliníka v študovaných horninách podstatnejšie nemení obsah vápnika. Do jedného poľa sa umiestili andezity a bazalty ako horniny bohatšie na vápnik, v ktorom časť bazaltov je bohatšia na vápnik ako andezity, kým časť bazaltov je rozptýlená medzi projekčnými bodmi andezitov (obr. 17). Do druhého poľa sa umiestili ryolity ako horniny chudobnejšie na vápnik a hliník, ako sú andezity. Ak však porovnáme zastúpenie hliníka so skupinou prvkov, ako je Ti, Fe, Mg, Ca, Mn, ktoré majú tendenciu hromadiť sa v bazických horninách, potom je zjavné, že podľa tejto skupiny prvkov sa sledované horniny výrazne zhlukujú do niekoľkých skupín, ktoré vytvárajú akoby samostatné polia. Do šesť percent hodnoty  $Ti + Fe + Mg + Mn + Ca$  sú rozmiestené ryolity. Od šesť do šesťnásť percent uvedenej hodnoty sú rozmiestené andezity a od šesťnásť do devätnásť percent bazaltoidné andezity a časť bazaltov a ako posledná skupina hornín sú bazalty ležiace v rozmedzí devätnásť až dvadsať šesť percent uvedenej hodnoty (obr. 24). Taktiež určité posuny v uvedených skupinách hornín sú aj podľa obsahu hliníka. Najbohatšie na hliník sú andezity, bazaltoidné andezity a časť bazaltov, kým ryolity a druhá časť bazaltov sú posunuté do nižších koncentrácií hliníka.

### **Rozdiely v chemizme mladých vulkanitov stredného a východného Slovenska**

Mladé vulkanity stredného a východného Slovenska prináležia dvom geotektonickým oblastiam, ktoré sú od seba dosť vzdialené. Priebeh vulkanickej činnosti v obidvoch oblastiach spadá zhruba do rovnakého obdobia. Sú však rozdiely v stratigrafickom posune niektorých erupcií produkujúcich petrograficky rovnaké, resp. veľmi príbuzné horniny, ako aj vo variabilite hornín. Stredoslovenská vulkanická oblasť je bohatšia na petrografické typy hornín, najmä v rámci andezitov.

Tieto rozdiely medzi uvedenými oblasťami sú v rámci subsekventného vulkanizmu. Po subsekventnom vulkanizme v oblasti stredného Slovenska prebiehal finálny vulkanizmus za vzniku bazaltov, no v oblasti východného Slovenska jeho produkty nie sú známe. Pri porovnávaní chemizmu týchto dvoch oblastí nebudeme brať do úvahy produkty finálneho vulkanizmu, nakoľko nie sú vyvinuté vo východoslovenskej oblasti, ale sa budeme zaoberať zložením hornín, ktoré vznikli v priebehu subsekventného vulkanizmu, a to radu ryolit — andezit v obidvoch oblastiach.

Produkty subsekventného vulkanizmu na strednom Slovensku majú podľa chemizmu trochu širšiu diferenciačnú škálu ako produkty z východného Slovenska. U niektorých prvkov sú medzi jednotlivými oblasťami značné rozdiely v ich obsahu a u iných zasa takmer nebadateľné rozdiely. Pre porovnanie obidvoch oblastí použijem distribúciu študovaných prvkov, ich priemerný obsah, ako aj charakter a priebeh diferenciačných

línii s poukázaním na niektoré odchýlky v korelačných vzťahoch medzi stredoslovenskou a východoslovenskou oblasťou.

V zastúpení stroncia sú medzi uvedenými oblasťami značné rozdiely v intermediárnych i v kyslých horninách. V andezitoch východného Slovenska je distribuovaný od 100 do 400 ppm, s najčastejšou koncentráciou v rozpätí od 200 do 300 ppm a jeho priemerný obsah v andezitoch východného Slovenska je 245,7 ppm. Skoro o polovicu viac ho je v andezitoch stredného Slovenska, ktoré obsahujú priemerne 411,5 ppm stroncia a je distribuované od 200 do 1000 ppm, s najčastejšou koncentráciou od 200 do 500 ppm (obr. 26). Podobne ako andezity, aj ryolity na strednom Slovensku sú bohatšie na stroncium (ich priemerný obsah je 113,4 ppm) ako ryolity východného Slovenska, kde je priemerný obsah stroncia 82,6 ppm. Produkty subsekventného vulkanizmu oproti klarkovým hodnotám sú celkove chudobné na stroncium. Andezity stredného Slovenska obsahujú v priemere iba polovicu klarkovej hodnoty stroncia a andezity východného Slovenska vzhľadom na klarkové obsahy sú veľmi chudobné na stroncium, nakoľko ho obsahujú iba jednu tretinu klarkového obsahu. V ryolitoch stredného Slovenska je stroncia iba o málo viac ako klarková hodnota a na východnom Slovensku ryolity obsahujú stroncia menej ako tretina jeho klarkovej hodnoty. Rozdielna distribúcia v uvedených oblastiach sa odrazila aj na priebehu diferenciačných línii pre každú oblasť, ktoré sú voči sebe posunuté (obr. 27). Je však zjavné, že menší rozdiel medzi líniami je pri ryolitoch ako pri andezitoch. Diferenciačná línia pre východné Slovensko aj pre stredné Slovensko od ryolitov k andezitom postupne stúpa do vyšších koncentrácií stroncia.

Značné rozdiely sú aj v distribúcii lítia. V andezitoch stredného Slovenska je distribuované do 100 ppm, s najčastejšou koncentráciou od 20 do 40 ppm a jeho priemerný obsah je 37,4 ppm. Vo východoslovenských andezitoch je obsah lítia podstatne vyšší, je distribuované v rozmedzí od 20 do 140 ppm, s najčastejšou koncentráciou od 60 do 70 ppm a priemerný obsah lítia v týchto andezitoch je 68,56 ppm. Podobné rozdiely v zastúpení lítia sú aj v ryolitoch. V ryolitoch stredného Slovenska sa jeho koncentrácia pohybuje od hodnoty nižšej ako medza citlivosti použitej metódy do 70 ppm, s priemerným obsahom 29,1 ppm, pričom najčastejšie je koncentrovaný od 10 do 40 ppm. Skoro dvakrát viac lítia obsahujú ryolity východného Slovenska, kde ho je priemerne 55,1 ppm a je distribuované v rozpätí 20 až 120 ppm, jeho koncentrácia sa však najčastejšie pohybuje od 40 do 70 ppm. Vzhľadom na klarkové hodnoty je v andezitoch stredného Slovenska skoro dvakrát viac lítia, kým v andezitoch východného Slovenska je ho priemerne viac ako trojnásobok klarkového obsahu. Ryolity zo stredného Slovenska sú v obsahu lítia skoro o štvrtinu chudobnejšie ako klarková hodnota, kým ryolity z východného Slovenska sú priemerne bohatšie na lítium o viac ako štvrtinu. Diferenciačná línia pre vulkanity východného Slovenska je posunutá do vyšších koncentrácií lítia. Najväčší rozdiel v posune diferenciačných línii medzi stredným a východným Slovenskom je u ryolitov, smerom k bázickejším členom andezitov sa postupne obidve línie zblížujú a pri nulovej hodnote diferenciačného indexu sa prekrývajú.

V študovaných oblastiach je odlišne distribuované aj rubídium, avšak nie rovnako v celej škále hornín subsekventného vulkanizmu. Najvýraz-

Chemical and mineralogical composition of andesites from central Slovakia.

likalita:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	59,26	56,23	57,07	63,68	60,88	57,22	64,62	58,34	53,06	55,10	55,65
TiO <sub>2</sub>	0,89	0,75	0,21	0,21	0,71	0,61	0,14	0,61	0,45	0,38	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,13	18,54	19,21	16,65	16,76	17,68	16,93	16,53	15,87	19,31	17,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,85	2,47	4,33	4,99	4,50	3,19	2,60	4,59	4,56	5,84	3,60
FeO	3,03	4,13	2,18	2,04	2,84	2,04	1,69	2,40	6,32	3,46	5,10
MnO	0,09	0,08	0,08	0,06	0,09	0,10	0,28	0,12	0,09	0,11	0,11
MgO	1,84	2,68	1,46	0,91	1,06	2,50	1,31	2,31	5,10	1,95	2,76
CaO	6,55	8,08	8,01	4,79	5,05	7,09	4,49	7,40	7,26	7,70	8,34
Na <sub>2</sub> O	3,20	2,10	2,40	2,52	2,62	2,62	3,24	2,64	2,64	2,72	2,60
K <sub>2</sub> O	2,30	2,00	1,54	1,45	2,06	1,90	2,08	1,64	1,80	1,44	1,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,35	0,25	0,27	0,21	0,19	0,15	0,18	0,16	0,27	0,26
H <sub>2</sub> O (100 °C)	0,95	1,47	1,22	0,95	0,70	1,33	0,25	0,96	1,16	0,56	0,73
H <sub>2</sub> O (900 °C)	0,92	1,39	2,29	1,18	2,50	2,01	1,78	1,98	1,85	0,91	1,37
S	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—
spolu	100,26		100,25	99,70	99,98	100,48	99,56	99,70	100,36	99,75	99,87

## modálne zloženie

zákl. hmota	74,28	73,00	74,56	84,91	80,50	56,66	84,75	60,22	61,09	61,50	69,91
plagioklas	21,36	24,26	21,09	11,32	14,48	33,05	10,31	27,67	31,62	28,80	20,22
hyperstén	1,80	1,34	1,68	0,94	1,99	5,56	3,05	6,02	4,53	5,08	5,19
augit	1,59	0,58	1,88	2,35	1,98	3,88	1,19	4,91	2,17	3,31	3,67
amfibol	—	—	—	—	—	—	—	0,22	—	0,22	—
biotit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
olivín	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
kremeň	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
magnetit	0,79	0,70	0,67	0,47	0,99	0,83	0,70	0,90	0,45	1,06	0,86
granát	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
apatit	0,16	0,10	0,12	—	0,05	—	—	—	0,12	—	0,12
spolu	99,98	99,98	100,00	99,99	99,99	99,98	100,00	99,99	99,98	99,97	99,97

## Vysvetlivky k tabuľke 1, lokality 1—47:

Lokality: 1 — Machulince, kameňolom, pyroxenický andezit; 2 — Stará Huta pri Novej Bani, kameňolom, pyroxenický andezit; 3 — Gondovo, severne od dediny (Žuhráčka), pyroxenický andezit; 4 — kameňolom pri štátnej ceste medzi Ladzanami a Žemberovcami, pyroxenický andezit; 5 — Bohunice, severný okraj obce, pyroxenický andezit; 6 — Uhliská, lom pri štátnej ceste južne od obce, pyroxenický andezit; 7 — Bzenica, lom juhozápadne od obce, pyroxenický andezit; 8 — Hronská Dúbrava, kameňolom západne od železničnej stanice nad štátnou cestou, pyroxenický andezit; 9 — Sklené Teplice, kameňolom nad štátnou cestou Sklené Teplice—Teplá, pyroxenický andezit; 10 — Krnišov, kameňolom západne od obce, pyroxenický andezit; 11 — Severne od Beluje, zárez lesnej cesty na južných svahoch Sitna, pyroxenický andezit; 12 — Tepličky, kameňolom nad štátnou cestou

Tab. 1

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
58,80	57,14	57,14	58,31	59,56	56,35	52,98	55,08	55,60	54,86	58,21	53,37	54,98
1,45	0,68	0,33	0,53	0,58	0,52	0,53	0,45	0,75	0,61	0,30	0,57	0,36
16,80	17,34	16,50	21,21	15,18	19,39	22,41	15,29	15,89	15,91	18,78	19,70	18,96
3,99	2,00	5,03	1,67	3,45	3,18	4,47	4,79	4,62	4,67	3,49	2,85	3,06
4,31	5,00	4,52	3,82	3,79	3,74	2,93	4,31	5,03	4,15	3,08	4,40	5,13
0,10	0,11	0,11	0,07	0,10	0,06	0,06	0,13	0,09	0,08	0,05	0,09	0,08
3,27	2,80	2,49	2,47	3,28	3,54	3,20	5,01	3,44	5,00	3,17	5,29	4,23
6,24	6,28	7,84	6,63	6,27	6,59	8,55	7,70	7,14	8,13	5,54	8,10	6,94
2,50	2,76	2,48	2,46	3,02	2,52	2,42	1,80	2,76	2,24	2,76	2,30	1,88
1,54	1,92	1,89	1,48	2,32	1,58	1,14	1,21	1,80	1,66	2,34	1,68	2,28
0,21	0,07	0,23	0,13	0,20	0,15	0,15	0,55	0,19	0,15	0,20	0,25	0,37
0,67	2,25	0,63	0,55	0,44	1,23	0,58	0,99	0,91	0,59	0,82	0,35	0,73
0,63	1,22	0,67	1,05	1,77	1,34	1,07	2,02	1,68	1,75	1,22	1,11	1,20
—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—
100,51	99,57	99,89	100,37	99,96	100,19	100,49	99,93	99,95	99,80	99,96	100,06	100,20

## modálne zloženie

55,89	51,03	59,23	63,10	64,26	63,22	56,26	68,29	64,10	67,70	62,36	73,39
33,25	32,58	26,75	19,27	22,77	31,34	24,05	22,16	21,81	23,30	24,70	19,27
6,30	8,68	6,37	4,30	5,40	3,13	12,99	4,94	5,98	4,51	6,86	3,92
6,35	7,08	3,29	9,17	3,66	1,40	5,82	3,76	7,14	3,57	6,47	2,50
0,20	—	3,49	2,50	3,09	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	0,72	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,60	0,61	0,80	0,89	0,75	0,89	0,85	0,83	0,75	0,90	0,60	0,78
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,09	0,05	0,05	0,04	0,04	—	0,05	0,10	0,19	—	—	0,11
99,98	99,99	99,98	99,99	99,97	99,98	99,99	99,99	99,97	99,98	99,99	99,97

severne od Hontianskych Nemiec, pyroxenický andezit; 13 — Šášovské Podhradie, severný okraj obce, pyroxenický andezit; 14 — Hanišberg, kameňolom severne od Krupiny, pyroxenický andezit; 15 — Klak, severne od dediny, pyroxenický andezit; 16 — Tlmače, kameňolom, pyroxenický andezit s amfibolom; 17 — Prochot, severný okraj dediny, amfibolicko-pyroxenický andezit; 18 — Nová Lehota, južne od Handlovej, pyroxenický andezit; 19 — východný okraj Kremnice, pyroxenický andezit; 20 — severný okraj Kremnice, lom, pyroxenický andezit; 21 — Turčok, západne od železničnej stanice, pyroxenický andezit; 22 — Víglaš, kameňolom na západnom okraji obce, pyroxenický andezit; 23 — severne od Detvy, pyroxenický andezit; 24 — južne od Detvy, pri štátnej ceste Kriváň—Víglaš, kameňolom, pyroxenický andezit; 25 — severne od Madačky, kameňolom južne štátnej cesty Podkriváň — Stará Huta, pyroxenický andezit; 26 — Stará Huta juhovýchodne od Zvolena, zárez štátnej cesty, amfibolicko-pyroxenický

	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO <sub>2</sub>	60,28	57,68	55,32	54,24	57,04	58,19	60,39	57,88	56,66	57,16
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,21	0,40	0,79	0,52	0,14	0,34	0,25	0,42	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,78	20,64	17,68	20,12	19,82	19,43	20,44	17,32	17,91	18,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,19	3,15	5,06	3,71	0,32	0,94	3,63	4,32	3,06	3,73
FeO	4,95	1,89	4,52	4,28	5,58	4,95	0,59	4,01	3,66	2,72
MnO	0,11	0,08	0,15	0,09	0,09	0,06	0,06	0,07	0,07	0,13
MgO	1,86	1,72	2,49	2,69	3,49	1,59	1,58	2,70	4,57	2,39
CaO	7,50	6,65	7,64	8,40	6,80	7,20	6,20	6,08	7,12	6,73
Na <sub>2</sub> O	2,52	2,80	2,50	1,78	2,58	2,96	3,00	2,40	2,48	2,70
K <sub>2</sub> O	2,20	2,80	1,94	1,14	1,54	1,37	1,88	1,80	1,88	1,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,28	0,24	0,01	0,20	0,27	0,15	0,33	0,27	0,17
H <sub>2</sub> O (100 °C)	0,53	0,49	0,66	0,02	0,34	1,20	0,65	0,85	0,57	0,36
H <sub>2</sub> O (900 °C)	0,37	1,17	1,04	1,63	1,63	1,56	0,87	1,48	1,15	1,75
S	—	—	—	0,90	—	—	—	0,03	—	—
spolu	99,87	99,56	99,64	99,80	99,95	99,87	99,78	99,52	99,82	100,09

## modálne zloženie

Zákl hmota	55,21	64,12	61,92	68,25	68,54	48,85	62,95	60,90	60,12	64,60
plagioklas	33,87	25,15	23,35	25,79	21,98	38,42	26,10	24,55	24,26	20,32
hyperstén	6,85	5,03	6,27	2,71	5,71	8,94	2,22	1,56	4,37	0,34
augit	3,22	3,29	5,06	2,48	3,02	2,10	1,81	2,01	7,55	—
amfibol	—	1,55	2,42	—	—	1,05	6,07	7,62	0,19	13,64
biotit	—	—	—	—	—	—	—	2,46	0,39	—
olivín	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
kremeň	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
magnetit	0,83	0,80	0,85	0,66	0,76	0,61	0,70	0,80	0,83	0,86
granát	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,11
apatit	—	0,05	0,10	0,09	0,08	—	0,09	0,10	—	0,12
spolu	99,98	99,99	99,97	99,98	99,99	99,97	99,99	100,00	99,99	99,99

andezit; 27 — juhovýchodne od Pliešoviec, zárez štátnej cesty Senohrad—Stará Huta, amfibolicko-pyroxenický andezit; 28 — Ladomer, kameňolom, bazaltoidný pyroxenický andezit; 29 — Malý Gryc, západne od Handlovej, kameňolom, bazaltoidný pyroxenický andezit; — 30 Prenčov, juhovýchodne od obce, amfibolicko-pyroxenický andezit; 31 — Hrabčiov, kameňolom, pyroxenicko-amfibolický andezit s biotitom; 32 — východne od Kremnice, pr. ceste Kremnica—Skalka, pyroxenicko-amfibolický andezit s biotitom; 32 — východne od Krahúl, pri ceste Skalka—Kremnica, pyroxenický andezit s amfibolom a biotitom; 34 — Breziny, kameňolom, amfibolický andezit s pyroxénom a granátom; 35 — Šiato-roš, kameňolom, amfibolický andezit s pyroxénom a granátom; 36 — Obyce, kameňo-lom, amfibolicko-pyroxenický andezit; 37 — Dekýš, pri starom mlyne, amfibolicko-pyro-xenický andezit; 38 — juhozápadný svah Sitna, zárez lesnej cesty, biotiticko-amfibolic-ký andezit s pyroxénom; 39 — Banský Studenec, kameňolom, bioticko-amfibolický andezit s pyroxénom; 40 — Trnavá Hora, biotiticko amfibolický andezit; 41 — Krahule, biotiticko-

35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47
55,66	60,88	56,29	58,38	59,48	57,34	58,47	58,85	51,46	50,30	49,51	51,61	47,89
0,55	0,19	0,43	0,21	0,45	0,59	0,62	0,55	0,87	0,30	1,43	0,52	1,25
17,91	17,25	16,95	18,66	18,73	17,00	16,10	14,93	17,73	18,32	15,30	18,41	20,06
3,60	3,01	—	—	—	—	—	—	—	—	5,07	0,63	7,88
4,31	2,89	3,42	4,08	2,30	1,02	4,45	4,16	6,76	2,47	5,32	6,96	3,16
0,14	0,03	0,10	0,06	0,05	0,07	0,09	0,09	0,13	0,12	0,21	0,11	0,31
3,40	1,24	2,33	3,02	2,10	1,50	3,26	3,57	4,49	5,25	6,61	6,51	3,87
8,05	5,10	5,90	7,26	6,16	5,40	6,30	6,72	9,10	9,84	8,12	8,77	9,85
2,50	3,45	2,62	2,68	3,20	2,48	2,76	3,06	2,84	4,35	2,92	2,05	2,35
1,30	2,60	1,84	1,89	2,20	1,96	2,70	2,42	1,60	1,86	1,32	2,23	0,80
0,12	0,14	0,18	0,26	0,37	0,18	0,36	0,60	0,50	0,17	0,31	0,26	0,17
1,04	1,72	2,26	0,85	1,09	3,00	0,50	0,54	0,82	—	2,59	1,72	1,51
1,67	1,26	3,89	0,88	0,93	4,23	1,53	1,04	1,19	—	1,06	0,38	1,12
—	—	—	—	0,03	—	0,05	0,03	0,04	—	—	—	—
100,25	99,76	100,49	99,96	100,32	100,50	100,22	100,31	99,80	99,54	99,77	99,76	100,22

modálne zloženie

48,40	62,18	62,21	66,22	63,34	57,21	62,60	61,06	49,86	51,10	24,71	24,30	46,06
29,44	30,70	25,70	19,05	21,28	25,37	26,10	22,13	36,04	36,41	50,61	50,46	43,20
0,12	1,20	5,57	1,60	0,62	2,65	1,04	2,45	2,41	4,45	6,60	9,09	2,91
—	1,50	1,34	0,84	0,41	1,89	1,86	4,91	9,88	6,07	14,53	13,18	5,82
19,36	2,78	2,69	8,05	7,23	8,10	6,22	7,78	—	—	—	—	—
—	1,46	1,53	2,57	6,40	3,75	1,24	1,56	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	1,01	1,01	2,67	2,27	1,21
—	—	—	0,84	—	0,18	—	—	—	—	—	—	—
0,95	0,15	0,86	0,70	0,63	0,80	0,80	0,81	0,80	0,95	0,80	0,59	0,80
1,42	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,28	—	0,08	0,13	0,08	—	0,11	0,09	—	—	0,08	—	—
99,98	99,97	99,98	100,00	99,99	99,99	99,97	99,99	100,00	99,99	100,00	99,99	99,98

pyroxenicko-amfibolický andezit; 42 — východne od Turčoka, biotiticko-pyroxenicko-amfibolický andezit; 43 — Skalka, severovýchodne od Kremnice, bazaltoidný andezit; 44 — Žiar nad Hronom, bazaltoidný andezit; 45 — Piteľová — Ostrý vrch, bazaltoidný andezit; 46 — Bartošovo Lehôtka, zárez železnice, bazaltoidný andezit; 47 — západne od Starej Huty, zárez štátnej cesty Stará Huta—Senohrad, bazaltoidný andezit.

Silikátové analýzy vyhotovili: Dvonč č. 2, 9, 19, 20, 32, 39, 41, 42, 43, Súrová č. 3, 4, 6, 10, 11, 14, 25, 26, 30, 38, Gregorová č. 5, 8, 16, 21, 37, 40, Šaturová č. 7, 15, 17, 18, 22, 24, 28, 29, 31, 33, Jirásková č. 13, v laboratóriách Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave. Analýza č. 1, 12, 34, 36, je z práce K. Karolusa a kol. 1960, č. 35 z práce K. Karolusa a kol. 1958, č. 45, 46, z práce F. Fialy 1962, č. 44 z práce J. Schwartz 1954, č. 47 z práce A. Miháliková 1958.

Chemické a mineralogické zloženie andezitov východného Slovenska  
váhové%

Tabuľka 2

Chemical and mineralogical composition of andesites from eastern Slovakia.

lokality:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	58,11	54,39	54,40	59,38	56,13	58,10	52,78	59,45	56,80	52,97	56,26
TiO <sub>2</sub>	0,49	0,45	0,41	0,71	0,38	0,65	0,51	0,91	0,69	0,73	0,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,64	19,41	20,57	17,22	19,86	18,39	16,71	16,68	17,02	18,95	18,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,52	2,87	1,19	2,35	1,71	3,22	7,55	2,67	2,31	3,12	4,60
FeO	5,10	4,60	5,75	4,17	4,74	3,99	1,74	4,81	5,70	6,81	4,57
MnO	0,08	0,08	0,08	0,11	0,09	0,07	0,11	0,12	0,08	0,14	0,12
MgO	2,53	4,04	2,68	2,26	3,98	4,16	7,50	1,88	4,06	3,44	3,11
CaO	7,29	8,13	9,11	6,31	7,92	6,98	8,05	8,64	8,48	7,51	6,85
Na <sub>2</sub> O	2,36	2,50	2,50	2,90	2,00	1,98	1,66	2,50	2,04	2,36	2,12
K <sub>2</sub> O	1,84	1,17	1,17	2,00	1,10	1,22	0,64	1,92	1,40	0,88	1,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,66	0,33	0,33	0,65	0,44	0,03	0,07	0,14	0,07	0,09	0,05
H <sub>2</sub> O (100 °C)	0,19	0,50	0,10	0,59	0,48	0,62	1,80	0,08	0,26	0,26	0,80
H <sub>2</sub> O (900 °C)	1,89	1,23	1,65	1,64	1,54	0,61	0,97	2,42	1,45	2,74	1,09
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	0,32	0,30	—	—	—	0,36
spolu	99,70	99,70	99,75	99,99	100,34	100,34	100,39			100,00	100,46

modálne zloženie

zákl.hmoty	64,41	38,91	27,70	69,29	61,63	71,18	55,95	65,89	51,12	52,17	64,54
plagioklas	23,52	48,70	55,78	22,04	22,80	19,40	30,46	23,75	34,59	30,88	26,65
hyperstén	7,84	5,39	5,97	4,72	7,56	4,87	7,28	4,40	7,34	9,33	4,50
augit	3,62	6,43	9,77	3,34	5,85	3,81	5,79	5,06	6,32	6,72	3,48
amfibol	—	—	—	0,19	0,48	—	—	—	—	—	—
biotit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
kremeň	—	—	—	0,07	0,73	—	—	—	—	—	—
magnetit	0,60	0,56	0,70	0,31	0,81	0,62	0,50	0,86	0,51	0,88	0,80
granát	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
apatit	—	—	0,05	0,03	0,13	0,10	—	0,04	0,10	—	—
spolu	99,99	99,99	99,97	99,99	99,99	99,98	99,98	99,99	99,98	99,98	99,97

Vysvetlivky k tabuľke 2, lokality 1—24:

Lokality: 1 — Skároč, kameňolom, pyroxenický andezit; 2 — Rákoš, kameňolom, pyroxenický andezit; 3 — Ruskov kameňolom, pyroxenický andezit; 4 — severné úpätie Malého Miliča, kameňolom, pyroxenický andezit s amfibolom; 5 — západne od Slanskej Huty, južný svah kóty Dobrák, pyroxenický andezit s amfibolom; 6 — juhovýchodne od Slanskej Huty, kóta Garaboš, pyroxenický andezit; 7 — Kalša, kameňolom, pyroxenický andezit; 8 — Dargov, kameňolom pri štátnej ceste východne od Dargovského sedla, pyroxenický andezit; 9 — Vehec, kameňolom, pri štátnej ceste Vehec—Banské, pyroxenický andezit; 10 — Kamenný potok, kameňolom, severovýchodne od Kokošoviec,

S'likátové analýzy vyhotovili: S ťurova . 1, 2, 3, 4, 5, Šaturova . 6, 7, 11, 13, 14, 15, 16, 17, Gregorová . 8, 9, 10, 12, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24 v laboratóriách Geologického ťstavu Dionýza Štúra v Bratislave.

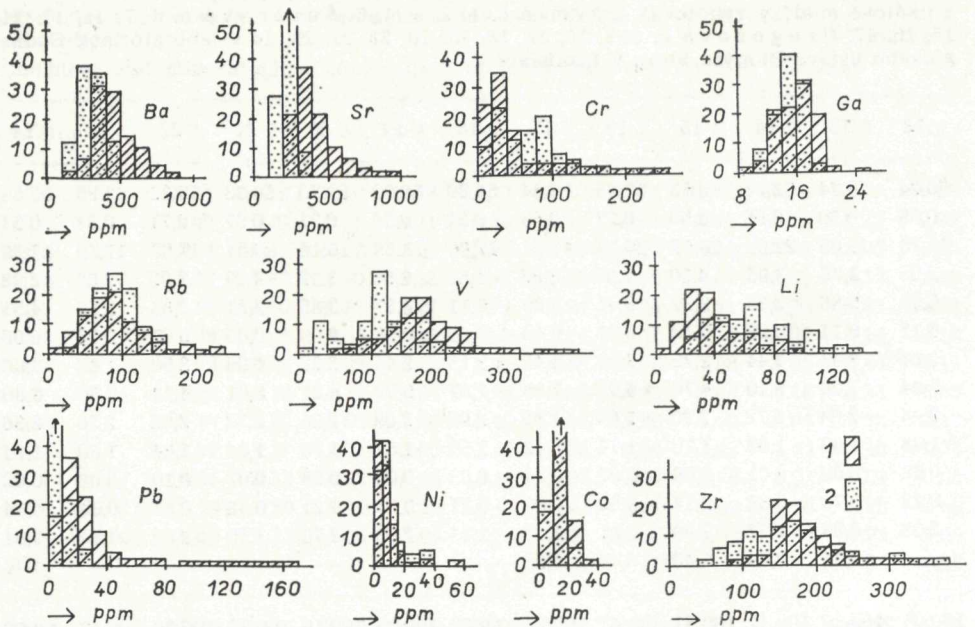
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
58,24	56,74	52,74	60,53	57,65	56,84	58,29	58,00	59,70	56,33	59,22	63,35	55,86
0,65	0,50	0,65	0,50	0,77	0,63	0,51	0,58	0,71	0,67	0,71	0,34	0,51
15,76	18,05	22,03	16,52	20,23	17,21	17,96	18,59	16,18	20,81	17,07	17,39	17,33
1,65	2,75	3,95	4,59	1,86	3,82	1,52	2,55	3,12	4,27	2,92	2,06	2,38
6,66	5,88	3,34	2,39	3,41	3,99	5,11	4,37	3,85	2,81	3,85	2,59	4,51
0,11	0,11	0,08	0,10	0,07	0,09	0,06	0,08	0,08	0,05	0,07	0,05	0,08
2,81	3,43	3,44	2,72	3,01	4,45	3,13	2,44	2,22	0,09	2,50	1,85	3,60
7,44	7,28	9,10	4,70	6,03	7,55	7,87	5,92	6,21	8,01	6,14	6,35	6,90
2,44	2,04	1,72	2,20	2,04	1,82	2,08	2,08	2,28	2,72	2,92	2,36	2,38
1,48	1,60	1,02	1,70	1,74	1,42	1,56	1,62	1,76	1,84	1,84	1,60	1,24
0,08	0,09	0,01	0,06	0,01	0,14	0,05	0,05	0,08	0,07	0,10	0,08	0,08
0,22	0,78	0,32	2,11	0,39	0,89	0,27	0,98	1,21	0,52	0,83	0,34	0,84
2,55	0,83	1,52	1,99	2,81	1,12	1,41	2,96	2,76	1,53	2,09	1,81	3,91
—	0,31	0,49	0,40	0,45	0,28	—	—	—	—	—	—	—
100,09	100,39	100,41	100,51	100,47	100,25	99,82	100,22	100,16	100,32	100,26	100,17	99,62

modane zloženie:

67,04	72,18	73,17	74,15	65,56	66,80	66,97	66,72	56,75	27,00	34,45	57,75	55,47
25,02	22,46	22,74	22,88	26,04	20,36	20,46	23,64	28,18	61,10	49,64	29,43	31,38
3,46	2,31	3,43	1,69	4,56	6,51	7,08	5,83	3,67	3,60	5,99	4,43	3,40
3,03	2,13	0,68	1,27	2,82	5,46	4,57	2,72	2,69	2,11	2,89	2,01	3,22
0,64	—	—	—	—	—	—	—	7,59	5,29	5,99	4,83	6,10
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—	0,28	0,10
0,64	0,83	0,90	0,60	0,96	0,75	0,90	0,98	0,99	0,80	0,84	0,81	0,90
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03	0,12	0,42	0,38
—	0,08	0,06	—	0,04	0,10	—	0,11	—	—	0,08	0,03	0,05
99,99	99,99	99,98	99,99	99,98	99,98	99,99	100,00	99,96	99,98	100,00	99,99	100,00

pyroxenický andezit; 11 — Streda nad Bodrogom, pyroxenický andezit; 12 — Imreg, kameňolom, pyroxenický andezit; 13 — Vyšné Nemecké, kameňolom, severne od obce, pyroxenický andezit; 14 — východne od obce Koromla, pyroxenický andezit; 15 — Choňkovce, pyroxenický andezit; 16 — kóta Vea pri Morskom Oku vo Vihorlate, pyroxenický andezit; 17 — Sninsky Kameň, pyroxenický andezit; 18 — Klokočov, kameňolom severne od obce, pyroxenický andezit; 19 — Vinné, kameňolom na juhovýchodnom okraji obce, pyroxenický andezit; 20 — severný okraj Zemplínskej Širavy, pyroxenicko-amfibolický andezit; 21 — Vinné hrad, amfibolicko-pyroxenický andezit s granátom; 22 — Brestov, kameňolom severovýchodne od obce, amfibolicko-pyroxenický andezit s granátom; 23 — Fintice, kameňolom, amfibolicko-pyroxenický andezit s granátom; 24 — Záhradné, kameňolom, amfibolicko-pyroxenický andezit s granátom.





Obr. 26 Distribučný diagram pre Ba, Sr, Cr, Ga, Rb, V, Li, Pb, Ni, Co, Zr. 1 — andezity stredného Slovenska; 2 — andezity východného Slovenska

Fig. 26 Distribution of Ba, Sr, Cr, Ga, Rb, V, Li, Pb, Ni, Co, and Zr in andesites. 1 — andesites of central Slovakia; 2 — andesites of eastern Slovakia

nejšie rozdiely v zastúpení rubídia sú v ryolitoch. Ryolity stredného Slovenska sú v distribučnej šírke i v celkovom obsahu bohatšie na rubídium ako ryolity na východnom Slovensku. V ryolitoch stredného Slovenska je rubídium distribuované od 50 do 1250 ppm, najčastejšie sa však jeho koncentrácia pohybuje od 50 do 400 ppm a priemerný obsah je 352,5 ppm. Na východnom Slovensku je rubídium v ryolitoch distribuované od 50 iba do 350 ppm s priemerným obsahom 180,3 ppm, pričom jeho najčastejšia koncentrácia je od 100 do 250 ppm. V oboch oblastiach sú v obsahu rubídia v andezitoch iba malé rozdiely. V stredoslovenských andezitoch je distribučná šírka rubídia od hodnoty menšej ako medza citlivosti použitej metódy do 240 ppm s priemerným obsahom 86,0 ppm. V andezitoch východného Slovenska má rubídium menšiu distribučnú šírku, od 20 do 180 ppm, avšak jeho priemerný obsah je 91,7 ppm (obr. 26). Vrchol distribučnej krivky u andezitov oboch oblastí leží medzi 80 až 100 ppm: Ryolity stredného Slovenska vzhľadom na klarkové obsahy rubídia sú bohatšie na rubídium o 150 ppm (viac ako o  $\frac{1}{3}$  klarku), kým ryolity východného Slovenska oproti klarkovému obsahu majú obsah rubídia iba mierne znížený. Diferenciačné línie rubídia pre stredoslovenskú a východoslovenskú vulkanickú oblasť v rozmedzí andezitov sú si veľmi blízke, temer sa prekrývajú, kým u ryolitov sú značne posunuté, pretože v ryolitoch stredného Slovenska je diferenciačná línia rubídia výrazne posunutá do vyšších koncentrácií rubídia (obr. 27).

V obsahu rubídia medzi produktmi subsekventného vulkanizmu stre-

doslovenskej a východoslovenskej oblasti boli najväčšie rozdiely, v kyslých horninách v zastúpení bária je tomu opačne. V zastúpení bária v stredoslovenskej a východoslovenskej oblasti sú väčšie rozdiely v intermediárnych ako v kyslých horninách. Najchudobnejšie na bárium z mladých vulkanických hornín na Slovensku sú andezity východného Slovenska, v ktorých je bárium distribuované v šírke 100 až 500 ppm. Najčastejšie je v nich koncentrované v rozpätí 200 až 400 ppm (obr. 26) a priemerný obsah je 296,5 ppm. Vyšší obsah bária je v andezitoch stredného Slovenska s priemerným obsahom 455,6 ppm. Distribuované je v nich od 100 do 900 ppm a jeho najčastejšie koncentrácie sú v rozmedzí 300 až 500 ppm (obr. 26). Podobne ako andezity, aj ryolity východného Slovenska sú chudobnejšie na bárium. Bária je v nich priemerne 578 ppm a je distribuované v šírke od 300 do 900 ppm. V ryolitoch stredného Slovenska je bária priemerne až 682 ppm. Obsah bária v uvedených typoch hornín v jednotlivých oblastiach je oproti klarkovému obsahu premenlivý. Andezity stredného Slovenska sú vzhľadom na klarkovú hodnotu bária na bárium chudobnejšie o 195 ppm a andezity z východného Slovenska, ktoré sú chudobnejšie o 252 ppm a ryolity zo stredného Slovenska iba o 148 ppm. Diferenciačné línie bária pre stredné a východné Slovensko majú od intermediárnych ku kyslým horninám stúpajúcu tendenciu. Diferenciačná línia bária pre stredné Slovensko vzhľadom na líniu pre východné Slovensko je posunutá do vyšších koncentrácií bária, pričom obidve línie v intermediárnych horninách majú paralelný priebeh, kým v ryolitoch je ich vzájomný posun podstatne menší a postupne sa k sebe približujú.

V distribučnej šírke zirkónia v andezitoch a ryolitoch na strednom a východnom Slovensku takmer nie sú rozdiely. Malé rozdiely sú však v celkovom obsahu zirkónia. Andezity stredného Slovenska sú o niečo bohatšie na zirkónium, kde je priemerný obsah 186,9 ppm, ako andezity východného Slovenska, ktoré majú priemerný obsah zirkónia 167,7 ppm. Opačná tendencia je v ryolitoch, ktoré sú bohatšie na východnom Slovensku (priemerne 154,4 ppm), ako ryolity stredného Slovenska, obsahujúce v priemere 127 ppm zirkónia. Vzhľadom na klarkové hodnoty zirkónia naše andezity a ryolity z oboch oblastí obsahujú značne menej zirkónia. Diferenciačné línie zirkónia pre stredné a východné Slovensko v ryolitoch a v kyslejších andezitoch sú si veľmi blízke, iba v základnejších andezitoch sa tieto línie rozchádzajú, a to línia pre stredné Slovensko stúpa do vyšších koncentrácií zirkónia a línia pre východné Slovensko má klesajúcu tendenciu (obr. 27).

Väčšie rozdiely ako u zirkónia sú v zastúpení vanádia v andezitoch. Andezity zo stredného Slovenska sú bohatšie na vanádium a majú ho priemerne 169,9 ppm, je v nich distribuované od 40 do 360 ppm a najčastejšie je koncentrované v rozpätí 140 až 180 ppm. V andezitoch východného Slovenska je vanádium priemerne iba 114,2 ppm a je distribuované od hranice citlivosti do 240 ppm a najčastejšie koncentrácie sú od 100 do 120 ppm. V ryolitoch východného Slovenska je menej vanádia ako v stredoslovenských ryolitoch, Vzhľadom na klarkový obsah v intermediárnych horninách stredného Slovenska je o 69,7 ppm viac vanádia, kým na východnom Slovensku je priemerný obsah vanádia v andezitoch veľmi blízky klarkovej hodnote. Diferenciačné línie vanádia pre stredné

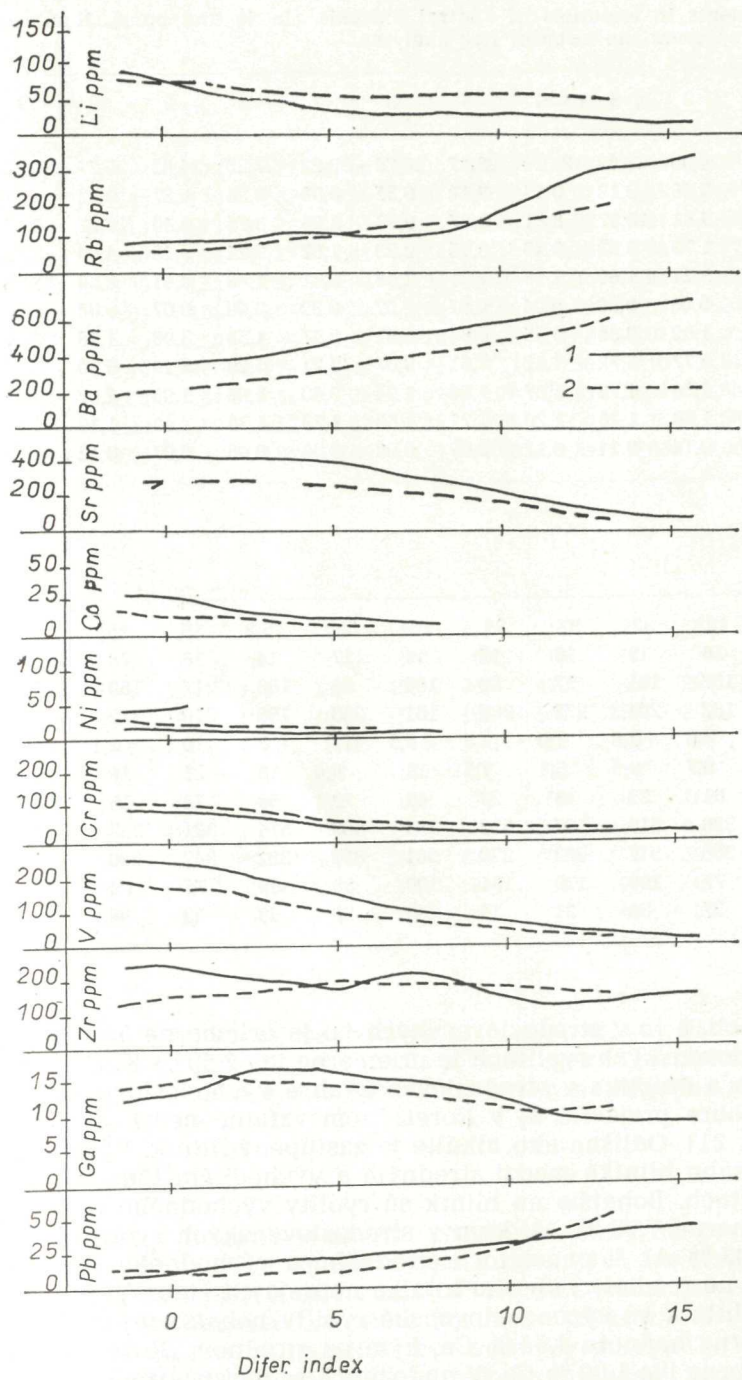
a východné Slovensko sú navzájom posunuté, pričom majú skoro paralelný priebeh, avšak v smere od kyslých k bázickým horninám (obr. 27) sa postupne rozchádzajú.

Ďalej sú rozdiely aj v zastúpení olova. Väčšie rozdiely medzi stredným a východným Slovenskom sú v andezitoch ako v ryolitoch. V andezitoch stredného Slovenska je najčastejšie koncentrované od 10 do 30 ppm; pričom distribuované je od medze citlivosti metódy určovania do 170 ppm (obr. 26), v dôsledku čoho je jeho priemerná hodnota v týchto horninách 32,0 ppm. Podstatne menšie zastúpenie má olovo vo východoslovenských andezitoch, kde je distribuované od hranice citlivosti do 30 ppm a jeho priemerný obsah je 11,6 ppm. V ryolitoch na strednom a východnom Slovensku sa v zastúpení olova neprejavili podstatnejšie rozdiely. Vzhľadom na klarkové hodnoty v našich ryolitoch je takmer trikrát toľko olova, ako je jeho klarková hodnota. Podobne je tomu aj v andezitoch stredného Slovenska, v ktorých je dvakrát viac olova ako jeho klarková hodnota, kým v andezitoch východného Slovenska je jeho obsah najbližší klarkovej hodnote. Priebeh diferenciačných línií olova pre obidve oblasti je blízky, pričom v andezitoch východného Slovenska je táto línia v porovnaní so stredným Slovensko posunutá do nižších koncentrácií a u ryolitov východného Slovenska, v porovnaní so stredoslovenskými, zasa do vyšších koncentrácií (obr. 27).

Určité rozdiely sú aj v zastúpení chrómu v andezitoch. Distribučná šírka chrómu v andezitoch obidvoch oblastí je rovnaká (obr. 26), líšia sa však jeho priemerným obsahom. Andezity stredného Slovenska obsahujú priemerne 52,5 ppm chrómu, čo zodpovedá jeho klarkovej hodnote pre intermedieárne horniny. V andezitoch východného Slovenska chróm priemerne dosahuje 73,1 ppm, čo je skoro o polovicu viac ako jeho klarková hodnota.

V kobalte, nikle a gáliu sa neprejavili podstatnejšie rozdiely v ich zastúpení v produktoch subsekventného vulkanizmu medzi stredoslovenskou a východoslovenskou vulkanickou oblasťou.

Medzi stredoslovenskou a východoslovenskou vulkanickou oblasťou sú výrazné rozdiely aj v obsahu niektorých hlavných prvkov. Zjavné rozdiely sú v obsahu alkálií. Vulkanity východného Slovenska sú chudobnejšie na alkálie ako na strednom Slovensku. Rozdiely v sumárnom obsahu alkálií sú znázornené na obraze 24, kde andezity aj ryolity spadajú prevažne do samostatných polí, ktoré sa postupne posúvajú v závislosti od obsahu hliníka v horninách. Najmenší obsah alkálií (Na + K) majú andezity z východného Slovenska, kde sa ich obsah pohybuje prevažne okolo rozmedzia 2,5 až 3 % Na + K, kým v andezitoch stredného Slovenska je to prevažne od 3 do 3,8 %. Podobné posuny sú aj v ryolitoch, v ktorých na východnom Slovensku sa obsah alkálií pohybuje prevažne od 3,9 až do 4,8 % a najbohatšie na alkálie sú ryolity stredného Slovenska, v ktorých sa obsah alkálií pohybuje prevažne od 4,8 do 5,7 % Na + K. Ak však porovnáme obsah sodíka a draslíka, je vidieť, že uvedené rozdiely sú v zastúpení obidvoch prvkov, avšak nie v rovnakej miere v kyslých aj v intemediárnych horninách. V zastúpení sodíka sa výraznejšie prejavujú rozdiely v andezitoch, a to v stredoslovenských andezitoch ho je priemerne 2,01 % Na a vo východoslovenských 1,67 % Na, kým v ryolitoch sú tieto rozdiely o niečo menšie (tab. 3). V obsahu draslíka sú zasa väčšie



obr. 27 Prehľadný graf závislosti koncentrácie prvkov (Li, Rb, Ba, Sr, Cr, Ni, Co, V, Zr, Ga, Pb) na diferenciálnom indexe. 1 — vulkanity stredného Slovenska; 2 — vulkanity východného Slovenska

Fig. 27 Relationship of element abundances (Li, Rb, Ba, Sr, Cr, Ni, Co, V, Zr, Ga, Pb) to differentiation index. 1 — volcanic rocks of central Slovakia; 2 — volcanic rocks of eastern Slovakia

Obsah prvkov v andezitoch stredného Slovenska v % a ppm  
 Stopové prvky predstavujú priemerné hodnoty r 5 analýz

Tab. 3

Abundances of elements in andesites of central Slovakia (in % and ppm). Numbers for trace elements represent the mean of five analyses.

lokality:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Si	27,72	26,30	26,69	29,78	28,47	26,76	30,22	27,28	24,82	25,77	26,03
Ti	0,53	0,45	0,13	0,13	0,42	0,37	0,08	0,36	0,27	0,23	0,23
Al	9,06	9,81	10,17	8,81	8,87	9,36	8,96	8,75	8,40	10,22	9,15
Fe <sup>3+</sup>	2,69	1,73	3,03	3,49	3,15	2,23	1,82	3,21	3,19	4,08	2,52
Fe <sup>2+</sup>	2,35	3,21	1,69	1,58	2,21	1,58	1,31	1,86	4,91	2,69	3,96
Mn	0,07	0,06	0,06	0,04	0,07	0,07	0,22	0,09	0,07	0,08	0,08
Mg	1,11	1,62	0,88	0,55	0,64	1,51	0,97	1,39	3,08	1,18	1,66
Ca	4,68	5,77	5,72	3,42	3,61	5,07	3,21	5,29	5,19	5,50	5,96
Na	2,37	1,56	1,78	1,87	1,94	1,94	2,40	1,96	1,96	2,02	1,93
K	1,91	1,66	1,28	1,20	1,71	1,58	1,73	1,36	1,49	1,19	1,39
P	0,11	0,14	0,11	0,12	0,09	0,08	0,06	0,08	0,07	0,12	0,11

ppm

PB	18	12	32	37	33	28	58	6,8	15	15	18
Ga	17	18	19	16	15	16	17	14	16	18	17
V	158	167	161	57	89	180	66	186	217	180	172
Zr	185	162	204	272	265	161	233	153	210	172	172
Ni	6,1	4,6	2,8	1,9	2,5	5,5	17	8,6	10,1	2,1	14
Co	9,3	9,7	9,5	5,1	7,5	13	8,4	13	21	10	16
Cr	70	61	22	13	23	44	73	56	78	15	95
Ba	470	386	510	537	532	384	685	574	321	237	322
Sr	345	366	317	263	276	361	622	392	347	246	367
Rb	110	77	106	110	161	100	83	59	75	54	79
Li	38	37	38	21	14	43	36	49	82	38	45

rozdiely v ryolitoch, a to v stredoslovenských ho je priemerne 3,11 % K, kým vo východoslovenských ryolitoch je priemerne iba 2,50 % K. Odlišné zastúpenie sodíka a draslíka v stredoslovenských a východoslovenských vulkanitoch sa dobre prejavilo aj v korelačnom vzťahu medzi sodíkom a draslíkom (obr. 21). Odlišne ako alkálie je zastúpený hliník. Výraznejšie rozdiely v obsahu hliníka medzi stredným a východným Slovenskom sú hlavne v ryolitoch. Bohatšie na hliník sú ryolity východného Slovenska, kde je priemerne 7,70 % Al, kým v stredoslovenských ryolitoch je priemerne iba 6,83 % Al. V andezitoch stredného a východného Slovenska sa takéto zjavné rozdiely v obsahu hliníka neprejavili (tab. 7, obr. 24). Podobne ako na hliník sú východoslovenské ryolity bohatšie aj na vápnik. Majú priemernú hodnotu 1,54 % Ca, kým na strednom Slovensku je v ryolitoch priemerne iba 1,00 % Ca. V andezitoch sa výraznejšie rozdiely

Spektrálne analýzy vyhotovili: M. Klinčeková, Ni a Co stanovil G. Kupčo v laboratóriách Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave.

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
27,50	26,72	26,72	27,27	27,85	26,35	24,78	25,76	26,00	25,66	27,22	24,96	25,74
0,87	0,41	0,19	0,32	0,35	0,31	0,32	0,27	0,45	0,37	0,18	0,34	0,21
8,9	9,18	8,73	11,22	8,03	10,26	11,86	8,09	8,41	8,42	9,94	10,42	10,03
2,79	1,40	3,54	1,17	2,41	2,22	3,13	3,35	3,23	3,27	2,44	1,99	2,14
3,35	3,89	3,51	2,97	2,94	2,91	2,28	3,35	3,91	3,23	2,39	3,42	3,99
0,07	0,09	0,08	0,05	0,07	0,04	0,06	0,06	0,07	0,06	0,03	0,07	0,06
1,97	1,69	1,50	1,49	1,98	2,14	1,93	3,02	2,07	3,01	1,91	3,19	2,55
4,46	4,49	5,60	4,73	4,48	4,71	6,11	5,50	5,10	5,81	3,96	5,79	4,96
1,85	2,05	1,84	1,82	2,24	1,87	1,79	1,33	2,05	1,66	2,05	1,71	1,39
1,28	0,93	1,57	1,23	1,92	1,31	0,95	1,00	1,38	1,38	1,94	1,39	1,89
0,09	0,03	0,10	0,06	0,09	0,06	0,06	0,24	0,08	0,06	0,08	0,11	0,16

ppm

26	15	19	51	23	44	172	16	10	22	32	110	64
18	14	18	18	14	18	20	12	16	16	19	17	18
147	162	199	144	130	195	249	192	241	223	169	236	229
194	213	191	195	187	153	158	186	256	212	179	161	175
4,8	9,3	4,5	4,3	11,1	4,9	4,5	12	10,8	18	5,1	18	7,3
10,1	15	15	11	14	13	15	18	18	21	12	24	19
27	35	56	38	132	31	29	88	85	167	25	77	46
310	582	425	397	474	310	571	656	461	461	444	363	459
284	522	363	392	326	596	428	502	571	395	382	413	368
53	87	116	79	127	73	67	93	70	67	160	94	227
29	23	44	29	22	50	45	55	44	61	29	60	35

v obsahu vápnika neprejavili (tab. 7, obr. 28). V ďalších hlavných prvkoch, ako je kremík, železo a horčík sa zjavnejšie rozdiely medzi vulkanitmi stredného a východného Slovenska neprejavili (obr. 28).

### Pomery prvkov

V procese diferenciácie magmy sa všetky prvky nechovajú rovnako. Časť prvkov má tendenciu hromadiť sa v bazických horninách, iné zase prechádzajú do kyslých diferenciátov. Na sledovanie pomeru prvkov v študovaných horninách sme zvolili pomery prvkov a ich vzťah k diferenciálnemu indexu od bazaltov, cez andezity po ryolity, ako aj priemerné hodnoty pomeru prvkov v študovaných skupinách hornín celkove a tiež

lokalita:	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
Si	28,19	26,98	25,87	26,72	26,68	27,22	28,24	27,07	26,50	26,73
Ti	0,20	0,13	0,24	0,24	0,31	0,08	0,20	0,15	0,25	0,22
Al	7,82	10,92	9,36	3,78	10,49	10,28	10,82	9,17	9,48	9,55
Fe <sup>3+</sup>	2,93	2,20	3,54	3,09	0,22	0,66	2,54	3,02	2,14	2,61
Fe <sup>2+</sup>	3,85	1,47	3,51	4,29	4,34	3,85	0,46	3,12	2,84	2,11
Mn	0,08	0,06	0,12	0,13	0,07	0,04	0,05	0,05	0,05	0,10
Mg	1,12	1,04	1,50	0,88	2,10	0,96	0,95	1,63	2,76	1,44
Ca	5,36	4,75	5,46	4,55	4,86	5,15	4,43	4,35	5,09	4,81
Na	1,87	2,08	1,85	3,89	1,91	2,19	2,22	1,79	1,84	2,00
K	1,83	2,32	1,61	1,74	1,28	1,14	1,56	1,49	1,56	1,45
P	0,11	0,12	0,10	—	0,08	0,12	0,06	0,14	0,11	0,07

ppm

Pb	24	65		19	150	14	32	26	29	14
Ga	19	17	19	18	17	19	17	13	14	17
V	165	142	224	207	177	149	93	140	138	174
Zr	170	198	174	212	243	175	153	178	142	175
Ni	2,2	3,9	3,4	7,9	5,1	4,3	3,8	8,0	10,6	1,5
Co	12	11	16	14	14	10,2	8,3	12	14	7
Cr	17	28	22	67	40	28	19	36	62	10
Ba	426	438	339	405	350	327	533	629	606	453
Sr	456	376	525	486	251	265	580	359	467	647
Rb	127	147	87		99	46	97	142	113	93
Li	36	42	44		22	22	23	34	39	38

zvlášť pre stredoslovenskú a východoslovenskú mladovulkanickú oblasť. Krivky získané koreláciou pomeru prvkov a diferenciačného indexu budeme v ďalšom označovať ako pomerové línie.

Dvojica prvkov, horčík a dvojmocné železo sú kryštalochemicky príbuzné a obidva majú tendenciu hromadiť sa v základných magmách. Priemerná hodnota ich pomeru v ryolitoch, andezitoch a bazaltoch Slovenska je celkove dosť blízka. Pohybuje sa v rozmedzí od 0,80 v bazaltoch do 0,73 v ryolitoch (tab. 8). Najvyššia hodnota pomeru horčíka a dvojmocného železa je u bazaltov, priemerne je to 0,80. U základnejších členov bazaltov, ktoré sú z našich hornín najbohatšie na horčík, je táto hodnota najvyššia a pomerová línia pre Mg/Fe<sup>2+</sup> má temer horizontálny priebeh (obr. 30). U kyslejších členov bazaltov je tento pomer trochu nižší a tieto horniny sa prekrývajú s pomerom horčíka a dvojmocného železa v andezitoch. V andezitoch stredného a východného Slovenska sú si pomerové línie železa a horčíka veľmi blízke a temer sa prekrývajú. Väčšie rozdiely v pomere horčíka a dvojmocného železa sú v ryolitoch stredného aj východ-

35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47
26,03	28,47	26,33	27,30	27,82	26,82	27,35	27,52	23,60	23,52	23,16	24,14	22,40
0,33	0,11	0,26	0,13	0,27	0,35	0,37	0,33	0,52	0,18	0,86	0,31	0,75
9,48	9,13	8,97	9,87	9,91	8,99	8,52	7,90	9,38	9,69	8,10	9,74	10,62
2,52	2,10	2,99	0,19	2,96	4,01	2,12	2,62	2,29	4,59	3,55	0,44	5,51
3,35	2,25	2,66	3,17	1,79	0,79	3,46	0,32	5,22	1,92	4,14	5,41	2,46
0,11	0,02	0,07	0,04	0,04	0,05	0,07	0,07	0,10	0,09	0,16	0,09	0,24
2,05	0,75	1,40	1,22	1,27	0,90	1,97	2,15	2,71	3,17	3,99	3,93	2,33
5,75	3,64	4,22	5,19	4,40	3,86	4,50	4,80	6,50	7,03	5,80	6,27	7,04
1,85	2,56	1,94	1,99	2,37	1,84	2,05	2,27	2,11	3,23	2,17	1,52	1,74
1,08	2,16	1,53	1,57	1,83	1,63	2,24	2,00	1,33	1,54	1,10	1,85	0,66
0,05	0,06	0,08	0,22	0,16	0,08	0,16	0,26	0,22	0,07	0,14	0,11	0,07

ppm

13	17	26	21	15	12	22	42	15	12	10	10	40
18	14	17	19	16	13	12	20	13	14	13	16	18
121	92	126	141	108	113	178	164	297	204	159	171	348
149	163	166	131	132	181	150	174	209	246	192	244	162
2,4	5,1	4,4	3,0	4,8	5,5	7,5	18	10,2	12,5	56	26	3,3
9,2	6,6	12	11	6,9	11,6	15	15	21	26	28	27	25
36	23	23	17	32	24	32	115	44	68	226	98	14,5
296	626	434	415	700	442	648	691	577	395	306	372	184
313	362	468	450	541	293	384	330	603	462	485	372	394
	90	84	88	60	122	100	73	67	44			40
	27	39	36	27	37	30	63	63	106			65

ného Slovenska. Na strednom Slovensku táto pomerová línia má od intermediárnych ku kyslým horninám klesajúcu tendenciu, priemerne je od 0,70 do 0,69 hodnoty pomeru horčíka a dvojmocného železa. Na východnom Slovensku sa javí stúpajúca tendencia ich pomeru, priemerne je to od 0,65 v andezitoch do 0,80 v ryolitoch, čo je zjavné aj z priebehu pomerových línií horčíka a dvojmocného železa pre obidve oblasti. Celkove je možné povedať, že pomer horčíka a dvojmocného železa je v študovaných horninách od bazaltov po ryolity veľmi blízky a celkove nie sú podstatnejšie rozdiely. Malé rozdiely sú však medzi stredoslovenskou a východoslovenskou vulkanickou oblasťou.

Ďalšia dvojica prvkov je lítium a horčík. Lítium, hoci sa líši mocnosťou, je blízke horčíku polomerom iónu. Obidva prvky javia tendenciu hromadiť sa v bazických magmách. Ich pomerné zastúpenie však vo všetkých študovaných horninách nie je rovnaké, ale sa výrazne mení (tab. 8). Pomer lítia a horčíka v bazaltoch a v prevažnej časti andezitov stredného Slovenska je temer rovnaký, a to v priemernej hodnote aj



Obsah prvkov v andezitoch východného Slovenska v % a ppm  
 Stopové prvky predstavujú priemerné hodnoty z 5 analýz

Tab. 4

Abundances of elements in andesites of eastern Slovakia (in % and ppm). Numbers for trace elements represent the mean of five analyses.

lokalita:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Si	27,18	21,23	25,44	27,77	26,25	27,17	24,68	27,80	26,56	24,77	26,31
Ti	0,29	0,27	0,25	0,25	0,23	0,37	0,31	0,54	0,41	0,44	0,54
Al	9,33	10,27	10,88	9,11	10,51	9,73	8,84	8,82	9,01	10,03	9,71
Fe <sup>3+</sup>	1,06	2,01	0,83	1,64	1,20	2,25	5,28	1,87	1,61	2,18	3,22
Fe <sup>2+</sup>	3,96	3,57	4,47	3,24	3,68	3,10	1,35	3,74	4,43	5,29	3,55
Mn	0,06	0,06	0,06	0,08	0,07	0,05	0,08	0,09	0,06	0,11	0,09
Mg	1,53	2,44	1,62	1,36	2,40	2,51	4,52	1,13	2,45	2,07	1,88
Ca	5,21	5,81	6,51	4,51	5,66	4,99	5,75	4,74	6,06	5,37	4,89
Na	1,75	1,85	1,85	2,15	1,48	1,47	1,23	1,85	1,51	1,75	1,57
K	1,53	0,97	0,97	1,66	0,91	1,01	0,53	1,59	1,16	0,73	1,06
P	0,29	0,14	0,14	0,28	0,19	0,01	0,03	0,06	0,03	0,04	0,02

ppm

Pb	13,2	10	10	10	10	10	10	10	17	10	10
Ga	16,8	15,8	15,6	16,8	16,4	14,4	12,4	16,6	17,8	16,2	16,2
V	148	172,6	188,6	90,6	145,8	136,8	175,6	135,8	105,0	144,2	160,0
Zr	176	161	165,4	253,4	108,4	153,0	123,6	310	234,8	196,4	222,0
Ni	10	11,8	5,1	3,0	10,4	10,8	32,8	5,7	9,7	6,4	6,0
Co	10,5	13,2	10,5	9,5	12,2	12,8	20,4	11,2	15,6	14,2	13,2
Cr	63,6	76	54,6	17	108,2	92,8	282,4	61,4	71,2	57,4	72,2
Ba	319,6	251,2	299,8	451,4	215,0	308,4	120,4	388,0	260,8	181,0	335,0
Sr	220,0	251,2	240,0	204,0	232,0	192,0	188,0	212,0	332,0	240,0	228,0
Rb	78,4	62,2	72,6	83,8	62,0	87,4	49,2	97,8	91,4	61,4	94,0
Li	48,4	50,4	68,0	45,6	63,0	63,0	122,4	37,2	104,2	72,8	65,8

v priebehu pomerovej línie (obr. 29), ktorá má horizontálny priebeh. U kyslejších andezitov a najmä u ryolitov sa pomer lítia a horčíka výrazne zvyšuje, v priemere je to z 0,23 v andezitoch stredného Slovenska až na 2,42 relatívnej hodnoty v ryolitoch na strednom Slovensku. Vo vulkanitoch východoslovenskej oblasti je pomer lítia a horčíka vyšší. V andezitoch je ich priemerný pomer 0,74 a v ryolitoch 2,92. Pomerová línia lítia a horčíka vo východoslovenských vulkanitoch má stúpajúcu tendenciu, pričom najbázickejšie andezity z oboch oblastí sú si pomerom lítia a horčíka veľmi blízke a pomerové línie sa smerom do ryolitov postupne rozchádzajú. Z uvedeného vyplýva, že obsah lítia a horčíka v rade hornín bazalt — andezit — ryolit sa postupne znižuje, avšak toto znižovanie nie je relatívne rovnaké u oboch prvkov. Obsah horčíka sa znižuje celkovo intenzívnejšie ako obsah lítia a u ryolitov

Spektrálne analýzy vykonala: A. Klinčeková, labor. GÚDŠ.  
 Ni a Co stanovil: G. Kupčo, labor. GÚDŠ v Bratislave.

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
27,24	26,54	24,67	28,31	26,96	26,58	27,26	27,13	27,92	26,34	27,70	29,64	26,13
0,39	0,30	0,39	0,30	0,46	0,38	0,31	0,35	0,43	0,40	0,42	0,20	0,31
8,34	9,79	11,66	8,74	10,71	9,11	9,50	9,84	8,56	11,01	9,03	9,20	9,17
1,15	1,92	2,76	3,21	1,30	2,67	1,06	1,78	2,18	2,99	2,04	1,44	1,66
5,18	4,59	2,60	1,86	2,65	3,10	3,97	3,40	2,99	2,18	2,99	2,01	3,51
0,08	0,08	0,06	0,07	0,05	0,07	0,04	0,06	0,06	0,04	0,05	0,04	0,06
1,69	2,07	2,07	1,64	1,82	2,68	1,89	1,47	1,34	0,05	1,51	1,12	2,17
5,32	5,20	6,50	3,36	4,31	5,40	5,62	4,23	4,44	5,72	4,39	4,54	4,93
1,81	1,51	1,28	1,63	1,51	1,35	1,54	1,54	1,69	2,02	2,17	1,75	1,77
1,23	1,33	0,85	1,41	1,44	1,18	1,29	1,34	1,46	1,53	1,53	1,33	1,03
0,03	0,03	0,04	0,02	0,04	0,06	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03

ppm

10	10	10	10	13	10	10	10	10	10	20,2	19,4	16,8
14,8	17,0	15,2	13,0	16,0	15,8	16,2	16,6	16,6	14,2	16,8	14,8	14,0
125,2	129,8	127,6	92,2	103,2	124,4	93,0	30,0	44,8	30,2	98,8	33,8	106,4
208,2	118,0	81,2	129,6	151,6	146,4	150,4	112,0	211,0	108,8	205,0	156,0	144,0
12,0	27,0	10,4	20,6	5,5	7,5	6,5	4,4	4,5	5,4	4,9	3,2	4,0
14,0	9,8	13,4	11,6	14,6	13,0	11,7	7,8	8,6	5,6	11,8	4,4	10,6
139,2	75,8	91,0	65,8	65,0	99,0	106,8	28,0	22,6	24,6	25,0	26,4	29,8
364,8	309,2	180,0	379,8	319,0	344,8	245,2	229,6	294,4	287,6	321,0	422,0	289,8
220,0	287,0	302,0	360,0	272,0	252,0	252,0	190,0	212,0	200,0	250,0	290,0	278,0
104,4	111,6	55,4	101,2	118,2	108,2	94,6	110,8	102,4	108,2	108,8	143,2	95,2
65,8	39,4	70,2	44,8	81,8	86,6	71,6	76,0	56,4	46,0	94,4	48,4	123,2

vzhľadom na andezity, resp. bazalty je tento relatívny rozdiel postupného znižovania obidvoch prvkov viac ako dvojnásobný. Rozdiely v pomere lítia a horčíka medzi stredoslovenskou a východoslovenskou vulkanickou oblasťou sú podmienené vyšším obsahom lítia vo vulkanitoch východného Slovenska.

Odlíšny je pomer lítia k sodíku, ktoré sú rovnaké mocenstvom a pomerne dosť blízke i polomerom iónu. Obidva prvky sa v našich horninách v postupnej diferenciacii chovajú odlišne, tj. od bázických ku kyslým horninám. Ich relatívny pomer od bázických ku kyslým horninám sa postupne znižuje, pričom relatívna hodnota pomeru lítia a sodíka vo vulkanitoch východného Slovenska je v dôsledku vyššieho obsahu lítia v tejto oblasti značne vyššia. V andezitoch východného Slovenska je v porovnaní so stredoslovenskými andezitmi táto hodnota v priemere skoro

Pomerné hodnoty prvkov v andezitoch stredného Slovenska  
 Ratios of elements in andesites of central Slovakia

lokality:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Li . 1000/Na	1,60	2,37	2,13	1,12	0,72	2,22	1,50	2,50	4,18	1,88	2,33
Li . 1000/K	1,99	2,23	2,97	1,75	0,82	2,72	2,08	3,60	5,50	3,19	3,24
Li . 100/Mg	0,34	0,23	0,43	0,38	0,22	0,28	0,46	0,35	0,27	0,32	0,27
Ba . 100/K	2,46	2,33	3,98	4,48	3,11	2,43	3,96	4,22	2,15	1,99	2,32
Ba . 100/Ca	1,00	0,67	0,89	1,57	1,47	0,76	2,13	1,09	0,62	0,43	0,54
Ba/Sr	1,36	1,05	1,61	2,04	1,93	1,06	1,10	1,46	0,93	0,96	0,88
Sr . 100/Ca	0,74	0,63	0,55	0,77	0,76	0,71	1,94	0,74	0,67	0,45	0,62
Sr . 100/K	1,81	2,20	2,48	2,19	1,61	2,28	3,60	2,88	2,33	2,07	2,64
Rb . 100/K	0,58	0,46	0,83	0,92	0,94	0,63	0,48	0,43	0,50	0,45	0,57
Rb . 100/Na	0,46	0,49	0,60	0,59	0,83	0,52	0,35	0,30	0,48	0,27	0,41
Zr . 10/Ti	0,35	0,36	1,57	2,09	0,63	0,44	2,91	0,43	0,78	0,82	0,75
Zr . 1000/Si	0,66	0,61	0,76	0,91	0,92	0,60	0,77	0,56	0,84	0,73	0,66
Si/Al	3,06	2,68	2,62	3,38	3,21	2,86	3,37	3,12	2,95	2,52	2,84
Al/Ca	1,94	1,70	1,78	2,58	2,46	1,85	2,79	1,65	1,62	1,86	1,54
Al/a.k./Na + K	2,12	3,05	3,32	2,87	2,43	2,66	2,17	2,64	2,43	3,18	2,76
Na/Ca	0,51	0,27	0,31	0,55	0,54	0,38	0,75	0,37	0,38	0,37	0,32
K/Na	0,81	1,06	0,72	0,64	0,88	0,81	0,72	0,69	0,76	0,59	0,72
Pb . 1000/Na	0,76	0,77	1,80	1,98	1,70	1,44	2,42	—	0,77	0,74	0,93
Pb . 1000/K	0,94	0,72	2,50	3,08	1,93	1,77	3,35	—	1,01	1,26	1,22
Ga . 1000/Al	0,19	0,18	0,19	0,18	0,17	0,17	0,19	0,16	0,19	0,18	0,19
Mg/Fe <sup>+2</sup>	0,47	0,50	0,52	0,35	0,29	0,96	0,60	0,75	0,63	0,44	0,42
V . 1000/Fe <sup>+3</sup>	5,87	9,65	5,31	1,63	2,83	8,07	3,63	5,79	6,80	4,41	6,83
Ni/Co	0,60	0,4	0,3	0,3	0,3	0,4	2,0	0,6	0,4	0,2	0,8

tri razy vyššia a u ryolitov dva razy. Pomerové línie oboch oblastí, hoci sú voči sebe posunuté, majú temer paralelný priebeh. Na strednom Slovensku je najväčšia relatívna hodnota pomeru lítia a sodíka v bazaltoch a vzhľadom na andezity stredného Slovenska je táto hodnota v priemere viac ako dva razy vyššia. Ak však uvážime, že bazalty sú v porovnaní s andezitmi bohatšie na sodík, sú zároveň bohatšie aj na lítium. Bazalty sú relatívne intenzívnejšie obohatené o lítium ako o sodík. Podstatne menší rozdiel je v pomernom zastúpení lítia a sodíka medzi andezitmi a ryolitmi stredného Slovenska (tab. 8). Tieto rozdiely sa odrazili aj na priebehu pomerových línií medzi bazaltmi a andezitmi stredného Slovenska, kde je výraznejší jej klesajúci trend ako medzi andezitmi a ryolitmi. Celkovo majú pomerové línie lítia a sodíka plynulý priebeh.

Lítium a draslík sú značne rozdielne veľkosťou polomeru iónov a v diferenciácii magmy majú opačný trend. V relatívnom pomere týchto prvkov medzi študovanými skupinami hornín sú značné rozdiely. Najvyššiu hodnotu pomeru lítia a draslíka majú bazalty, a to 6,48 a smerom ku kyslým horninám sa táto hodnota znižuje až na 1,47, čo je priemerná hodnota ich pomeru pre ryolity Slovenska. V stredoslovenskej a východoslovenskej vulkanickej oblasti sú v hodnote pomeru lítia a draslíka

Tab. 5

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
1,57	1,12	2,39	1,59	0,98	2,67	2,51	4,14	2,15	3,67	1,41	3,51	2,52
2,27	2,47	2,80	2,36	1,15	3,82	4,74	5,50	2,95	4,42	1,49	4,32	1,85
0,15	0,14	0,29	0,19	0,11	0,23	0,23	0,18	0,21	0,20	0,15	0,19	0,14
2,42	6,26	2,71	3,37	2,07	3,62	3,26	5,71	4,40	3,34	2,29	2,61	2,43
0,70	1,30	0,76	0,88	0,89	1,01	0,51	1,04	1,29	0,79	1,12	0,63	0,93
1,09	1,05	1,17	1,06	1,22	0,80	0,72	1,14	1,15	1,17	1,16	0,88	1,25
0,64	1,23	0,65	0,83	0,73	1,27	0,70	0,91	1,12	0,68	0,96	0,71	0,74
2,22	5,94	2,31	3,19	1,70	4,55	4,51	5,02	3,83	2,86	1,97	2,97	1,95
0,41	0,94	0,74	0,64	0,66	0,56	0,71	0,93	0,47	0,49	0,82	0,68	1,20
0,29	0,42	0,63	0,43	0,57	0,39	0,37	0,70	0,34	0,40	0,78	0,55	1,63
0,22	0,52	1,01	0,61	0,53	0,43	0,43	0,59	0,57	0,57	0,99	0,47	0,83
0,70	0,79	0,71	0,71	0,67	0,58	0,63	0,72	0,99	0,82	0,65	0,64	0,68
30,90	2,91	3,06	2,43	3,47	2,57	2,09	3,18	3,09	3,05	2,74	2,40	2,56
0,20	2,04	1,56	2,37	1,79	2,18	1,94	1,47	1,65	1,45	2,51	1,80	2,02
0,28	3,08	2,56	3,68	1,93	3,23	4,33	3,47	3,31	2,77	2,49	3,36	3,06
0,41	0,46	0,33	0,38	0,50	0,39	0,29	0,24	0,40	0,29	0,52	0,30	0,28
0,69	0,45	0,85	0,68	0,86	1,43	1,88	1,33	1,38	1,20	1,06	1,23	1,36
1,41	0,73	1,03	2,80	1,03	2,35	9,61	1,20	—	1,33	1,56	6,43	4,60
1,41	1,51	1,15	1,46	1,20	3,36	18,11	1,60	—	1,59	1,65	7,91	3,39
2,02	0,15	0,21	0,16	0,17	0,18	0,17	0,15	0,19	0,19	0,19	0,16	0,18
0,59	0,43	0,43	0,50	0,67	0,74	0,85	0,90	0,53	0,93	0,80	0,93	0,64
5,27	11,57	5,62	12,31	5,39	8,78	7,96	5,73	7,46	6,82	6,93	11,86	10,47
0,4	0,6	0,3	0,4	0,7	0,3	0,3	0,66	0,5	0,85	0,4	0,75	0,3

značné rozdiely. Vo vulkanitoch východného Slovenska je hodnota pomeru lítia a draslíka temer dva razy vyššia ako v stredoslovenských vulkanitoch. Priebeh pomerových línií nie je plynulý a jednotný pre všetky vulkanity Slovenska. Pomerová línia bazaltov má len slabý trend znižovania hodnoty pomeru lítia a draslíka v smere ku kyslejším horninám. Vzhľadom na líniu pre andezity stredného Slovenska je posunutá do vyšších hodnôt pomeru uvedených prvkov. Pomerová línia v rade andezit — ryolit z východného Slovenska je v porovnaní s líniou stredného Slovenska toho istého radu hornín (andezit — ryolit) výrazne posunutá do vyšších hodnôt pomeru lítia a draslíka, pretože vulkanity východného Slovenska obsahujú viac lítia, ako vulkanity stredného Slovenska. Línie obidvoch oblastí majú od bázických ku kyslým horninám klesajúci trend, pričom línie obidvoch oblastí majú temer paralelný priebeh.

Ďalšie prvky, ako je bárium a draslík sú odlišné mocnosťou, avšak polomerom iónu sú si veľmi blízke. V rade andezit — ryolit majú obidva prvky tendenciu hromadiť sa v kyslých horninách. Ich pomerné zastúpenie v tomto rade je veľmi podobné. Priemerná hodnota pomeru bária a draslíka v andezitoch Slovenska je 2,88 a v ryolitoch 2,29. Najvyššia hodnota ich pomeru je v bazaltoch, kde priemerne dosahuje hodnotu až 3,87,

lokalita:	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
Li . 1000/Na	1,93	2,02	2,38	—	1,15	1,01	1,04	1,90	2,12	1,90
Li . 1000/K	1,97	1,81	2,73	—	1,72	1,93	1,47	2,28	2,50	2,62
Li . 100/Mg	0,32	0,40	0,29	—	0,10	0,23	0,24	0,21	0,14	0,26
Ba . 100/K	2,33	1,89	2,11	2,33	2,73	2,87	3,42	4,22	3,88	3,12
Ba . 100/Ca	0,79	0,92	0,62	0,89	0,72	0,63	1,20	1,45	1,19	0,94
Ba/Sr	0,93	1,16	0,64	0,83	1,39	1,23	0,92	1,75	1,30	0,70
Sr . 100/Ca	0,85	0,79	0,96	1,07	0,52	0,51	1,31	0,83	0,92	1,35
Sr . 100/K	2,49	1,62	3,26	2,79	1,96	2,32	3,72	2,41	2,99	4,46
Rb . 100/K	0,69	0,63	0,54	—	0,77	0,40	0,62	0,95	0,72	0,64
Rb . 100/Na	0,68	0,71	0,47	—	0,52	0,21	0,44	0,79	0,61	0,47
Zr . 10/Ti	0,85	1,52	0,73	0,88	0,78	2,19	0,77	1,19	0,57	0,80
Zr . 1000/Si	0,60	0,73	0,67	0,79	0,91	0,64	0,54	0,65	0,53	0,65
Si/Al	3,60	2,47	2,76	7,07	2,54	2,65	2,61	2,95	2,80	2,80
Al/Ca	1,46	2,30	1,71	0,83	2,16	2,00	2,44	2,11	1,86	1,99
Al/alk/Na + K/	2,11	2,48	2,71	0,67	3,29	3,09	2,86	2,80	2,79	2,77
Na/Ca	0,35	0,44	0,34	0,85	0,39	0,43	0,50	0,41	0,36	0,42
K/Na	0,98	1,12	0,87	0,45	0,67	0,52	0,70	0,83	0,85	0,73
Pb . 1000/Na	1,28	3,13	—	0,49	7,85	0,64	1,44	1,45	1,58	0,70
Pb . 1000/K	1,31	2,80	—	1,09	11,72	1,23	2,05	1,74	1,86	0,97
Ga . 1000/Al	0,24	0,16	0,20	0,48	0,16	0,18	0,16	0,14	0,15	0,18
Mg/Fe <sup>2+</sup>	0,29	0,71	0,43	0,21	0,48	0,25	2,07	0,52	0,97	0,68
V . 1000/Fe <sup>3+</sup>	5,63	6,45	6,33	6,70	80,45	22,58	3,66	4,64	6,45	6,67
Ni/Co	0,1	0,3	0,2	0,57	0,3	0,4	0,4	0,6	0,7	0,2

pretože v bázičkých členoch bazaltov je vyšší obsah bária ako v andezitoch. Tieto rozdiely sa výrazne prejavili na priebehu pomerovej línie (obr. 29), ktorá v bazaltoch od bázičkých smerom ku kyslejším horninám má klesajúci trend, kým v horninách radu andezit — ryolit má temer horizontálny priebeh. Hoci v stredoslovenskej a vo východoslovenskej oblasti sú určité rozdiely v obsahu bária aj draslíka (obr. 27, 28), pomerové línie obidvoch oblastí sú si svojim priebehom veľmi blízke, čo je podmienené tým, že v stredoslovenskej vulkanickej oblasti horniny radu andezit — ryolit sú síce bohatšie na bárium, no sú zároveň bohatšie aj na draslík a ich pomer je skoro rovnaký ako v horninách východného Slovenska, ktoré sú na uvedené prvky chudobnejšie. Z toho vyplýva, že pomer bária a draslíka v horninách radu andezit — ryolit je skoro rovnaký a so zvyšovaním obsahu draslíka sa priamoúmerne zvyšuje aj obsah bária.

Odlišné je pomerné zastúpenie bária a vápnika v rade ryolit — andezit — bazalt. Pomer bária a vápnika v bázičkých a intermediárnych horninách (bazalty, andezity) je temer rovnaký, v bazaltoch je to 0,87 a v andezitoch 0,84. Pomerové línie v bázičkých a intermediárnych horninách majú horizontálny priebeh. Vzhľadom na intermediárne a bázičné horniny sú výrazné rozdiely v kyslých horninách, kde sa relatívna hodnota po-

35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47
—	1,05	2,01	1,81	1,14	2,01	1,46	2,78	2,99	3,28	—	—	3,74
—	1,25	2,55	2,29	1,48	2,27	1,34	3,15	4,74	6,88	—	—	9,85
—	0,36	0,28	0,30	0,21	0,41	0,15	0,29	0,23	0,33	—	—	0,28
2,74	2,90	2,84	2,64	3,83	2,71	2,89	3,46	4,34	2,56	2,78	2,01	2,79
0,51	1,72	1,03	0,80	1,59	1,15	1,44	1,44	0,89	0,56	0,53	0,59	0,26
0,95	1,73	0,93	0,93	0,92	1,29	1,51	1,69	2,09	0,85	0,63	1,00	0,47
0,54	0,99	1,11	0,87	1,23	0,76	0,85	0,69	0,93	0,66	0,84	0,59	0,56
2,90	1,68	3,06	2,87	2,96	1,80	1,71	1,65	4,53	3,00	4,41	2,01	5,97
—	0,42	0,55	0,56	0,33	0,75	0,45	0,37	0,50	0,29	—	—	0,61
—	0,35	0,43	0,44	0,25	0,66	0,49	0,32	0,32	0,14	—	—	0,23
0,45	1,48	0,64	1,01	0,49	0,52	0,41	0,53	0,40	1,37	0,18	0,79	0,22
0,57	0,57	0,65	0,47	0,47	0,67	0,54	0,63	0,88	1,04	0,82	1,01	0,72
2,75	3,12	2,94	2,77	2,81	2,98	3,21	3,48	2,52	2,43	2,86	2,48	2,11
1,65	2,51	2,13	1,90	2,25	2,33	1,89	1,65	1,44	1,38	1,40	1,55	1,51
3,24	1,93	2,59	2,77	2,36	2,59	1,99	1,85	2,73	2,03	2,48	2,89	4,43
0,32	0,70	0,46	0,38	0,54	0,48	0,46	0,47	0,32	0,46	0,37	0,24	0,25
0,58	0,84	0,79	0,79	0,77	0,89	1,09	0,88	1,59	0,48	0,51	1,22	0,38
—	0,66	1,34	1,06	0,63	?	1,07	1,85	—	0,37	—	—	2,30
—	0,79	1,70	1,34	0,82	?	0,98	2,10	—	0,78	—	—	6,06
0,19	0,15	0,19	0,19	0,16	0,14	0,14	0,25	0,14	0,14	0,16	0,16	0,17
0,61	0,33	0,53	0,38	0,71	1,14	0,57	6,72	0,52	1,65	0,96	0,73	0,95
4,80	4,38	4,21	7,42	3,65	2,82	8,40	6,26	12,97	4,44	4,48	38,86	6,32
0,2	0,7	0,3	0,2	0,6	0,4	0,5	1,2	0,4	0,4	2,00	0,96	0,1

meru bária a vápnika v priemere zvyšuje až na 6,14 (tab. 8) a pomerové línie majú výrazne stúpajúci trend (obr. 29).

Stroncía je od bazických po kyslé horniny postupne menej, teda opačne ako bária (obr. 27). Ak porovnáme ich pomerné zastúpenie, môžeme konštatovať, že ich pomerné zastúpenie v bazických a intermediárnych horninách je dosť podobné, kým v kyslých horninách sa značne odlišuje. V bazaltoch je priemerný relatívny pomer bária a stroncia 1,16. V andezitoch sa tento pomer mierne zvyšuje na 1,19 a v ryolitoch Slovenska sa hodnota ich pomeru zvyšuje v priemere až na 6,61. Tieto zjavy sa výrazne prejavili aj na priebehu pomerových línií (obr. 30). Pomerové línie bária a stroncia v bazalтовom poli majú temer horizontálny priebeh a v andezitoch majú mierne stúpajúci trend, kým v ryolitoch ich trend prudko stúpa. Určité rozdiely sú medzi stredoslovenskou a východoslovenskou vulkanickou oblasťou. V andezitoch stredného a východného Slovenska je hodnota pomeru bária a stroncia veľmi blízka. V ryolitoch východného Slovenska je táto hodnota menšia ako v ryolitoch zo stredného Slovenska.

Stroncium a vápnik javia tendenciu hromadiť sa v bazických magmách. Hodnota ich relatívneho pomeru v rade bazalt — andezit — ryolit mierne kolíše v celkových priemerných hodnotách, a to v rozmedzí od 1,00 do

Pomerné hodnoty prvkov v andezitoch východného Slovenska  
 Ratios of elements in andesites of eastern Slovakia

Tab. 6

lokalita:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Li . 1000/Na	2,77	2,72	3,68	2,12	4,26	4,29	9,95	2,01	6,90	4,16	4,19
Li . 1000/K	3,16	5,20	7,01	2,75	6,92	6,24	23,09	2,34	8,98	9,97	6,21
Li . 100/Mg	0,32	0,21	0,42	0,34	0,26	0,25	0,27	0,33	0,43	0,35	0,35
Ba . 100/K	2,09	2,59	3,09	2,72	2,36	3,05	2,27	2,44	2,25	2,48	3,16
Ba . 100/Ca	0,61	0,43	0,46	1,00	0,38	0,62	0,21	0,82	0,43	0,34	0,69
Ba/Sr	1,45	1,02	1,29	2,21	0,92	1,60	0,63	1,83	0,78	0,75	1,46
Sr . 100/Ca	0,42	0,42	0,36	0,45	0,40	0,38	0,32	0,44	0,53	0,44	0,46
Sr . 100/K	1,43	2,43	2,47	1,22	2,54	1,90	3,54	1,33	2,89	3,28	2,15
Rb . 100/K	0,51	0,64	0,75	0,50	0,68	0,87	0,93	0,62	0,79	0,84	0,89
Rb . 100/Na	0,45	0,34	0,39	0,39	0,42	0,59	0,40	0,53	0,61	0,35	0,60
Zr . 10/Ti	0,61	0,60	0,66	1,01	0,47	0,39	0,40	0,57	0,57	0,45	0,41
Zr . 1000/Si	0,64	0,75	0,65	0,91	0,41	0,56	0,50	1,11	0,88	0,79	0,84
Si/Al	2,91	2,07	2,34	3,05	2,50	2,79	2,79	3,15	2,95	2,47	2,71
Al/Ca	1,79	1,77	1,67	2,02	1,86	1,95	1,54	1,86	1,49	1,87	1,99
Al/alk/Na + K/	2,84	3,64	3,86	2,39	4,40	3,92	5,02	2,56	3,37	4,04	3,69
Na/Ca	0,34	0,32	0,28	0,48	0,26	0,29	0,21	0,39	0,25	0,33	0,32
K/Na	0,87	0,52	0,52	0,77	0,61	0,69	0,43	0,86	0,77	0,42	0,63
Pb . 1000/Na	0,75	0,54	0,54	0,47	0,68	0,68	0,81	0,63	—	—	0,64
Pb . 1000/K	0,86	1,03	1,03	0,60	1,10	0,99	1,89	0,63	—	—	0,94
Ga . 1000/Al	0,18	0,15	0,14	0,18	0,16	0,15	0,14	0,19	0,20	0,07	0,17
Mg/Fe <sup>2+</sup>	0,39	0,68	0,36	0,42	0,65	0,80	3,35	0,30	0,55	0,39	0,53
V . 1000/Fe <sup>3+</sup>	13,96	8,59	22,72	5,52	12,15	6,08	3,33	7,26	6,52	6,61	4,97
Ni/Co	0,9	0,89	0,4	0,3	0,8	0,84	1,60	0,5	0,6	0,4	0,4

0,66. Väčšie rozdiely sa prejavili v pomere stroncia a vápnika medzi vulkanitmi stredného a východného Slovenska v rade andezit — ryolit. Vo vulkanitoch východného Slovenska je relatívna hodnota pomeru stroncia a vápnika v priemere temer o polovicu menšia ako v oblasti stredoslovenských vulkanitov, čo je spôsobené nižším obsahom stroncia vo vulkanických horninách východného Slovenska. Z priebehu pomerových línií možno usúdiť, že zastúpenie stroncia a vápnika od bazických hornín po kyslé sa znižuje skoro priamoúmerne, hoci miestami sú v priebehu línií určité nerovnosti.

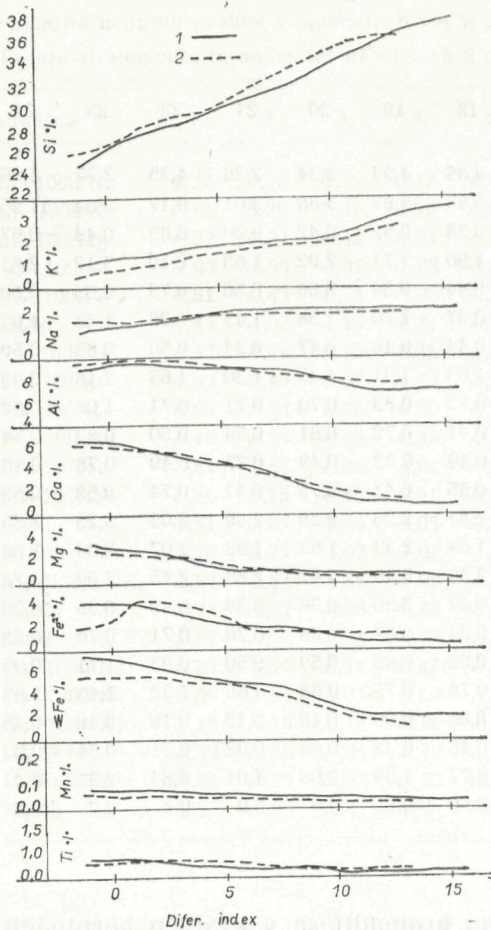
V pomere stroncia a draslíka z celkových priemerných obsahov ich pomerného zastúpenia je zjavné, že sa ich pomer od bazických ku kyslým horninám výrazne znižuje, a to nasledovne: v bazaltoch je pomerná hodnota ich zastúpenia 4,64, v andezitoch sa znižuje na 2,52 a v ryolitoch je to iba 0,36. V pomernom zastúpení stroncia a draslíka sú rozdiely aj v andezitoch stredného a východného Slovenska, kým v ryolitoch sú tieto rozdiely podstatne menšie. Spôsobuje to nižší obsah stroncia i draslíka vo vulkanických horninách, východného Slovenska. Hoci sú pomerové línie (obr. 28) v poli intermediálnych hornín pre stredné a východné Slovensko voči sebe posunuté, majú temer paralelný priebeh.

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
3,64	2,61	5,48	2,75	5,42	6,41	4,65	4,94	3,34	2,28	4,35	2,77	6,96
5,35	2,96	8,26	3,18	5,68	7,34	5,55	5,67	3,86	3,01	6,17	3,64	11,96
0,39	0,19	0,34	0,27	0,45	0,32	0,38	0,52	0,42	9,20	0,63	0,43	0,57
2,97	2,32	2,12	2,69	2,22	2,92	1,90	1,71	2,02	1,88	2,10	3,17	2,81
0,69	0,59	0,28	1,13	0,74	0,64	0,44	0,54	0,66	0,50	0,73	0,93	0,59
1,65	1,07	0,59	1,05	1,17	1,36	0,97	1,20	1,38	1,43	1,28	1,43	1,03
0,41	0,55	0,46	1,07	0,63	0,46	0,44	0,44	0,47	0,34	0,56	0,63	0,56
1,78	2,15	3,55	2,55	1,88	2,13	1,95	1,41	1,45	1,30	1,63	2,18	2,69
0,85	0,84	0,65	0,72	0,82	0,92	0,73	0,83	0,70	0,71	0,71	1,08	0,92
0,58	0,74	0,43	0,62	0,78	0,80	0,61	0,72	0,61	0,54	0,50	0,82	0,54
0,53	0,39	0,21	0,43	0,33	0,39	0,49	0,32	0,49	0,27	0,49	0,78	0,46
0,76	0,44	0,32	0,45	0,56	0,55	0,55	0,41	0,75	0,41	0,74	0,52	0,55
3,33	2,71	2,12	3,24	2,52	2,92	2,87	2,76	3,26	2,39	3,05	3,23	2,85
1,57	1,88	1,79	2,60	2,48	1,69	1,69	2,33	1,93	1,92	2,07	2,03	1,86
2,74	3,45	5,47	2,88	3,63	3,60	3,36	3,45	5,47	2,88	2,45	2,99	3,28
0,34	0,29	0,20	0,49	0,35	0,25	0,27	0,36	0,38	0,35	0,49	0,39	0,36
0,68	0,88	0,66	0,87	0,95	0,87	0,84	0,87	0,86	0,76	0,71	0,76	0,53
0,55	0,66	0,78	0,61	—	—	0,65	0,65	0,59	0,50	0,93	1,11	0,95
0,81	0,75	1,18	0,71	—	—	0,78	0,75	0,68	0,65	1,32	1,46	1,63
0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,19	0,13	0,19	0,16	0,15
0,33	0,45	0,80	0,88	0,69	0,86	0,48	0,43	0,45	0,023	0,51	0,56	0,62
10,89	6,76	4,62	2,87	7,94	4,66	8,77	1,69	2,06	1,01	4,84	2,35	6,41
0,8	2,7	0,83	1,77	0,30	0,50	0,50	0,5	0,5	0,9	0,4	0,7	0,3

Rubídium a draslík javia tendenciu hromadiť sa v kyslých horninách (obr. 27, 28). Mocnosťou sú rovnaké a polomerom iónu je rubídium blízke draslíku. V pomernom zastúpení rubídia a draslíka je zjavné, že hodnota ich pomeru sa od bazických ku kyslým horninám zväčšuje. V bazaltoch je priemerná hodnota ich relatívneho pomeru 0,32, v andezitoch 0,49 a v ryolitoch sa zvyšuje na 1,55. Pomerové línie rubídia a draslíka zo stredného a východného Slovenska (obr. 30) sú posunuté, pretože andezity východného Slovenska majú vyšší obsah rubídia a nižší obsah draslíka a pomer rubídia a draslíka má vyššiu hodnotu ako v andezitoch stredného Slovenska (tab. 8). V ryolitoch je tomu opačne, nakoľko ryolity stredného Slovenska sú mierne bohatšie na draslík, ale obsahujú dvakrát viac rubídia ako ryolity z východného Slovenska. Pomerová línia rubídia a draslíka od bazických po kyslé horniny má výrazne stúpajúcu tendenciu, čo dokazuje, že horniny sú relatívne intenzívnejšie obohatované o rubídium ako o draslík.

Sodík a rubídium majú rovnaké mocnosťou, ale rozdielny polomer iónu. Ich relatívny pomer v bazických a intermediárnych horninách je veľmi blízky a pomerové línie majú temer horizontálny priebeh. Výraznejšie rozdiely sú v ryolitoch, kde sa hodnota ich pomeru zvyšuje. V po-





Obr. 28 Prehľadný graf závislosti koncentrácie prvkov (Si, K, Na, Al, Ca, Mg, Fe, Mn, Ti) na diferenciačnom indexe. 1 — vulkanity stredného Slovenska; 2 — vulkanity východného Slovenska

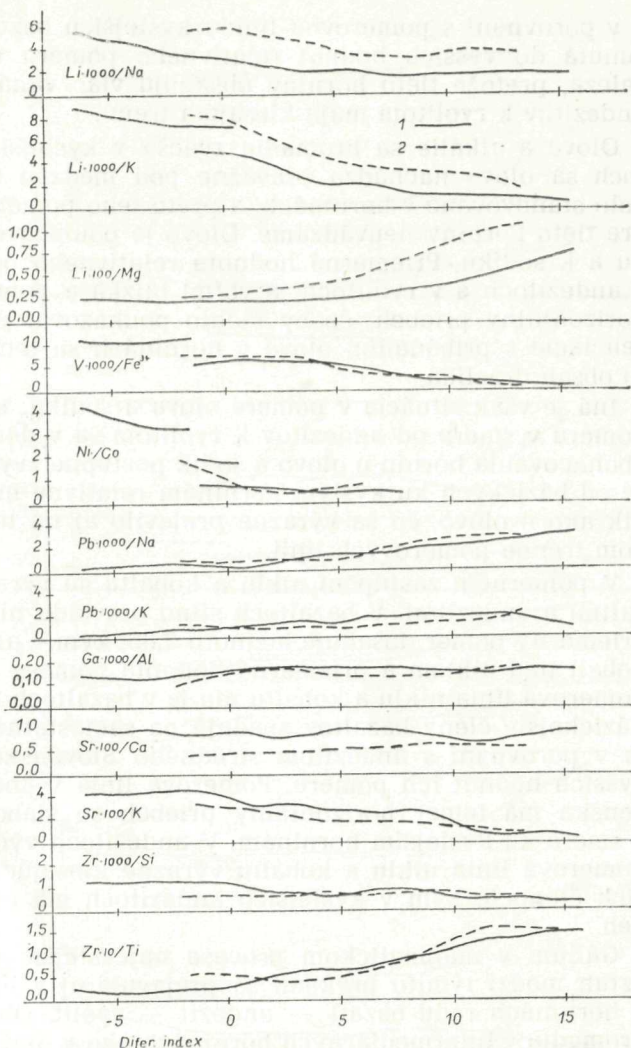
Fig. 28 Relationship of element abundances (Si, K, Na, Al, Ca, Mg, Fe, Mn, Ti) to differentiation index. 1 — volcanic rocks of central Slovakia; 2 — volcanic rocks of eastern Slovakia

rovnání s horninami intermediárního charakteru v kyslých horninách relativne intenzívnejšie ako sodík pribúda rubídium a pomerové línie majú stúpajúci trend.

Ďalšia dvojica prvkov, ktoré majú rovnaké mocnenstvo a dosť blízky pomer iónu, je zirkónium a titán. Oba prvky majú tendenciu hromadiť sa v bazických magmách. V našich horninách sú zirkónium a titán najviac zastúpené v bazaltoch, pritom však ich relatívny pomer v týchto horninách má najnižšiu hodnotu, v priemere je to 0,24, čo je najnižšia priemerná hodnota ich pomeru zo sledovaných skupín hornín. V andezitoch sa priemerná hodnota relatívneho pomeru zirkónia a titánu zvyšuje na 0,70 a v ryolitoch dosahuje v priemere až 1,69. Pomerové línie (obr. 29) majú stúpajúci trend od bazaltov po ryolity, čo značí, že sa obsah zirkónia a titánu nezmenšuje v rovnakom pomere, ale obsah titánu sa od bazaltov po ryolity zmenšuje intenzívnejšie ako zastúpenie zirkónia. Ak sledovaných skupinách hornín porovnáme pomer zirkónia a kremíka, môžeme konštatovať, že ich pomerné zastúpenie sa od bazických po kyslé horniny zmenšuje. Pomerová línia zirkónia a kremíka v bazaltoch

Obr. 29 Korelácia pomeru prvkov Li.100/Mg, Li.1000/K, Li.1000/Na, V.1000/Fe<sup>3+</sup>, Ni/Co, Pb.1000/K, Pb.1000/Na, Ga.1000/Al, Sr.100/Ca, Sr.100/K, Zr.1000/Si, Zr.10/Ti, ku diferenciačnému indexu. 1 — vulkanity stredného Slovenska; 2 — vulkanity východného Slovenska

Fig. 29 Plot of element ratios Li X 100/Mg, Li X 1000/K, Li X 1000/Na, V X 1000/Fe<sup>3+</sup>, Ni/Co, Pb X 1000/K, Pb X 1000/Na, Ga X 1000/Al, Sr X 100/Ca, Sr X 100/K, Zr X 1000/Si, and Zr X 10/Ti versus differentiation index. 1 — volcanic rocks of central Slovakia; 2 — volcanic rocks of eastern Slovakia



a bazických andezitoch má temer horizontálny priebeh a relatívna hodnota týchto prvkov je 1,6. V andezitoch sa táto hodnota znižuje v priemere na 0,68 a v ryolitoch až na 0,45. Pomerové línie v kyslejších andezitoch a v ryolitoch majú klesajúcu tendenciu.

Vanádium a trojmocné železo majú rovnaké mocenstvo a dosť blízky polomer iónu, čo im dovoľuje vzájomne sa zastupovať v tmavých mineráloch. Obsahy oboch prvkov sa od bazických po kyslé horniny znižujú. Ich znižovanie nie je u oboch prvkov rovnomerné. Obsah vanádia sa v horninách znižuje intenzívnejšie ako obsah trojmocného železa. Najvyššia hodnota ich relatívneho pomeru je v bazaltoch, priemerné je to 9,14, v andezitoch sa znižuje na 8,28 a v ryolitoch až na 1,98. Pomerová línia vanádia a trojmocného železa (obr. 29) nie je plynulá. Pomerová línia bazickejších členov bazaltov má temer horizontálny priebeh

a v porovnaní s pomerovou líniou kyslejších bazaltov a andezitov je posunutá do vyšších hodnot relatívneho pomeru vanádia a trojmocného železa, pretože tieto horniny obsahujú viac vanádia. Pomerové línie od andezitov k ryolitom majú klesajúci trend.

Olovo a alkálie sa hromadia zväčša v kyslejších horninách. V bazaltoch sa olovo nachádza prevažne pod medzou dôkazu metódy, ktorou bolo stanovované v horninách, a preto jeho pomernú hodnotu s alkáliami pre tieto horniny neuvádzame. Olovo je polomerom iónu bližšie k draslíku a k sodíku. Priemerná hodnota relatívneho pomeru olova a draslíka v andezitoch a v ryolitoch je veľmi blízka a pomerové línie majú temer horizontálny priebeh, čo by mohlo poukazovať na to, že v smere diferenciácie sa pribúdaním olova v horninách sa temer rovnomerne zvyšuje aj obsah draslíka.

Iná je však situácia v pomere olova a sodíka. Hodnota ich relatívneho pomeru v smere od andezitov k ryolitom sa v dôsledku nerovnomerného obohacovania hornín o olovo a sodík postupne zvyšuje. Horniny sú v smere od bazických ku kyslým horninám relatívne menej obohacované o sodík ako o olovo, čo sa výrazne prejavilo aj na temer plynulom stúpajúcom trende pomerových línií.

V pomernom zastúpení niklu a kobaltu sú výrazné rozdiely medzi bazaltmi a andezitmi. V bazaltoch silno prevláda nikel nad kobaltom a ich priemerný pomer dosahuje hodnotu 2,85, kým v andezitoch zasa prevláda kobalt nad niklom a priemerná hodnota pomeru niklu a kobaltu je 0,57. Pomerová línia niklu a kobaltu nie je v bazaltoch a v andezitoch rovnaká. Bázickejšie členy bazaltov spadajú na samostatnú pomerovú líniu, ktorá je v porovnaní s andezitom stredného Slovenska výrazne posunutá do vyšších hodnôt ich pomeru. Pomerová línia v andezitoch stredného Slovenska má temer horizontálny priebeh so slabou tendenciou klesania v smere ku kyslejším horninám. V andezitoch východného Slovenska má pomerová línia niklu a kobaltu výrazne klesajúcu tendenciu v bázickejších členoch, kým v kyslejších andezitoch má temer horizontálny priebeh.

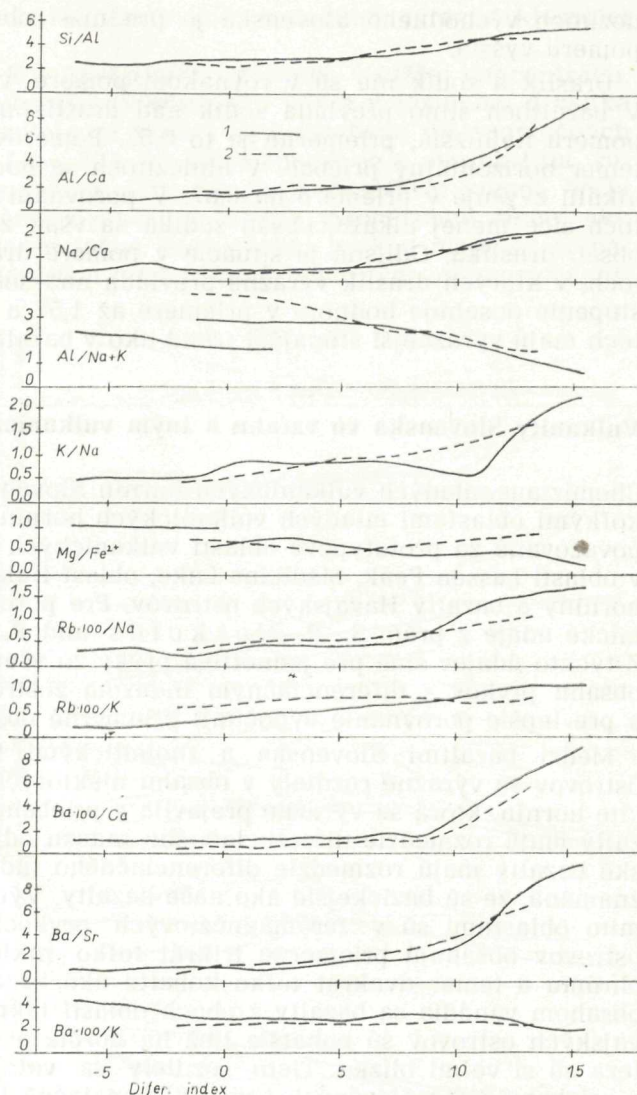
Gálium v magmatickom procese najčastejšie sprevádza hliník. Úzký vzťah medzi týmito prvkami sa prejavuje aj v ich pomernom zastúpení v horninách radu bazalt — andezit — ryolit. Obidva prvky sa častejšie hromadia v intermediárnych horninách ako v okrajových diferenciačných členoch (bazalty, ryolity). Hodnota ich relatívneho pomeru vo všetkých troch skupinách sledovaných hornín je veľmi blízka, čo sa výrazne odrazilo aj na diferenciačných líniách, ktoré majú temer horizontálny priebeh (obr. 29).

Pomer kremíka a hliníka od bazických ku kyslým horninám sa postupne zvyšuje. V bazaltoch je priemerná hodnota ich pomeru 2,95, v andezitoch sa zvyšuje na 3,28 a v ryolitoch dosahuje hodnotu až 4,80. Pomerové línie kremíka a hliníka majú pomalý stúpajúci trend. V našich horninách sa smerom od bazických ku kyslým horninám pomer kremíka a hliníka mení, kremík pribúda intenzívnejšie ako hliník.

Pomer hliníka a vápnika od bazaltov k andezitom sa zvyšuje iba mierne, čo je zjavné aj z priebehu pomerovej línie. Priemerná hodnota ich pomeru v bazaltoch je 1,20, v andezitoch 1,87 a v ryolitoch dosahuje táto hodnota až 6,83. Zmeny v hodnote pomeru hliníka a vápnika sa preja-

Obr. 30 Korelácia pomeru prvkov Si/Al, Al/Ca, Na/Ca, Al/Na+K, K/Na, Mg/Fe, Rb<sub>100</sub>/Na, Rb<sub>100</sub>/Ca, Ba/Sr ku diferenciálnemu indexu. 1 — vulkanity stredného Slovenska; 2 — vulkanity východného Slovenska

Fig. 30 Plot of element ratios Si/Al, Al/Ca, Na/Ca, Al/Na+K, K/Na, Mg/Fe, Rb<sub>100</sub>/Na, Rb<sub>100</sub>/Ca, and Ba/Sr versus differentiation index. 1 — volcanic rocks of central Slovakia; 2 — volcanic rocks of eastern Slovakia



vujú na pomerových líniach výrazným stúpajúcim trendom. Podobný je aj priebeh pomerových línií sodíka a vápnika.

Pomer hliníka a alkálií v porovnaní s pomerom hliníka a vápnika je odlišný. Pomerová línia hliníka a alkálií nie je jednotná. Línia pre bazalty nenadväzuje na líniu pre andezity, ale tvorí samostatnú líniu, ktorá je posunutá v rozmedzí bazaltov do nižších hodnôt pomeru hliníka a alkálií, pretože bazalty obsahujú viac alkálií ako andezity. Pomerová línia pre andezity stredného Slovenska má temer horizontálny priebeh a v ryolitoch má výrazne klesajúci trend, nakoľko alkálie intenzívnejšie pribúdajú v ryolitoch ako v andezitoch. Určité rozdiely sú v pomere hliníka a alkálií medzi andezitmi stredného a východného Slovenska. V an-

dezitoch východného Slovenska je pre nižší obsah alkálií hodnota ich pomeru vyššia.

Draslík a sodík nie sú v rovnakom pomere vo všetkých horninách. V bazaltoch silno prevláda sodík nad draslíkom, preto je hodnota ich pomeru najnižšia, priemerne je to 0,57. Pomerová línia v bazaltoch má temer horizontálny priebeh. V andezitoch sa hodnota pomeru hliníka a alkálií zvyšuje v priemere na 0,87. V porovnaní s bazaltmi je v andezitoch síce menej alkálií, obsah sodíka sa však znížil pomerne viac ako obsah draslíka. Odlišná je situácia v pomere draslíka a sodíka v ryolitoch, v ktorých draslík výrazne prevláda nad sodíkom. Ich pomerné zastúpenie dosahuje hodnotu v priemere až 1,57 a pomerové línie v ryolitoch majú výraznejší stúpajúci trend ako v bazaltoch a v andezitoch.

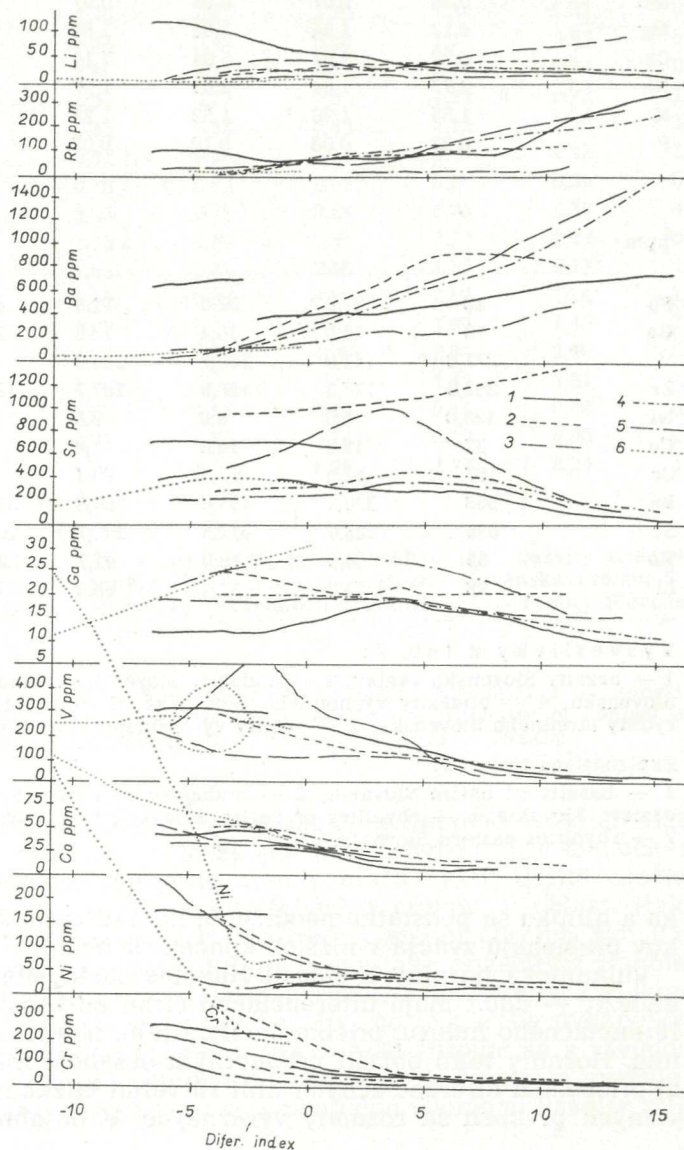
### **Vulkanity Slovenska vo vzťahu k iným vulkanickým oblastiam**

Chemizmus mladých vulkanických hornín Slovenska porovnáваме s niekoľkými oblasťami mladých vulkanických hornín, ktoré sú u nás dodnes považované za prototypové oblasti vulkanických hornín. Sú to vulkanity v oblasti Lassen Peak, Medicine Lake, oblasť Hakome, Britské tholeitické horniny a bazalty Havajských ostrovov. Pre porovnanie sme použili chemické údaje z prác S. R. Nockolds and R. Allen (1953, 1956). Z týchto údajov sme pre jednotlivé prvky zo všetkých oblastí koreláciou obsahu prvkov s diferenciačným indexom zostrojili diferenciačné línie a pre lepšie porovnanie vypočítali priemerné obsahy prvkov.

Medzi bazaltmi Slovenska a tholeitickými bazaltmi z Havajských ostrovov sú výrazné rozdiely v obsahu niektorých prvkov, ako aj v báziците hornín, ktorá sa výrazne prejavila v priebehu diferenciácie. Naše bazalty majú rozmedzie diferenciačného indexu od 2 do -6,8, kým havajské bazalty majú rozmedzie diferenciačného indexu od -1 do -11, čo znamená, že sú báziцkejšie ako naše bazalty. Výrazné rozdiely medzi týmito oblasťami sú v feromagnéziových prvkoch. Bazalty Havajských ostrovov obsahujú priemerne trikrát toľko niklu, skoro trikrát toľko chrómu a temer dvakrát toľko kobaltu ako bazalty zo Slovenska, kým obsahom vanádia sa bazalty z oboch oblastí takmer nelíšia. Bazalty Havajských ostrovov sú bohatšie tiež na horčík a titán, kým obsahom železa sú si veľmi blízke. Tieto rozdiely sa veľmi výrazne prejavili aj v priebehu diferenciačných línií. Diferenciačné línie od kyslejších k báziцkejším bazaltom z Havajských ostrovov prudko stúpajú do vyšších koncentrácií chrómu, niklu, kobaltu a horčíka, čím sa výrazne odlišujú od všetkých uvádzaných oblastí (obr. 32). Diferenciačná línia titánu je nevýrazná, avšak celkove prebieha vo vyšších koncentráciách titánu ako v našich horninách. Diferenciačná línia vanádia prebieha zhruba v rovnakej koncentrácii ako v našich bazaltoch a línie pre železo v smere do báziцkejších bazaltov majú iba miernu tendenciu vzostupu. Výrazne odlišne sa chovajú aj niektoré ďalšie prvky. Havajské bazalty sa od slovenských líšia aj vyšším obsahom kremíka a jeho priemerným obsahom sú blízke našim bazaltoidným andezitom. Diferenciačná línia kremíka má však od kyslejších k báziцkejším členom plynulý klesajúci trend. Havajské bazalty sú skoro o dvojnásobok bohatšie aj na gálium a jeho dife-

renčiacna línia má smerom k bázičkejším horninám výrazne klesajúci trend (obr. 31).

Ďalšia skupina prvkov je v havajských bazaltoch v nižšej koncentrácii. V obsahu sodíka sú chudobnejšie priemerne o 1 % a v zastúpení draslíka o viac ako 1 %, tieto rozdiely sú zjavné aj z priebehu diferenciálnych línií pre sodík a draslík (obr. 32). Výrazný úbytok je v obsahu lítia, rubídia, bária, stroncia a zirkónia. Lítia obsahujú desaťkrát menej, bária šesťkrát, stroncia a zirkónia dvakrát a rubídia viacnásobne menej ako naše bazalty, pričom diferenciálné línie týchto prvkov majú so stúpajúcou bázičitou hornín klesajúcu tendenciu. Priemerným obsahom vápni-



Obr. 31 Korelácia prvkov Li, Rb, Ba, Sr, Ga, V, Co, Ni, Cr niekoľkých vulkanických oblastí s diferenciálnymi indexami. 1 — vulkanity Slovenska; 2 — oblasť Lassen Peak; 3 — oblasť Medicine Lake; 4 — Britské tholeitické horniny; 5 — oblasť Hakome; 6 — tholeitické bazalty Havajských ostrovov

Fig. 31 Plot of Li, Rb, Ba, Sr, Ga, V, Co, Ni, and Cr versus differentiation index for several volcanic associations. 1 — volcanic rocks of Slovakia; 2 — Lassen Peak; 3 — Medicine Lake; 4 — British tholeiite province; 5 — Hakone volcano; 6 — Hawaiian tholeiites

Priemerné obsahy prvkov v % a v ppm  
Mean abundances of elements (in % and ppm).

Tab. 7

lokalita:	1	2	3	4	5	6	7
Si	21,96	26,55	26,53	26,57	33,61	32,29	33,63
Ti	1,13	0,33	0,31	0,36	0,09	0,09	0,09
Al	7,10	9,45	9,30	9,62	7,14	6,83	7,70
Fe <sup>3+</sup>	3,45	2,33	2,62	2,05	1,18	1,26	1,04
Fe <sup>2+</sup>	4,85	3,14	2,90	3,39	0,65	0,74	0,48
Mn	0,18	0,07	0,08	0,07	0,02	0,05	0,01
Mg	4,12	1,84	1,81	1,89	0,33	0,35	0,29
Ca	6,72	5,07	5,04	5,14	1,00	1,00	1,54
Na	2,77	1,84	2,01	1,67	1,96	1,98	1,79
K	1,55	1,36	1,52	1,21	2,89	3,11	2,50
P	0,22	0,08	0,10	0,07	—	—	—

ppm

Pb	10	21,8	32,0	11,6	45,3	43,3	49,5
Ga	12	16,0	16,4	15,6	10,1	10,7	11,1
V	277,0	142,0	169,7	114,2	—	—	—
Zr	252,0	177,3	186,9	167,7	136,9	127,0	154,4
Ni	123,0	9,0	8,6	9,5	—	—	—
Co	37	12,8	14,0	11,6	—	—	—
Cr	167	62,8	52,5	73,1	—	—	—
Ba	558	376,1	455,6	296,5	636,5	682,0	578,0
Sr	636	328,6	411,5	245,7	100,3	113,4	82,6
Rb	85	88,9	86,0	91,7	290,4	352,5	180,3
Li	92	53,0	37,4	68,5	38,4	29,1	55,1

Vysvetlivky k tab. 7:

1 — bazalty Slovenska vcelku; 2 — andezity Slovenska vcelku; 3 — andezity stredného Slovenska; 4 — andezity východného Slovenska; 5 — rhyolity Slovenska vcelku; 6 — rhyolity stredného Slovenska; 7 — rhyolity východného Slovenska.

Explanations to tab. 7:

1 — basalts of entire Slovakia; 2 — andesites of entire Slovakia; 4 — andesites of eastern Slovakia; 5 — rhyolites of entire Slovakia; 6 — rhyolites of central Slovakia; 7 — rhyolites eastern Slovakia.

ka a hliníka sa podstatne neodlišujú, hoci diferenciačné línie týchto prvkov prebiehajú zväčša v nižších koncentráciách.

Vulkanické horniny z oblasti Hakome zastúpené v rozsahu bazalt — andezit — dacit majú diferenciačnú šírku od —5,8 do 11,0 hodnoty diferenciačného indexu, pričom dacity z tejto oblasti sú blízke našim rhyolitom. Horniny tejto oblasti priemerným obsahom niektorých prvkov, ako aj priebehom diferenciačných línií sú veľmi blízke našim horninám, kým v iných prvkoch sú rozdiely výraznejšie. V obsahu horčíka sú chudob-

Pomery prvkov  
(priemerné hodnoty)  
Mean ratios of elements

Tab. 8

lokalita:	1	2	3	4	5	6	7
Li . 1000/Na	3,58	1,93	4,28	2,72	1,61	3,32	2,22
Li . 1000/K	6,48	2,66	6,44	3,94	1,02	2,27	1,47
Li . 100/Mg	0,23	0,23	0,74	0,40	2,42	2,92	2,60
Ba . 100/K	3,87	3,09	2,47	2,88	2,26	2,33	2,29
Ba . 100/Ca	0,87	0,95	0,60	0,84	7,41	3,90	6,14
Ba/Sr	1,16	1,15	1,23	1,19	7,34	5,31	6,61
Sr . 100/Ca	1,01	0,84	0,48	0,66	1,15	0,53	0,92
Sr . 100/K	4,64	2,89	2,15	2,52	0,37	0,34	0,36
Rb . 100/K	0,55	0,57	0,77	0,64	1,23	0,72	1,05
Rb . 100/Na	0,32	0,45	0,56	0,49	1,82	1,06	1,55
Zr . 10/Ti	0,24	0,81	0,49	0,70	1,29	2,42	1,69
Zr . 1000/Si	1,16	0,70	0,63	0,68	0,40	0,39	0,45
Si/Al	2,95	3,53	2,79	3,28	5,04	4,38	4,80
Al/Ca	1,20	1,86	1,90	1,87	7,72	5,23	6,83
Al/alk (Na + K)	1,99	2,69	3,45	2,95	1,36	2,17	1,65
Na/Ca	0,52	0,42	0,33	0,38	2,12	1,24	1,80
K/Na	0,57	0,88	0,73	0,83	1,67	1,40	1,57
Pb . 1000/Na	0,23	1,60	0,57	1,25	2,30	2,60	2,41
Pb . 1000/K	0,43	2,16	0,82	1,71	1,45	1,81	1,58
Ga . 1000/Al	0,16	0,22	0,13	0,19	0,14	0,14	0,14
Mg/Fe <sup>2+</sup>	0,80	0,79	0,65	0,74	0,69	0,80	0,73
V . 1000/Fe <sup>3+</sup>	9,14	9,05	6,77	8,28	2,94	0,29	1,98
Ni/Co	2,85	0,48	0,73	0,57	—	—	—

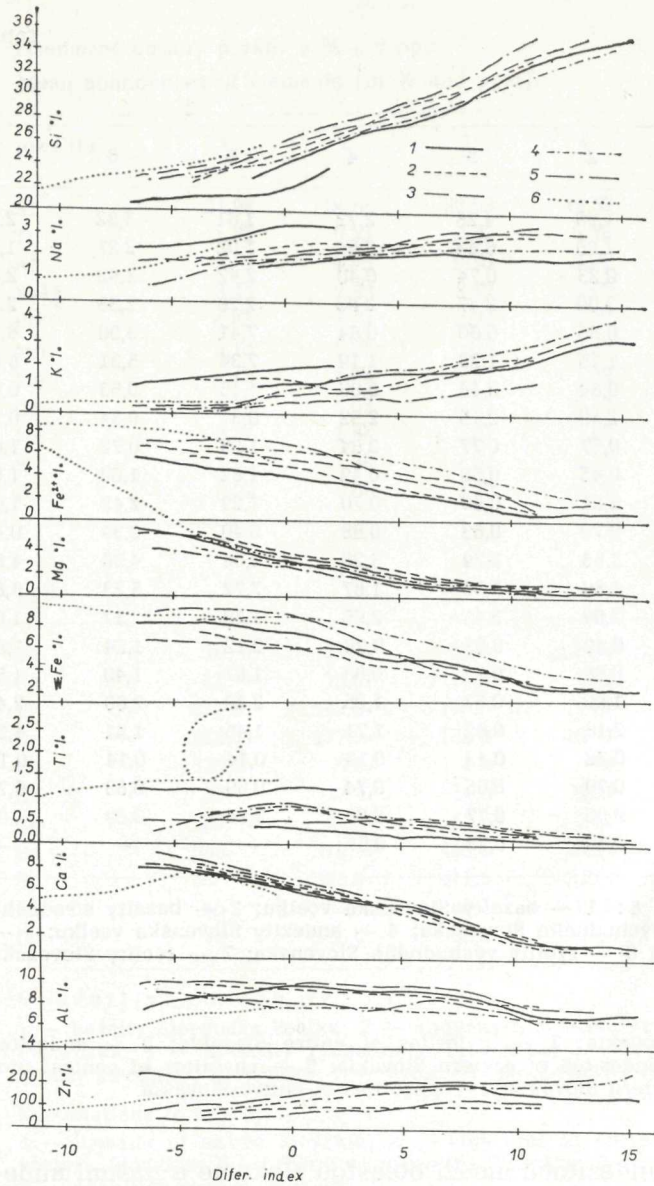
Vysvetlivky k tab. 8: 1 — bazalty Slovenska vcelku; 2 — bazalty stredného Slovenska; 3 — andezity východného Slovenska; 4 — andezity Slovenska vcelku; 5 — ryolity stredného Slovenska; 6 — ryolity východného Slovenska; 7 — ryolity Slovenska vcelku.

Explanations to tab. 8:

1 — basalts of entire Slovakia; 2 — andesites of entire Slovakia; 3 — andesites of central Slovakia; 4 — andesites of eastern Slovakia; 5 — rhyolites of central Slovakia; 6 — rhyolites of eastern Slovakia; 7 — rhyolites of entire Slovakia.

nejšie bazalty, kým v andezitoch medzi oblasťou Hakome a našimi andezitmi téměř sú rozdiely, čo je zjavné aj z priebehu diferenciacných línií (obr. 32). Obsahom železa je zasa o niečo vyšší. Určité rozdiely možno pozorovať aj u iných feromagnéziových prvkov. V oblasti Hakome dosahujú bazalty v priemere o dve tretiny menej chrómu ako naše a naše andezity obsahujú dvakrát toľko chrómu ako andezity z Hakome. Podstatne sú chudobnejšie aj na obsah chrómu, a to bazalty z Hakome obsahujú iba toľko chrómu ako naše bazalty, čo je zhruba dvaapolkrát menej ako v našich bazaltoch. Pritom však obsah chrómu sa v závislosti od diferenciacného indexu postupne od andezitov k bazaltom zvyšuje a vytvára plynulú diferenciacnú líniu so stúpajúcim trendom. Bazalty z Ha-





Obi. 32 Korelácia prvkov Si, Na, K, Fe, Mg, Ti, Ca, Al, Zr niekoľkých vulkanických oblastí s diferenciacíjnymi indexami. 1 — vulkanity Slovenska; 2 — oblasť Lassen Peak; 3 — oblasť Medicine Lake; 4 — Britské tholeitické horniny; 5 — oblasť Hakome; 6 — tholeitické bazalty Havajských ostrovov

Fig. 32 Plot of Si, Na, K, Fe, Mg, Ti, Ca, Al, and Zr versus differentiation index for several volcanic associations. 1 — volcanic rocks of Slovakia; 2 — Lassen Peak; 3 — Medicine Lake; 4 — British tholeiite province; 5 — Hakome volcano; 6 — Hawaiian tholeiites

kome sú podstatne chudobnejšie aj na nikel a obsahujú ho päťkrát menej ako naše bazalty, kým v andezitoch je obsah niklu pre obe oblasti podobný. Tieto rozdiely sa výrazne prejavili v priebehu diferenciacíjnej línie pre nikel. V zastúpení kobaltu sú si bazalty oboch oblastí veľmi blízke, kým andezity z Hakome sú na kobalt bohatšie. Obsah kobaltu sa dá v závislosti na diferenciacíjnom indexe vyjadriť plynulou líniou, ktorá je veľmi blízka línii našich hornín radu andezit — ryolit, v poli bazaltov ide v ich pokračovaní a vzhľadom na naše bázickejšie bazalty je posunutá do nižších koncentrácií (obr. 31). Podobná situácia je aj v obsahu

titánu. Andezity a dacity z oblasti Hakome sú bohatšie na titán ako naše horniny radu andezit — ryolit, bazalty z Hakome sú však zasa chudobnejšie na titán ako naše bazalty, čo sa výrazne prejavilo na priebehu diferenciačných línií pre titán (obr. 32).

Horniny z oblasti Hakome sú bohatšie na kremík ako naše horniny, pričom diferenciačná línia kremíka má plynulý priebeh ako v našich horninách radu andezit — ryolit, avšak v celom rozsahu jej diferenciačnej šírky prebieha vo vyšších koncentráciách kremíka. Na alkálie sú zasa bazalty značne chudobnejšie ako naše bazalty. Obsahom sodíka sú veľmi blízke intermediárne horniny (andezity), kým v kyslejších horninách (dacity, ryolity) sú väčšie rozdiely, nakoľko tieto horniny z Hakome sú bohatšie na sodík ako horniny u nás. Výrazne chudobnejšie na draslík sú v celom rozsahu diferenciačnej škály horniny z Hakome, možno povedať, že z porovnávaných oblastí sú to horniny najchudobnejšie na draslík. Aj táto oblasť ako predchádzajúca je chudobnejšia na titán, bárium, rubídium, zirkón a hliník ako naše horniny. V priemere sú to nasledovné rozdiely. Bazalty z Hakome obsahujú dvanásťkrát menej lítia ako naše bazalty a andezity päťkrát menej lítia ako naše andezity. Diferenciačná línia lítia v oblasti Hakome má od bázických ku kyslým horninám stúpajúcu tendenciu, kým v našich horninách je tomu opačne. Podobné rozdiely sú aj v obsahu bária, ktorý je výrazne menej zastúpený v horninách v Hakome, hoci je jeho diferenciačná línia posunutá do nižších koncentrácií, má temer paralelný priebeh s líniou pre naše horniny radu andezit — ryolit. Zirkónium je síce zjavne menej zastúpené v horninách Hakome ako v našich, no z priebehu jeho diferenciačnej línie je zjavné, že v oblasti Hakome má tendenciu hromadiť sa v kyslých horninách, kým vo vulkanických horninách Slovenska je to práve opačne (obr. 32). Zastúpenie stroncia v oblasti Hakome je v porovnaní s našimi horninami premenlivé. Naše bazalty a bázickejšie andezity sú výrazne bohatšie a kyslejšie členy hornín zasa chudobnejšie na stroncium ako v oblasti Hakome, kde sa prejavil aj vyšší obsah gália.

Britské tholeitické horniny majú širokú diferenciačnú škálu v rozmedzí diferenciačného indexu od  $-4$  do  $14,8$ . V zastúpení horčíka sa od našich hornín temer nelíšia, iba bazalty majú mierne znížený obsah horčíka. Diferenciačná línia horčíka britských hornín sa prevažne prekrýva s líniou pre naše horniny. Obsahom železa sú mierne bohatšie, v dôsledku čoho sú diferenciačné línie železa posunuté do vyšších koncentrácií železa. Bazalty Britských ostrovov obsahujú zhruba o polovicu menej chrómu a o dve tretiny menej niklu a skoro o  $100$  ppm menej vanádia ako bazalty Slovenska, kým zastúpenie kobaltu je skoro rovnaké. Obsahom kremíka sú veľmi podobné našim horninám radu andezit — ryolit, avšak v porovnaní s našimi bazaltmi sú bazalty Britských ostrovov bohatšie na kremík v priemere skoro o  $4\%$ . Obsah sodíka je tiež o niečo väčší ako v našich horninách radu andezit — ryolit, kým bazalty Britských ostrovov sú v porovnaní s našimi značne chudobnejšie na sodík, a to skoro o  $1\%$  Na. Na draslík sú ryolity Britských ostrovov bohatšie v priemere temer o  $1\%$  K, kým v intermediárnych horninách obidvoch oblastí je obsah draslíka veľmi blízky a v bázických horninách je ho značne menej ako v našich (obr. 32). Zastúpenie titánu je väčšie v horninách radu andezit — ryolit, ale pritom nižšie ako v našich bazaltoch. V zastúpení lítia sa neprejavili

výrazné rozdiely v horninách Britských ostrovov a diferenciačná línia pre lítium má skoro horizontálny priebeh. Výraznejšie rozdiely sú v obsahu bária. V bazických a v časti intermediárnych hornín je ho menej (v bazaltoch skoro o jedenapolkrát menej) a v ryolitoch zasa takmer dvakrát viac ako v našich horninách. Vo vápniku, rubídiu, zirkóne a stronciu je ich obsah veľmi blízky našim horninám radu andezit — ryolit, väčšie rozdiely v ich zastúpení sa javia v bazických horninách.

Horniny z oblasti Medicine Lake spadajú do rozpätia diferenciačného indexu od  $-6,4$  do  $13,3$ . Obsahom horčíka sa takmer nelíšia od našich hornín, kým v obsahu železa je vzhľadom na naše horniny mierny pokles v diferenciačnom rade iba u bazickejších hornín. Zastúpenie chrómu v bazaltoch je iba nepatrne menšie ako u nás, výraznejší je rozdiel v andezitoch, kde je chrómu skoro o polovicu menej ako v našich andezitoch. Menšia koncentrácia je aj v zastúpení vanádia. V našich bazaltoch je ho dvakrát viac ako v oblasti Medicine Lake, v andezitoch je tento rozdiel menší. Diferenciačná línia vanádia má od kyslých ku bazickým horninám stúpajúcu tendenciu. V priemernom zastúpení niklu a kobaltu v andezitoch a bazaltoch na Slovensku a v oblasti Medicine Lake nie sú podstatné rozdiely. Diferenciačné línie pre tieto prvky majú mierne vzostupnú tendenciu, v andezitoch a v bazaltoch sa jej trend rýchlejšie zvyšuje do vyšších koncentrácií. Alkáliami sú tieto horniny veľmi blízke našim horninám radu andezit — ryolit. Sú náznaky vyššieho obsahu Na a K, avšak sú chudobnejšie na draslík ako naše horniny. V obsahu kremíka sú iba o trochu bohatšie v andezitoch ako naše horniny, v ryolitoch je priemerný obsah kremíka temer rovnaký, ale bazalty z oblasti Medicine Lake sú temer o 4 % bohatšie ako naše. Podstatnejšie rozdiely sa neprejavili v zastúpení hliníka, vápnika a rubídia. V zastúpení lítia a zirkónia sa prejavil opačný trend diferenciačných línií ako v našich horninách. Tieto línie majú vzostupný trend od bazických ku kyslým horninám (obr. 32). O zastúpení bária je od bazických ku kyslým horninám výrazne stúpajúci trend v jeho obsahu. Bazické horniny z oblasti Medicine Lake sú chudobnejšie na bárium ako naše horniny a kyslé horniny zasa výrazne bohatšie. Diferenciačná línia má plynulý stúpajúci trend v smere diferenciačcie magmy.

Priemerný obsah stroncia v porovnávaných skupinách hornín v oblasti Medicine Lake je vyšší ako v našich horninách. V bazaltoch je ho viac skoro o 100 ppm, v andezitoch o 700 ppm a v ryolitoch o 100 ppm (dvojnásobok). Toto nerovnomerné rozmiestenie stroncia v rôznych typoch hornín sa prejavilo aj v priebehu diferenciačnej línie stroncia, ktorá má tvar krivky s plochým kulminujúcim vrcholom v intermediárnych horninách. Vzhľadom na naše horniny je odlišné aj zastúpenie gália. Horniny z oblasti Medicine Lake sú bohatšie na gálium ako vulkanity zo Slovenska. Podľa priebehu diferenciačných línií pre gálium sú najväčšie rozdiely v kyslých a bazických horninách a intermediárne horniny sú si obsahom gália najbližšie. Diferenciačná línia gália v Medicine Lake má od kyslých k bazickým horninám plynulý, mierne stúpajúci trend.

Mladé vulkanické horniny z oblasti Lassen Peak zaberajú škálu diferenciačného indexu od  $-4$  do  $10,5$  a sú označované ako bazalty, andezity a dacity. U feromagnéziových prvkov, v obsahu železa a horčíka sa od podobných hornín na Slovensku podstatne neodlišujú. Väčšie rozdiely

sú v obsahu chrómu, niklu, kobaltu a vanádia. V našich bazaltoch je priemerne skoro o 50 % viac niklu a v andezitoch skoro o päťkrát menej niklu ako v oblasti Lassen Peak. Diferenciačná línia niklu v dacitoch a andezitoch má lineárny priebeh s mierne stúpajúcou tendenciou a v bazaltoch má výrazne stúpajúci trend do vyšších koncentrácií niklu. V zastúpení vanádia sú vyššie koncentrácie v našich horninách ako v oblasti Lassen Peak, kým obsahy kobaltu v oboch oblastiach sú si veľmi blízke. Vyššie obsahy v horninách Lassen Peak sú aj u chrómu. V bazaltoch je táto diferenciácia v priemere veľmi malá, kým andezity z Lassen Peak obsahujú skoro dvakrát viac chrómu ako andezity zo Slovenska. Diferenciačná línia chrómu z Lassen Peak od andezitov k bazaltom má lineárne stúpajúci trend (obr. 31). V zastúpení kremíka sú horniny z Lassen Peak bohatšie ako naše, v priemernom obsahu v bazaltoch a andezitoch je táto diferenciácia okolo 2 % a u kyslejších diferenciátov sa tento rozdiel zmenšuje. Sú bohatšie ako horniny radu andezit — ryolit zo Slovenska aj na sodík, ale bazalty sú zasa chudobnejšie na sodík ako naše bazalty, čo je dobre vidieť z priebehu diferenciálnych línií sodíka (obr. 32). Obsahom draslíka sú si horniny oboch oblastí veľmi blízke, podobne aj obsahom hliníka, vápnika a rubídia. Naše horniny sú bohatšie na zirkón, bazalty z Lassen Peak obsahujú o polovicu zirkónia menej, andezity skoro o polovicu menej ako naše horniny, kým dacity z Lassen Peak sú obsahom zirkónia dosť blízke našim ryolitom. Značné rozdiely sú v obsahu stroncia, bária a gália. Podľa priemerných obsahov bazalty obsahujú stroncia o tretinu viac, andezity štyrikrát viac ako naše horniny, dacity z Lassen Peak obsahujú dvanásťkrát viac stroncia ako naše ryolity. Diferenciačná línia má u stroncia od bazických ku kyslým horninám stúpajúcu tendenciu (obr. 31). Vyšší obsah dosahuje aj gálium v celom rozsahu diferenciálnej škály. Odlišne je zastúpené bárium. V bazaltoch v oblasti Lassen Peak je ho o 200 ppm menej a v andezitoch zase o 400 ppm viac ako v našich horninách. Diferenciačná línia bária z Lassen Peak má od bazaltov k andezitom stúpajúcu tendenciu a v kyslejších diferenciátoch (v dacitoch) javí mierne klesajúcu tendenciu.

## Záver

1. Z rozptylu a koncentrácie vedľajších a stopových prvkov v mladých vulkanitoch Slovenska môžeme konštatovať, že v kyslých diferenciátoch (ryolitoch) sa hromadí Ba, Pb, Rb. Ich zastúpenie sa postupne zvyšuje bazalt — andezit, — ryolit u Pb a Rb, kým u Ba je trend zvyšovania obsahu v rade andezit — ryolit a bazalty majú vyšší obsah bária ako andezity. V bazických a intermediárnych horninách majú tendenciu hromadiť sa prvky — Sr, Li, Ga, V, Zr, Cr, Ni, Vo.

2. V zastúpení prvkov vzhľadom na klarkové hodnoty (A. P. Vinogradov 1962) sú nasledovné rozdiely. Vyšší obsah, ako sú klarkové hodnoty v celom rade ryolit — andezit — bazalt je u prvkov Li a Pb. Menší obsah ako klarkové hodnoty v celom rade ryolit — andezit — bazalt je u prvkov Ga a Ni. V rade andezit — ryolit majú prvky Ba, Sr a Zr nižšie zastúpenie, v bazaltoch vyššie zastúpenie. Temer rovnaká koncentrácia ako klarkové hodnoty v celom rade ryolit — andezit — bazalt je

u Co. Vyšší obsah v bazaltech a ryolitoch a nižší obsah v andezitoch je u Rb. V bazaltech a andezitoch vyššie zastúpenia a v ryolitoch nižšie, ako sú klarkové hodnoty, má vanádium. Nižší obsah v ryolitoch a v bazal-  
toch a vyšší v andezitoch je u Cr.

3. Študované horniny podľa diferenciačného indexu spadajú do širokej škály, ktorá sa pohybuje od —6,8 do 15,4. Boli objavené závislosti medzi veľkosťou diferenciačného indexu a zastúpením prvkov, ktoré poukazujú na vývoj magmy. Tieto závislosti majú prevažne lineárny trend.

a) Diferenciačné línie pre Rb a Pb v celom rade bazalt — andezit — ryolit majú temer plynulý stúpajúci trend.

b) Diferenciačné línie pre Ca, Mg, Fe, Li, Zr v celom rade ryolit — andezit — bazalt majú temer plynulý stúpajúci trend.

c) Diferenciačné línie pre Si, Na, K, Ba v rade bazalt — andezit — ryolit majú celkove stúpajúci trend a pozostávajú z dvoch častí, ktoré sú voči sebe posunuté. Na jedných líniach podľa Si, K, Na spočívajú ryolity, andezity a bazaltoidné andezity a na druhých líniách spočívajú bazalty. Podľa Ba na jednej diferenciačnej línii spočívajú ryolity, andezity, bazaltoidné andezity a kyslejšie členy bazaltov, bazickejšie členy bazaltov ležia na druhej diferenciačnej línii.

d) Diferenciačné línie podľa Ti, Mn, Sr celkove v rade ryolit — andezit — bazalt majú stúpajúci trend, ale sa taktiež rozpadávajú na dve časti. Na jedných líniach ležia ryolity, andezity a bazaltoidné andezity a na druhej bazalty..

e) Výrazné sú línie podľa Cr, Ni, Co, V, ktoré majú celkove stúpajúci trend od kyslých k bázickým horninám a diferenciačné línie podľa týchto prvkov pozostávajú z dvoch voči sebe posunutých častí. Na jedných líniach spočívajú ryolity, andezity, bazaltoidné andezity a kyslejšie členy bazaltov. Na druhých líniach zasa bázickejšie členy bazaltov.

4. Bazaltoidné andezity podľa distribúcie Cr, Ni, Co, V sú bližšie k andezitom ako k bazaltom, tj. sú bližšie k produktom subsekventného vulkanizmu ako k produktom finálneho vulkanizmu.

a) Ak vychádzame z predstavy, že sledované horniny sa vytvorili z jednej magmy, potom je nutné uvažovať, že v procese vývoja magmy došlo k niektorým zmenám. Na plynulý trend diferenciačných línií v celej škále bazalt — andezit — ryolit poukazujú iba Fe, Mg, Ca, Li a Zr. Vzťahy ďalších prvkov túto úvahu nepotvrdzujú.

b) Pri vychádzaní zo stanoviska dvoch pôvodných magiem je možné dvojaké vysvetlenie.

Ak berieme do úvahy zvýšený obsah alkálií v bazaltech, potom jednu magmu ako alkalickú by predstavovali bazalty v celej šírke. Pre bazaltoidné andezity, andezity a ryolity treba predpokladať existenciu samostatného alkalicko-vápenatého typu magmy. Podľa zastúpenia Cr, Ni, Co a V do jednej skupiny by bolo možné zahrnúť ryolity, andezity, bazaltoidné andezity a tiež aj kyslejšie členy bazaltov a do druhej skupiny magmy by sme potom museli zahrnúť iba časť bazaltov, tj. ich bázickejšie členy.

5. Zo štúdia vzájomných vzťahov prvkov vyplynulo, že niektoré prvky sú v pozitívnej, iné v negatívnej korelácii v celej šírke sledovaných hornín, kým u niektorých prvkov sa výraznejšie korelačné vzťahy uplatnili iba v časti hornín, alebo sa vôbec neprejavili.

a) Pozitívna korelácia v celej šírke študovaných hornín sa uplatnila u nasledovných dvojíc prvkov Mg-V, Mg-Co, Mg-Cr, Mg-Li, Fe-V, Al-Ga, Co-Cr, Zr-Mg, Zr-Fe, Li-Fe, Ba-K, Rb-K, Sr-K, Ba-Sr.

b) Pozitívna korelácia v celej škále študovaných hornín okrem andezitov z východného Slovenska je u prvkov Sr-Ca.

c) Pozitívna korelácia je v rade ryolit — andezit, kým v bazaltoch nie sú znaky zjavnejšej korelácie u prvkov Si-Na, Si-K,  $Fe^{2+}$ -Cr, Mg-Fe, Zr-Ti.

d) Pozitívna korelácia v rade andezit — bazalt a v ryolitoch bez zjavnejšej korelácie je u prvkov Na-K.

e) Negatívna korelácia v celej škále študovaných hornín je u prvkov Ca-K, Zr-Si, Rb-Al.

f) Negatívna korelácia v rade ryolit — andezit a v bazaltoch bez zjavnejších znakov korelácie je Al-Si, Al-Na-K.

g) Negatívna korelácia v rade andezit — bazalt a v ryolitoch bez jej výraznejších znakov je u prvkov Li-Al, Ba-Ca.

h) Pozitívna korelácia v bazaltoch, kým v andezitoch a ryolitoch sa zjavnejšie neprejavuje u prvkov Si-Na, Mg-Ni,  $Fe^{2+}$ -Co.

i) Negatívna korelácia v bazaltoch, v andezitoch a v ryolitoch bez jej zjavnejších znakov je u prvkov Na-Ca + Mg + Fe + Mn + Ti, Li-Na, Co-Ni.

j) Negatívna korelácia v ryolitoch, v rade andezit — bazalt bez jej výraznejších znakov je u Li-K.

k) Pozitívna korelácia v rade ryolit — andezit zo stredného Slovenska, vo vulkanitoch východného Slovenska a v bazaltoch bez zreteľnejších znakov tejto korelácie je u prvkov Li-Sr.

l) U nasledovných skupín prvkov sa neprejavili zjavnejšie korelačné vzťahy v ich vzájomnej zmene obsahu,  $Fe^{3+}$ -Ga, Al-Ca, Al-Ti + Fe + Mn + Ca, K-Ti + Fe + Mn + Mg + Ca, Ca-Na,  $Fe^{2+}$ -Li,  $Fe^{2+}$ -Ni, Pb-Na, Rb-Na.

6. Pomerné zastúpenie prvkov v rade bazalt — andezit — ryolit nie je rovnaké, ale pomery niektorých prvkov sú temer rovnaké a v pomere niektorých sú značné rozdiely. Pomery prvkov Sr/Ca, Pb/K, Ga/Al, Mg/ $Fe^{2+}$  sa v uvedenej škále hornín v podstate temer nemenia. V rade od bazických ku kyslým horninám sa relatívne intenzívnejšie zvyšuje obsah Rb ako K, Si ako Al, K ako Na, Na + K ako Al, Ba ako K, Al ako Ca, Rb ako Na, Pb ako Na. Od bazických ku kyslým horninám sa relatívne intenzívnejšie znižuje obsah Mg ako Li, V ako  $Fe^{3+}$ , Ni ako Co, Ti ako Zr.

7. Zastúpenie niektorých prvkov v produktoch subsekventného vulkanizmu, t. j. v rade andezit — ryolit v stredoslovenskej a východoslovenskej mladovulkanickej oblasti, je rozdielna. V stredoslovenskej vulkanickej oblasti sú horniny bohatšie na Rb, Ba, V, Pb, K, Sr. Vo východoslovenskej vulkanickej oblasti sú horniny bohatšie na Li, Cr, Al, Ca. U prvkov Si, Mg, Zr, Ni, Co, Ga, Mn, Ti, Na v ich zastúpení v stredoslovenskej a východoslovenskej oblasti nie sú podstatnejšie rozdiely.

8. Vulkanity Slovenska vzhľadom k iným vulkanickým oblastiam v priebehu niektorých diferenciačných línii a obsahu prvkov sú veľmi podobné, v niektorých sú zasa značné rozdiely. V obsahu Mg, Ca, Fe, Rb sú vulkanity iných oblastí s našimi vulkanickými horninami veľmi blízke v celej škále bazalt — andezit — ryolit. V zastúpení Si, Ga,  $Fe^{2+}$  sú naše horniny chudobnejšie. Naše horniny radu andezit — ryolit sú chudobnejšie a

a bazalty bohatšie na Na a Ti ako vulkanity uvádzaných oblastí, okrem bazaltov z Havajských ostrovov, ktoré obsahujú viac Ti ako naše bazalty. Diferenciačné línie z našich hornín pre Li, Zr majú opačný trend ako vulkanity z iných oblastí. V obsahu Al, Ba, Sr, V, Cr, Ni, Co sa naše vulkanity prekrývajú s vulkanitmi iných oblastí. Naše bazalty sú značne bohatšie na Ba, Li, Zr ako bazalty z iných oblastí. Naše bazalty sa od bazaltov z Havajských ostrovov líšia vyšším obsahom Zr, Li, Rb, Ba, Sr, Ga, Na, K a nižším obsahom Cr, Ni, Co, Si, Ti. Vulkanity Slovenska radu andezit — ryolit sú najbližšie horninám z oblasti Lassen Peak, Medicine Lake a britským thoelitickým horninám.

Do tlače odporučil E. Mecháček

## Literatúra

- BÖHMER, M.—MECHÁČEK, E. 1966: Some results of Geochemical Drianige survey neovolcanites of Kremnické hory Mountains. Geol. zborník 17, 2, str. 7—16, Bratislava.
- ČECHOVIČ, V. 1952: Geológia juhoslovenskej uhoľnej panvy. Geologické práce, zošit 44, Bratislava.
- ČECHOVIČ, V. 1959: Geológia trefohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. Geol. práce, zošit 53, str. 5—59, Bratislava.
- ERWARTH, A.—TAYLOR, S. R. and CAPP, A. C. 1968: Trace and Minor Elements Geochemistry of the Rhyolitic Volcanic Rocks Central North Island, New Zealand. Contr. Mineral and Petrol. 18, str. 76—104, Berlin—Heidelberg—New York.
- FEJFAR, O. 1957: Nové paleontologické výskumy na lokalite Hajnačka u Filakova na južnom Slovensku. Časopis pro mineralogii a geologii, 2, str. 72—73, Praha.
- FIALA, F. 1957: Geologické a petrografické pomery širšieho okolí Kremnice. Zborník ÚÚG, 23, str. 233—277, Praha.
- FIALA, F.—PÁCAL, Z. 1959: Několik geochemických poznámek o kyslých diferenciatech neovulkanitů v Kremnických horách. Geol. práce, zošit 54, str. 5—81, Bratislava.
- FIALA, F. 1962: Chemism of the neogene volcanites of the Kremnické hory. Geol. práce, Zprávy 25—26, str. 5—78, Bratislava.
- FLEISCHER, M. 1968: Variation of the Ratio Ni/Co in Igneous Rocks Series. Journ. of the Washington Acad. of Sciences, str. 108—117, Washington.
- FORGÁČ, J. 1965: Stratigrafické postavenie a tektonika neovulkanitov v južnej časti Prešovsko-tokajského pohoria. Geol. práce, Správy 37, str. 27—44, Bratislava.
- FORGÁČ, J. 1966: Petrografia a geochemia premenných hornín v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. Zborník geol. vied, Západné Karpaty 5, str. 103—150, Bratislava.
- FORGÁČ, J.—KAROLUS, K.—KAROLUSOVÁ, E.—KONEČNÝ, V.—KUTHAN, M. 1968: Subsequent and Final Volcanism in the West Carpathians. International geol. congress, proceedings of section 2 — Volcanism and Tectogenesis, Praha.
- FORGÁČ, J.—MECHÁČEK, E.—KOVÁČIK, J. 1969: Zonal distribution in the Ore Field of Banská Štiavnica. Geol. zborník 20, str. 267—286, Bratislava.
- FORGÁČ, J. 1970a: Geochemia ryolitov Slovenska. Zborník geol. vied, Západné Karpaty 12, str. 137—192, Bratislava.
- FORGÁČ, J. 1970b: Trace elements in Basalts of Slovakia. Geol. zborník 21, 2, str. 239 až 260, Bratislava.

- FORGÁČ, J. 1970: Geochemistry of Andesites weathe ring. Geol. zborník 20, 2, str. 287 až 301, Bratislava.
- FORGÁČ, J. 1972: Záverečná správa z vrtu FŽB-1, lokalita Železná Breznica, Manuskript — GÚDŠ, Bratislava.
- KAROLUS, K. 1957: Správa o prehľadnom geologickom výskume neovulkanitov na generálnych listoch Spišská Nová Ves, Rimavská Sobota za rok 1957. Manuskript — GÚDŠ, Bratislava.
- KAROLUS, K. 1960: Správa o prehľadnom geologickom výskume a mapovaní neovulkanitov na generálnych listoch Zvolen, Nitra, Nové Zámky za rok 1959. Manuskript — GÚDŠ, Bratislava.
- KAROLUS, K. 1966: Petrografia a petrochémia slovenských neovulkanitov. Manuskript — GÚDŠ, Bratislava.
- KAROLUS, K. 1970: Chemizmus eruptívnych fáz slovenských neovulkanitov. Zborník geol. vied, Západné Karpaty 12, str. 85—136, Bratislava.
- KAROLUS, K. 1973: Chemical composition of Neovolcanics in the Region of central Slovakia, the west and east Carpathian Arch. Geol. zborník 24, 1, str. 53—74, Bratislava.
- KAROLUSOVÁ, E. 1968: Petrograficko-petrochemické zhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-2 pri obci Antol. Geol. práce, Správy 46, str. 101—107, Bratislava.
- KODĚRA, M. 1964: Správa o mineralogickom a geochemickom výskume štiavnicko-hodrušského rudného obvodu v rokoch 1962—1963. Správy o geol. výskume v r. 1964, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. 1970: Vývoj neogénneho vulkanizmu v širšej oblasti Banskej Štiavnice. Geol. práce, Správy 51, str. 5—46, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. 1973: Geologický výskum a mapovanie na liste Uhliská. Manuskript — GÚDŠ, Bratislava.
- KUPČO, G. 1963: Die Bestimmung der Spurenelemente in den Gesteinen. Acta Geol. et Geogr. Univ. Comenianae 6, Bratislava.
- KUTHAN, M. 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanické štúdie v severnej časti Prešovských hôr. Práce ŠGÚ, zošit 17, str. 87—175, Bratislava.
- KUTHAN, M. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, M-34-XXV, list Žilina, Bratislava.
- KUTHAN, M. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, M-34-XXXI, list Nitra, Bratislava.
- KUTOLIN, A. A. 1971: K voprosu o genezise bazaltov v svjazi s sostavom verchnej mantii. Doklady AN SSSR, Tom 198, 6, str. 1424—1426, Moskva.
- LEXA, J. 1969: Dva typy ryolitov v oblasti Žiaru nad Hronom. Mineralia slovaca, roč. I., č. 3—4, str. 220—226.
- MARCHININ, E. K.—SAPOŽVIKOVA, A. M. 1962: O sodержanii Ni, Co, Cr i Cu v vulkaničeských porodach Kamčatky i Kurilských ostrovov. Geochimija 4, Moskva.
- MARCHININ, E. K.—SAPOŽNIKOVA, A. M. 1962: O sodержanii Zr v vulkaničeských porodach Kamčatky i Kurilských ostrovov. Geochimija 9, Moskva.
- MARCHININ, E. K.—SAPOŽNIKOVA, A. M.—STRATULA, D. S. 1964: O sodержanii Ba v vulkaničeských porodach Kamčatky i Kurilských ostrovov. Geochimija 9, Moskva.
- MIHALIKOVÁ, A. 1958: Sledovanie vývoja základnej hmoty u niektorých neovulkanitov Slovenska. Geol. práce, Zošit 49, str. 56—78, Bratislava.
- MIHALIKOVÁ, A. 1966: Petrografická a petrochemická charakteristika bazaltov juhovýchodného Slovenska. Geol. zborník Západné Karpaty 5, str. 151—190, Bratislava.
- NAIRN, A. E.—KAROLUS, K. 1965: Preliminary Paleomagnetic Study of the Rocks of the Central Slovakian igneous province. Geol. práce, Zprávy 36, str. 149—172, Bratislava.



- NESTERENKO, G. V.—OVILOVA, N. S.—SMIRNOVA, N. P. 1964: Redkie elementy v trapach sibirskej platformy. *Geochimija* 10, Moskva.
- NOCKOLDS, S. R. and ALLEN, R. 1953: The Geochemistry of some Igneous Rock series. *Geochim. et Cosmochim.* 3, str. 105—142, London.
- NOCKOLDS, S. R. and ALLEN, R. 1954: The Geochemistry of some Igneous Rocks series I. *Geochim. et Cosmochim.* 4, str. 245—285, London.
- NOCKOLDS, S. R. and ALLEN, R. 1956: The Geochemistry of some Igneous Rocks series III. *Geochim. et Cosmochim.* 9, str. 34—77, London.
- ONČÁKOVÁ, P. 1960: Petrochémie kyslých neovulkanitov v Zemplínskom ostrove. Zborník ved. prác VŠT, Košice.
- SCHWARTZ, J. 1954: Petrografia a petrochémia čadičov a niektorých andezitov oblasti Hronský Kríž—Pitelová a Bartošová Lehôtka. *Geol. práce*, zošit 38, str. 38, Bratislava.
- SLÁVIK, J. 1959: Geologická charakteristika prvej fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. *Geol. práce*, zošit 53, str. 145—159, Bratislava.
- SLÁVIK, J.—ŠINÁLY, T. 1962: Tektonika handlovského ložiska. *Geol. práce*, zošit 63, str. 209—213, Bratislava.
- ŠALÁT, J. 1957: Petrochémia vulkanitov Prešovsko-tokajského pohoria. *Geol. práce*, zošit 46, str. 328—356, Bratislava.
- ŠALÁT, J. 1963: Vulkanické asociácie Karpát. Zborník ved. prác VŠT, Košice.
- ŠIMOVÁ, M. 1965: Finálny bazaltový vulkanizmus slovenského stredohoria. *Acta Geol. et Geogr. Univ. Com.* 9, str. 9—90, Bratislava.
- TAYLOR, S. R. and WHITE, A. J. R. 1966: Trace elements abundances in Andesites. *Bulletin volcanol.*, Tome 29, str. 177—194, Napoly.
- TAYLOR, S. R.—KAYE, MAUREEN—WHITE, A. J. R.—DUNCAN, A. R.—EWART, A. 1969: Genetis significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of Andesites. *Geochim. et Cosmochim.* 33, str. 275—286, London.
- VALACH, J. 1965: O možnosti existencie ďalších zrudnení v stredoslovenských neovulkanitoch. *Geol. průzkum* 3, Praha.
- VASS, D. 1964: Základný výskum slovenského neogénu v roku 1964. *Správy o geologických výskumoch v roku 1964*, str. 77, Bratislava.
- VINOGRADOV, A. P. 1962: Strednije soderžanija chimičeskich elementov v glavnych tipoch izveržennych gornych porod zemnoj kory. *Geochimija* 7, str. 555—571, Moskva.

Jozef Forgáč — Gejza Kupčo

## Trace Elements in Cenozoic Volcanic Rocks of Slovakia

Summary of the Slovak text

The Cenozoic era in Slovakia has been marked by an extensive volcanism, volcanic activity having been concentrated in the areas of central and eastern Slovakia. Products of this long-lasting volcanic activity represent the whole range of rock-types from basalts to rhyolites, whether we consider their petrography or chemical composition.

This work presents results of our study concerning abundances of elements, their distribution among individual rock-types, and mutual relationships of elements in the whole association of volcanic rocks. Compositional data on rhyolites and basalts have been taken from earlier papers by J. Forgáč (1970a, b); compositional data on andesi-

tes that are the dominant rock-types have not been published yet, so they are included in this paper.

Results of our study may be summarized in the following statements:

1. Abundances of minor and trace elements in volcanic rocks of Slovakia and their distribution among individual rock-types imply that (fig. 2, 4);

- a) elements Ba, Pb, and Rb tend to accumulate in acid differentiates (rhyolites);
- b) Pb and Rb abundances increase gradually from basalts through andesites to rhyolites;
- c) Ba abundances increase gradually from andesites to rhyolites, being higher in the group of basalts;
- d) elements Sr, Li, Ga, V, Zr, Cr, Ni, and Co tend to accumulate in basic and intermediate rocks.

2. A comparison with clarke values (A. P. Vinogradov 1962) shows the following differences:

- a) Li and Pb abundances are higher than clarke values in the whole range from basalts to rhyolites;
- b) Ga and Ni abundances are lower than clarke values in the whole range from basalts to rhyolites;
- c) Ba, Zr, and Cr abundances are lower than clarke values in the range from andesites to rhyolites and higher than clarke values in basalts;
- d) Co abundances are about equal to clarke values in the whole range from basalts to rhyolites;
- e) Rb abundances are higher than clarke values in basalts and rhyolites and lower than clarke values in andesites;
- f) V abundances are higher than clarke values in basalts and andesites and lower than clarke values in rhyolites;
- g) Cr abundances are higher than clarke values in andesites and lower than clarke values in basalts and rhyolites.

3. According to differentiation index ( $1/3 \text{ Si} + \text{K} - \text{Ca} - \text{Mg}$ ) the studied rocks cover the range from DI = 6.8 to DI = 15.4. Relationships between abundances of individual elements and differentiation index indicate a magma evolution that follows more or less linear trends (fig. 3—5):

- a) Rb and Pb abundances gradually increase with increasing DI in the whole range from basalts to rhyolites;
- b) Ca, Mg, Fe, Li, and Zr abundances gradually decrease with increasing DI in the whole range from basalts to rhyolites;
- c) Si, Na, K, and Ba abundances increase with increasing DI, but the trend is not uniform. Si, Na, and K show one trend for the range from basaltic andesites to rhyolites and another one for basalts. Ba shows one trend for rhyolites, andesites, basaltic andesites, and acid basalts, while it shows another trend for the rest of basalts;
- d) Ti, Mn, and Sr abundances decrease with increasing DI, however they too show two trends: one for basalts, another for the range from basaltic andesites to rhyolites;
- e) Cr, Ni, Co, and V abundances decrease with increasing DI. They also show two trends, one for rhyolites, andesites, basaltic andesites, and acid basalts, another for the rest of basalts.

4. According to the distribution of Cr, Co, Ni, and V, basaltic andesites are closer to andesites than basalts, i.e. they are rather the last products of subsequent volcanism than initial products of final volcanism (fig. 3—6).

If we assume one parental magma for the whole range of rocks from basalts to rhyolites, changes in its evolution are necessary to explain displacements of differentiation trends for individual elements. Only Fe, Mg, Ca, Li, and Zr show a uniform trend throughout the range of rocks studied.

The assumption of two parental magmas allows two explanations:

a) higher abundances of alkalis in basalts imply one alkaline magma for basalts and another calc-alkaline magma for basaltic andesites, andesites, and rhyolites;

b) distribution of Ni, Co, Cr, and V implies one magma for rhyolites, andesites, basaltic andesites, and acid basalts, and another magma for the rest of basalts.

5. From the study of mutual relationships between individual elements it follows, that some elements show a positive or negative correlation within the whole range of rocks studied while other elements show no correlation or partial correlation only within a limited range of rock-types:

a) the following couples of elements show a positive correlation in the whole range of rocks studied: Mg—V, Mg—Co, Mg—Cr, Mg—Li, Fe—V, Al—Ga, Co—Cr, Zr—Mg, Zr—Fe, Li—Fe, Ba—K, Rb—K, Sr—K, and Ba—Sr (fig. 8, 9, 10, 13, 14, 15, 17, 18);

b) Sr and Ga show a positive correlation in the whole range of rocks studied except the group of andesites from eastern Slovakia (fig. 12);

c) the couples Si—Na+K, Si—K, Fe<sup>2+</sup>—Cr, Mg—Fe, and Zr—Ti show a positive correlation only in the range from andesites to rhyolites. In basalts they show no significant correlation (fig. 7, 16, 20, 25);

d) Na and K show a positive correlation in the range from basalts to andesites. They show no correlation in rhyolites (fig. 21);

e) the following couples of elements show a negative correlation in the whole range of rocks studied: Ca—K, Zr—Si, and Rb—Al (fig. 13, 16, 22);

f) the couples Al—Si and Al—Na+K show a negative correlation in the range from andesites to rhyolites, but show no correlation in basalts (fig. 17, 24);

g) the couples Li—Al and Ba—Ca show a negative correlation in the range from basalts to andesites, but show no correlation in rhyolites (fig. 8, 11, 14);

h) the couples Si—Na, Mg—Ni, and Fe<sup>2+</sup>—Co show a positive correlation in basalts, while in the range from andesites to rhyolites they show no significant correlation (fig. 9, 20, 25);

i) the couples Na—Ca+Mg+Fe+Mn+Ti, Li—Na, and Co—Ni show a negative correlation in basalts while in the range from andesites to rhyolites they show no significant correlation (fig. 11, 23);

j) Li and K show a negative correlation in rhyolites, but no correlation in the range from basalts to andesites (fig. 11);

k) Li and Sr show a positive correlation in andesites and rhyolites from central Slovakia. In basalts and eastern Slovakia rocks they show no correlation (fig. 10);

l) the following couples of elements show no significant correlation: Fe<sup>3+</sup>—Ga, Al—Ca, Al—Ca+Mg+Fe+Mn+Ti, K—Ca+Mg+Fe+Mn+Ti, Ca—Na, Fe<sup>2+</sup>—Ni, Pb—Na, and Rb—Na (fig. 13, 17, 18, 19, 20, 22, 23, 24).

6. Element ratios are constant for some couples of elements, but are strongly variable for other ones. More or less constant are ratios Sr/Ca, Pb/K, Ga/Al, and Mg/Fe<sup>2+</sup>. The following ratios increase from basalts to rhyolites: Rb/K, Si/Al, K/Na, Na+K/Al, Ba/K, Al/Ca, Rb/Na, and Pb/Na. The following ratios decrease from basalts to rhyolites: Mg/Li, V/Fe<sup>3+</sup>, Ni/Co, and Ti/Zr (tab. 8, fig. 29, 30).

7. There are differences in abundances of some elements between the andesite — rhyolite associations of central and eastern Slovakia. Volcanic rocks of central Slovakia are richer in Rb, Ba, V, Pb, K, and Sr and poorer in Li, Cr, Al, and Ca relative to

volcanic rocks of eastern Slovakia. Abundances of elements Si, Mg, Zr, Ni, Co, Ga, Mn, Ti, and Na are about equal in volcanic rocks of both regions (tab. 7, 8, fig. 26—28).

8. Differentiation trends of Cenozoic volcanic rocks of Slovakia are for some elements comparable with other volcanic associations, for other elements there are significant differences (fig. 31, 32).

Abundances of Mg, Ca, Fe, Rb, Al, Ba, Sr, V, Cr, Ni, and Co are similar to other volcanic association in the whole range from basalts to rhyolites. Abundances of Si, Ga, and  $Fe^{2+}$  are lower. Abundances of Ti and Na are lower in andesites and rhyolites and higher in basalts than in other volcanic associations, except Hawaiian volcanic rocks that are richer in Ti than basalts of Slovakia. Differentiation trends for Ti and Zr in volcanic rocks of Slovakia are opposite to trends known from other volcanic associations. Basalts of Slovakia are richer in Zr, Li, Ba, Rb, Sr, Ga, Na, and K and poorer in Cr, Co, Ni, Si, and Ti relative to basalts of Hawaiian islands. The andesite — rhyolite association of Slovakia in its compositional characteristics approaches volcanic associations of Lassen Peak, Medicine Lake, and British Columbia province.

Translated by J. Lexa

## ZÁPADNÉ KARPATY

### SÉRIA

*mineralógia*  
*petrografia*  
*geochémia*  
*ložiská 1*

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo Vede, vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1974.

Vedecká redaktorka: RNDr. Magda Marková, CSc.

Vytlačili Tiskařské závody Rudé právo, Brno, písmom public garmond a petit roku 1974.  
Náklad 750 kusov, povolené SÚKK 1197/I — 1973. Rozsah AH 17,88, VH 18,05.  
Cena brož. výtł. Kčs 28,—.

