

GEOLOGICKÉ PRÁCE

220

^R
B

14

SPRÁVY 49

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1969

REDAKČNÁ RADA

Dr. Edita Brestenská, dr. Augustín Began, dr. Oto Fusán, dr. Jozef Gubač,
Ing. Eugen Kullman, dr. Ondrej Samuel (predseda redakčnej rady), Ing. Ján Slávik,
dr. Laurenc Snopko

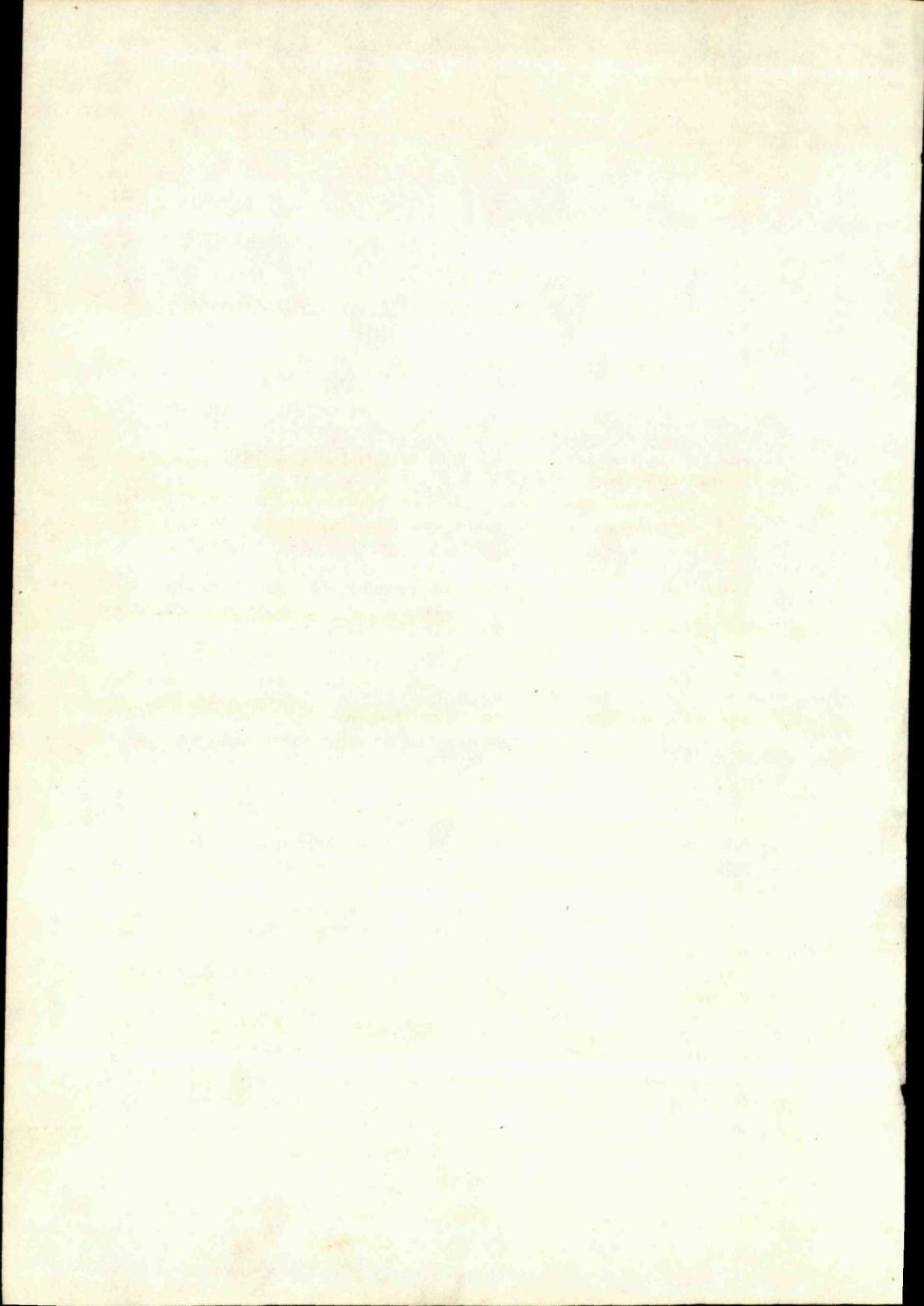
VEDECKÝ REDAKTOR

Dr. Ondrej Samuel, CSc.



OBSAH — CONTENTS — INHALT

1. Hovorka D.: Metasomatické premeny amfibolitov Malej Fatry — Metasomatic transformation of amphibolites of the Mala Fatra Mts. (Pl. I—VIII) . . .	5
2. Ďurkovič T.: Mineralogický a geochemický výskum flovcov dukelskej jednotky — Mineralogical and geochemical investigation of Dukla unit claystones	63
3. Vrána S. — Vozár J.: Minerálna asociácia pumpelyit-prehmit-kremennej fácie z Nízkyh Tatier — Über die Mineralgemeinschaft der Pumpellyit-Prehmit-Quarzfazies in der Niederen Tatra (Taf. IX)	91
4. Regásek F.: Chemizmus a fyzikálne vlastnosti chalkopyritu z oblasti Sloviniek — Über den chemismus und physikalische Eigenschaften der Chalkopyrite von Slovinky	101
5. Hanáček J.: K problému geochemie vápencov triasu Malých Karpát — Zur Geochemie der Triaskalke in den Kleinen Karpaten	123
6. Vozár J.: O výskyte vulkanoklastického materiálu v strednom triase severogemeridného mezozoika — Vulkanoklastisches Material in der Mitteltrias des nordgemeriden Mesozoikums (Taf. X)	141
7. Lexa J.: Stupeň štruktúrnej usporiadanosti a zonálnosť plagioklasov štiavnického granodioritu — Structural state and zoning of plagioclases from the Štiavnica granodiorite and their petrographical interpretation (XI—XIV)	149
8. Kúšik R.: Jazovit z oxidačnej zóny kremnických rudných žíl	159
9. Zorkovský B. — Radzov V.: Prehmit z lokality Paseka sev. od obce Šáľková	167
10. Karolus K. — Karolusová E.: Prvý nález alunitu v Štiavnickom pohorí — First finding of the alunite in the Štiavnické pohorie Mts.	173
11. Priečhodská Z.: K chemickému zloženiu sedimentárnych Mn-rúd z oblasti Levočského pohoria a Spišskej kotliny — Über den Chemismus der sedimentären Manganerze in der Ostslowakei	181
12. Minaříková D.: Petrografie kvartérnych sedimentů v údolí Dunaje — Petrography of the Quaternary deposits of the Danube r. between Komárno and Štúrovo	193
13. Dobra E.: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie fluvialných náplav rieky Tisy na území ČSSR — Petrography of the fluvial deposits of the Tisa r.	215



DUŠAN HOVORKA

METASOMATICKÉ PREMENY AMFIBOLITOV MALEJ FATRY

Abstrakt. Na metabazitoch Malej Fatry, vystupujúcich v silne migmatitizovaných až anatekticky pretavených sériách, pozorovať metasomatické premeny — biotitizáciu, migmatitizáciu, zrulovanie a rekryštalizáciu. Produktom týchto premien sú biotitické amfibolity, rôzne typy migmatitických amfibolitov, amfibolické a amfibol-biotitické ruly i hrubozrnné horniny s vysokým obsahom amfibolov.

Premeny, ktoré viedli k vzniku týchto hornín mali výrazne allochemický a komplementárny charakter. Dochádzalo v nich k migrácii prvkov — k prínosu K, Na, Si, Zr, Sr, Ba a k odnosu Ca, Mg, Fe, Ti, Ga, V, Ni, Co, Cu, Sc. Postavenie Cr z daného analytického materiálu nie je jednoznačne interpretovateľné.

V práci sa podáva prehľad zmien minerálneho zloženia a časového sledu uplatnenia sa metasomatických procesov v amfibolitoch. Migrácia petrogénnych a stopových prvkov sa študovala z 18 silikátových a 18 kvantitatívnych spektrálnych analýz.

0.1 Úvod

Metabazity patria medzi sporadické, zato ale typické horninové typy západokarpatského kryštalinika. Sú známe z väčšiny jadrových pohorí, zo Slovenského rudohoria i z gemeridného staršieho paleozoika. Ojedinele sa vyskytujú aj v karbóne (Považský Inovec, Spišsko-gemerské rudohorie). Ich petrografická, petrochemická a geochemická preskúmanosť je v jednotlivých geologických útvaroch dosť rozdielna.

Metabazity Malých Karpát sú typickým členom pezinsko-perneckej série (J. Kamenický in Mahel et alii, 1967) i harmónskej série (Cambel, 1954). Cambel (1952, 1954, 1958), Cambel et alii (1962) a Cambel—Kupčo (1965) medzi metabazitmi vyčlenili niekoľko štruktúrno-textúrnych typov, pričom poukázali, že metabazity harmónskej série si ešte často zachovali znaky pôvodných efuzív (prítomné primárne pyroxény, pórovité textúry

a i.). Geneticky zaujímavú skupinu predstavujú amfibolické diority a amfibolovce, ktoré sú prítomné v podobe nepravidelných polôh v bratislavskom granodioritovom masíve. Podľa Zoubka (1936) ide o magmatické diferenciáty granodioritu. Naproti tomu Cambel—Valach (1956) ich považovali za produkty asimilácie a pretavenia amfibolitov granitickou taveninou. Amfibolické horniny Malých Karpát, najmä zásluhou práce Cambela—Kupčú (1965), predstavujú najkompletnejšie petrochemicky a geochemicky spracovaný komplex hornín západokarpatského kryštalinika.

Amfibolity pásma migmatitov Považského Inovca (J. Kamenický in Mahel et alii, 1967) majú prevažne stromatitický charakter. V karbóne boli zistené drobné telesá albit-epidotických amfibolitov (J. Kamenický, l. c.). Charakter amfibolických hornín Tribča varíruje medzi gabrodioritovými amfibolitmi až aktinoliticko-chloritickými bridlicami (Krist, 1959). Uvedený autor (l. c.) popísal prenikanie žulových pegmatitov cez amfibolity, s čím súvisí vznik metasomatického biotitu na úkor amfibolu.

V kryštalinických komplexoch pohorí Žiar, Suchý a Malá Magura amfibolity patria medzi sporadické horninové typy. Ich stručný popis, okrem zmienok u starších autorov, podali Klinec (1958a, 1958b) a Ivanov (1957).

Amfibolity Malej Fatry podľa Ivanova—L. Kamenického (1957) sú ortopôvodu. Vyznačujú sa variabilným minerálnym zložením a variabilitou textúrnych a štruktúrnych znakov. Pre amfibolity z Malej doliny záp. od Martina podľa uvedených autorov sú typické zjavy migmatitizácie, prejavujúce sa postupným obohatením horniny o metasomatický biotit a imbibičné živce. Extrémne premenené horninové typy nadobudli charakter biotitických rúl, resp. okatých masívnych tmavošedých hornín.

V kryštaliniku Západných Tatier najnovšie Gorek (1959) popísal niekoľko typov amfibolitov. Považoval ich za produkt premeny báziických intruzív a efuzív. Naproti tomu Koutek (1935) pre amfibolity zo Žiarskej doliny predpokladal sedimentárny pôvod. Podobne aj poľskí autori (Gawel, 1959; Michalik—Kotanski, 1959; Burchart, 1960) za pôvodné horniny amfibolitov severnej strany Západných Tatier považovali sedimentárne horniny. Gorek (l. c.) zo Západných Tatier popísal aj amfibolity-migmatity, ktoré vznikli nastrieknutím aplitickej taveniny do amfibolitov v období ich regionálnej premeny. Uvedený autor podal aj prehľad petrochémie amfibolitov s uzáverom, že sú produktom jedného, pravdepodobne variskeho ofiolitového vulkanizmu.

V Ľumbierskom pásme Nízkych Tatier amfibolity tvoria len sporadické vložky v biotitických pararulách jarabskej série (J. Kamenický in Mahel et alii, 1967), resp. v sinkinematických migmatitoch. Doteraz neboli podrobnejšie študované.

Vo veporskom kryštaliniku, a to najmä v Ľubietovskom, krakovskom a kohútskom pásme, sa vyskytujú vložky amfibolitov. Zmienky o nich nájdeme v prácach niekoľkých autorov (Zoubek, 1936; Kužvart, 1956; Ivanov, 1962; Kubíny, 1959; Losert, 1963; Harman, 1963; Hovorka in Kutšan et alii, 1963; Lázníčka, 1964 a i.). Z nich len práca Harmana (l. c.) je venovaná špeciálne problematike amfibolitov (autor, žiaľ, výsledky svojej práce nepublikoval). Petrogenetickým problémom metaultrabazitov krakovského pásma, ktoré predstavujú ultrabázické deriváty bázických magmatitov, je venovaná štúdiá Hovorku (1967).

O povahe amfibolitov z Braniska a z masívu Slubice a Čiernej hory je len málo konkrétnych údajov (Rösing, 1947). L. Kamenický (1956, nepubl.) popísal z Braniska jedno väčšie teleso amfibolitov intruzívnej povahy, ktoré je slabo migmatitizované. Podľa J. Kamenického (in Mahel et alii, 1967) amfibolity Slubice a Čiernej hory sú postihnuté slabou migmatitizáciou, ktorá sa prejavuje prenikaním ložných žiliek granitického zloženia do amfibolitovej osnovy.

V gelrickej i rakoveckej sérii Spišsko-gemerského rudohoria na niekoľkých miestach sú známe intruzívne telesá charakteru gabier, gabrodioritov až dioritov, ktoré miestami majú plošne paralelné textúry (= amfibolity). Ich petrografiou a najmä genézou sa v minulosti zaoberalo niekoľko autorov. Názory na ich vznik sú nejednotné. Z nich uvádzam názor L. Kamenického — M. Markovej (1957), podľa ktorých usmernené textúry gabier predstavujú pôvodnú paralelnú textúru. Podľa Ilavského (1957) dobšinské diority predstavujú asimiláciou transformovaný granitický materiál, ktorý prenikol do rakoveckej série. Rozložník (1965) predpokladá, že bázické horniny rakoveckej série nepredstavujú intruzívne horniny, ale ide o produkty polymetamorfózy — granitizácie, resp. tonalitizácie. Charakteristickým znakom rakoveckej série sú mohutné telesá diabázov, ich tufov a tufitov. Časť z nich je v rôznej miere epizonálne premenená, pričom však ich pôvodný diabázový charakter je ešte zrejmy.

Z uvedeného stručného prehľadu vyplýva, že v západokarpatskej literatúre, okrem práce Cambela — Kupču (1965), Rozložníka (1965) a čiastočne aj Goreka (1959), chýbajú podrobné petrografické, petrochemické a geochemické, no najmä genetické štúdiá, dotýkajúce sa problematiky metabazitov.

Predložená práca zhrňuje výsledky štúdiá metasomatických procesov, ktoré boli pozorované na amfibolitoch Malej Fatry. V ďalšej etape bude zhodnotený uplatnenie sa uvedených fenoménov na metabazitoch veporidných pásiem, Braniska a Čiernej hory, a uskutoční sa štúdium amfibolov, akcesorických minerálov a niektorých ďalších špeciálnych otázok. Pri laboratórnom výskume v tejto etape zameral som sa najmä na sledovanie chemizmu v uve-

dených metasomatických procesoch, pričom som študoval obsahy petrogénnych i stopových prvkov. Z uvedeného dôvodu boli analyzované najmä horniny z profilov, na ktorých už v teréne možno sledovať postupnosť metasomatických premien.

Meranie γ/c u amfibolov a určovanie bazicity plagioklasov v prvej etape výskumu sa robilo na rovinnom stolíku mikroskopu. Obsah stopových prvkov v horninách určoval spektrochemik T. Slezák v Geologickom ústave SAV (metódou uvedenou in Cambel—Kupčo 1965). Chemické analýzy hornín vyhotovili v chemickom laboratóriu Geologického ústavu UK O. Karellová, H. Komorová a E. Šüvegová.

0.2 Nomenklatorické poznámky

Nakoľko v domácej i svetovej literatúre je veľká nejednotnosť v používaní nasledovných termínov: amfibolit, hornblendit, metabazit, amfibolická rula, amfibolická bridlica, epidiorit, metadiabáz a i., v ďalšom podám prehľad náplne jednotlivých bežných termínov podľa rôznych autorov s tým, že uvediem i náplň označení hornín, ktoré použijem v tejto a nasledovných prácach.

Amfibolit ako zrnitý alebo bridličnatý agregát tmavozelenej farby, zložený z obecného amfibolu alebo svetlozeleného aktinilitu definoval Brogniart (1927, in Levinson—Lessing, 1963). Naproti tomu bridličnaté amfibol-plagioklasové horniny Grubenmann (1910) označil ako *plagioklasové amfibolity*. Túto definíciu prijal aj Harker (1956), podľa ktorého prechod plagioklasových amfibolitov do amfibol-plagioklasových rúl je podmienený nie zmenou zloženia, ale zväčšením veľkosti zrna a nevýraznou, prípadne chýbajúcou bridličnatosťou. Podľa Cannona (1963) amfibolit s. l. je hornina zložená z viacej ako 50 % amfibolu z celkového množstva minerálov. Ako amfibolity s. s. označil tie, ktoré obsahujú rovnaké množstvo plagioklasu a kremeňa. Pritom ich vzájomný pomer by nemal prekročiť 10 %. V prípade, že zo svetlých minerálov v hornine prevláda plagioklas, označil ju ako *plagioklasový amfibolit*. Pri prevahe kremeňa nad plagioklasom horninu označil ako *kremitý amfibolit*. Podľa uvedeného návrhu prítomnosť ďalšieho minerálu sa vyjadruje adjektívom, napr. *biotitický amfibolit* (v hornine dominuje amfibol pri rovnakom zastúpení kremeňa a plagioklasu a súčasnej prítomnosti biotitu). Mathes—Krämer (1955) amfibolické horniny Spessartu rozdelili na základe kremeňa. Podľa ich klasifikácie amfibolity môžu obsahovať do 20 % kremeňa, horniny s vyšším obsahom označili už ako amfibolické ruly.

Pri popise študovaných hornín pridrižiam sa v podstate definície amfibolitu, ako je podaná v učebnici Hejtmana (1962, s. 364) s tým, že označenie amfibolit s. s. používam len pre bridličnaté typy, zatiaľ čo masívne typy označujem ako masívne amfibolity. Na rozdiel od Hejtmana (l. c.), ktorý typy s ubúdaním plagioklasu označuje ako amfibolické bridlice, v ďalšom takéto horniny budem označovať ako bridličnaté amfibolovec (obsahujú menej ako 10 % plagioklasu). Pri používaní označení *amfibolická rula* a *aktinilitický amfibolit* pridrižiam sa definície posledne uvedeného autora.

V ďalšom budem používať nasledovné označenia hornín s náplňou:

zloženie textúra	obecný amfibol	obecný amfibol plagioklas	obecný amfibol plagioklas kremeň
masívna	amfibolovec	masívny amfibolit	názvy ako u plutonitov
bridličnatá	bridličnatý amfibolovec	amfibolit	amfibolická rula

Ako kritické množstvo používam 10 % kremeňa a 10 % plagioklasov. Prítomnosť ďalšieho minerálu v množstve nad 10 % označujem v ďalšom adjektívom.

Označenie „amfibolovec“ používam pre horniny zložené z obecného amfibolu bez ohľadu na ich genézu. Názory na genézu tej istej horniny sa u rôznych autorov často nezhodujú, takže považujem za vhodnejšie vychádzať z daného minerálneho zloženia horniny. Pritom pre amfibolovce nepredpokladám nutný vyšší obsah amfibolu ako 80 %. Zvyšok tvoria rudné minerály, plagioklasy, kremeň, chlorit a i. V prípade, že hornina obsahuje viac ako 10 % plagioklasu, táto prechádza do masívneho amfibolitu. Podobné princípy používam aj pre označenie hornín radu bridličnatý amfibolovec — amfibolit. Označenie metabazit používam ako neutrálny nadradený pojem pre všetky uvedené typy hornín.

Pri voľbe názvov rôznych typov metasomaticky modifikovaných amfibolitov pridržiam sa ich minerálneho zloženia, textúrnych a štruktúrnych znakov.

1 Petrografia

V tejto kapitole uvádzam stručný popis základných typov metabazitov Malej Fatry v poradí ich postupujúcej metasomatickej, resp. rekryštalizačnej premeny. Popis podľa oblastí má tú nevýhodu, že autor sa nevyhne čiastočne duplicitne. Takýto postup je však nutný, aby sa dali vyhodnotiť minerálne, chemické a geochemické, textúrne a štruktúrne zmeny metabazitov v jednotlivých oblastiach, a aby takto porovnaním priebehu podobných procesov na rôznych miestach mohli sa urobiť patričné zovšeobecnenia. V prvej etape výskumu som sa zameril najmä na terénne štúdium, petrochemické a geochemické štúdium daných procesov. Štúdium zmien optických vlastností horninotvorných minerálov, asociácií akcesorických minerálov a niektoré ďalšie otázky sú v štádiu riešenia. Pri terénnom štúdiu a s ním súvisiacom zbere vzorkového materiálu zameril som sa na amfibolity, v ktorých sa uplatnili zjavy feldšpatitizácie, biotitizácie až „plutonizácie“ v širšom zmysle. Preto predložená práca nemôže byť chápaná ako popis všetkých existujúcich typov metabazitov Malej Fatry.

Metabazity v Malej Fatre vystupujú v biotitických pararulách, v rôznych typoch migmatitov i v hybridných granitoidoch južnej časti pohoria, v masíve Veľkej Lúky. Tvoria prevažne ložné telesá rôznej mocnosti, prípadne kryhy decimetrových až niekoľkometrových rozmerov v granitoidoch. Vyznačujú

sa veľkou variabilitou textúrnych a štruktúrnych znakov i variabilitou minerálneho zloženia. Základnú charakteristiku amfibolitov Malej Fatry podali Ivanov—L. Kamenický (1957).

1.1 Oblast doliny Mlynského potoka pri Martine

V záreze potoka v uvedenej doline, na svahoch doliny a v opustenom lome asi 1 km od jej vyústenia bola zistená pestrá škála amfibolických hornín. Okolnými horninami sú okaté pararuly až migmatity. Amfibolity v nich tvoria niekoľko telies paralelných s bridličnatosťou celého komplexu, t. j. v smere SSV—JJZ. Ich sklon je strmý (60—90°) k JV.

1.1.1. Jemnozrnné amfibolity sú základným typom amfibolitov danej oblasti. Podľa textúry ich možno rozdeliť na masívne a bridličnaté typy. Medzi nimi pozorovať pozvolné prechody. Majú tmavozelenú až šedozelenú farbu. Štruktúry jemnozrnných amfibolitov sú prevažne granonemato-blastické, miestami nevýrazne porfyroblastické.

Jemnozrnné amfibolity sú zložené v podstate z amfibolu a plagioklasu. Amfibol je hnedozelený až tabakovohnedý (γ') so zhášaním $\gamma'/c = 24-30^\circ$. Len lokálne je zatláčaný biotitom. Jeho množstvo v horninách je okolo 60 % (tab. 1/1).

Druhým podstatným minerálom je plagioklas; je prevažne číry, bez zrastov. Ojedinele boli pozorované aj jednoduché albitové zrasty. Jeho bázcita kolíše medzi 44—52 % An. Je len nepatrne premenený; je plnený drobnými stĺpčekmi klinozoizitu.

Vo vedľajšom až akcesorickom množstve je spravidla prítomný biotit vo forme červenohnedých (γ'), často priečne orientovaných lupeňov. Pri jeho zvýšenom obsahu

Modus — 1.1

tab. 1/1

typ: číslo: chem. anal.: spektr. anal.:	1.1.1 1	1.1.1 2	1.1.2 3	1.1.2 4	1.1.2 69d
	+	+	+	+	—
	+	+	+	+	—
amfibol	59,2	55,7	17,6	25,1	28,4
plagioklas	34,0	30,7	46,9	51,0	59,1
biotit	4,4	8,6	20,9	11,2	7,8
kremeň	1,3	1,1	12,8	9,8	3,6
granát	—	3,5	—	—	—
titanit, apatit	0,5	0,1	1,2	1,4	0,4
zirkón					
rudné minerály	0,2	0,3	0,3	0,5	0,5
epidot	0,4	—	0,1	0,2	0,2
K — živce	—	—	0,2	0,8	—
počet bodov:	3 347	4 431	7 230	6 856	5 168

horniny prechádzajú do biotitických amfibolitov. Drobné zrná kremeňa dosahujú 3 %. V akcesorickom množstve boli zistené aj: apatit, rutil, granát, zirkón, titanit, klinozoizit, rudné minerály (prevažne ilmenit).

Chemizmus tohoto typu reprezentujú analýzy 1 (bridličnatý typ) a 2 (masívny typ).

Vychádzajúc z prítomnosti apatitu, zirkónu, biotitu a kremeňa a miestami masívnych textúr jemnozrnných amfibolitov, možno predpokladať, že posledne uvedený textúrny typ amfibolitu bol ovplyvnený metasomatickými a rekryštalizačnými premenami.

1.1.2 Migmatitické amfibolity. Oblasť doliny Mlynského potoka pri Martine je jednou z klasických oblastí výskytu migmatitických amfibolitov v Západných Karpatoch. Charakteristickým zjavom týchto hornín je, že meta-tekta je sústredený do viacmenej paralelných prúžkov. V zmysle Mehnertovej klasifikácie (1962) migmatitické amfibolity majú stromatitickú, stromatiticko-flebitickú a v menšej miere aj šlírovú textúru. Pre stromatitické amfibolity Ivanov — L. Kamenický (1957) použili označenie *páskované amfibolity*. Nakoľko uvedený termín sa používa pre metamorfity, u ktorých nie je známy pôvod páskovanej textúry, prípadne sa ním označujú metamorfované horniny, v ktorých páskovaná textúra vznikla v procesoch metamorfnej diferenciacie v zmysle Stillwela (1918), v ďalšom sa uvedeného označenia nepridržiavam.

Spoločným znakom migmatitických amfibolitov je rekryštalizácia amfibolov za súčasného zväčšenia veľkosti ich zrna v prípade, že sa tieto nachádzajú v blízkosti hrubších (viacej ako 2—3 mm) polôh metatektu. Rekryštalizácia je dôsledok preniku metatektu do horniny (amfibolitu). Podstatnú úlohu pritom zohrali aj chemické reakcie medzi paleosomom a neosomom. Rekryštalizácia sa prejavila vznikom polôh stredne až hrubokryštalického (do 4 cm), prevažne amfibolového agregátu, ktorý spravidla vystupuje na styku medzi polohami paleosomu a neosomu. Mocnosť uvedenej „zóny rekryštalizácie“ je priamoúmerná množstvu neosomu v danej časti horniny. Pre celú oblasť sú charakteristické ojedinelé aplit-pegmatitové žilky, ktoré prenikli do už migmatitizovaných amfibolitov. Ide prevažne o biotitické aplit-pegmatity, geneticky predstavujúce doznievanie procesov migmatitizácie kryštalických bridlic vých. svahu masívu Veľkej Lúky. Žilky majú ložný i pravý charakter.

Z rozličných textúrnych typov migmatitov najintenzívnejšie sú premenené nebulitické typy. Došlo v nich k prenikaniu metatektu celou horninou, pričom hlavnými komunikujúcimi plochami boli plochy bridličnatosti (privileged paths). Charakter migmatitických amfibolitov je vo výbrusoch veľmi pestrý a nehomogénny. Pestrosť sa prejavuje v zastúpení a habite jednotlivých minerálov. K poznaniu charakteru toho-ktorého typu migmatitických amfibolitov je spravidla potrebné preštudovať niekoľko výbrusov z rôznych častí (polôh) horniny.

Najhojnejším minerálom migmatitických amfibolitov sú plagioklasy. Ich množstvo a habitus v rôznych typoch má určité špecifické znaky. Tvoria najčastejšie hypidiomorfné, prevažne albiticky zrastené zhluky zfn. Plagioklasy tohoto typu obsahujú 10–12 % An zložky. V ďalšom ich označujem ako plagioklasy II. V šošovkovitých zhlukoch metatektu nadobúdajú porfyroblastický charakter. Majú prevažne metasomaticko-korozívne obmedzenie. Zatláčajú tmavé minerály (amfibol, biotit). Miestami, a to najmä v typoch s nízkym obsahom minerálov metatektu, sú prítomné drobné (0, x mm), prevažne intenzívne plnené, resp. silne sericitizované plagioklasy. Identifikácia plagioklasov tohto typu je prevažne nemožná; miestami boli určené ako bázické andezíny (46–54 % An). Ide o zbytky predmetasomatickej asociácie metabazitov. Označujem ich ako plagioklas I.

V ložných i pravých žilkách aplit-pegmatitov plagioklas II predstavuje najhojnejšie zastúpený minerál. Ide teda i desilicifikované, prípadne sčasti desilicifikované aplit-pegmatity.

Amfibol je prítomný v podobe drobných, prevažne paralelne orientovaných stĺpčiek, zhlukov stĺpčiek i porfyroblastov. Posledný typ vystupuje ako ojedinelé porfyroblasty, prípadne v podobe lemu okolo hrubších (rádove niekoľko mm) polôh metatektu. Amfiboly sú spravidla intenzívne metasomaticky korodované plagioklasom II, prípadne kremeňom. Obidva miestami v ňom tvoria hojné uzavreniny oválneho, v prípade kremeňa aj červikovitého tvaru. Tieto sú lokalizované najmä na štiepných trhlinách amfibolov. Pre migmatitické amfibolity je charakteristická optická nejednotnosť amfibolov. Amfiboly rôznej veľkosti sa od seba farebne nelíšia. Majú sýtotrávovozelenú farbu.

V migmatitických amfibolitoch pozorovať dva odlišné typy amfibolov: (a) *špinavo-zelený*, miestami hnedý (γ'), prevažne intenzívne metasomaticky korodovaný, prítomný často len vo forme zbytkov. Zhášanie $\gamma'/c = 24-32^\circ$. V ďalšom ho označujem amfibol I. (b) *Svetlozelený* (γ'), prevažne všesmerne orientovaný krátko i dlhostĺpčekovitý amfibol so zhášaním $\gamma'/c = 14-18^\circ$. Je výrazne mladší ako amfibol I. Miestami okolo neho dorastá. V hrubších polohách neosomu (nad 3 mm), prípadne v polohách aplit-pegmatitického materiálu, vytvára ojedinelé krátke stĺpčeky bez prednostnej orientácie. Označujem ho ako amfibol II.

Amfibol I predstavuje pravdepodobne zbytok pôvodnej minerálnej asociácie metabazitu (paralelná orientácia stĺpčiek, častý spoločný výskyt so zakaleným a sekundárne premeneným plagioklasom a i.). Ide o amfibol zo skupiny obecného amfibolu. Amfibol II predstavuje produkt metasomaticko-rekryštalizačných premien spojených s prínosom neosomu. Má charakter amfibolu aktinolitovej skupiny. Amfiboly sú často biotitizované, miestami aj chloritizované. Biotitizácia bola zistená najmä u obecných amfibolov. Nesústreďuje sa len na štiepne trhliny amfibolov, ale vznik biotitu pozorovať prevažne na celom amfibole. Ide o difúzne-metasomatický typ biotitu. V tomto prípade tvorí spravidla veľmi drobné lupene (0, x mm).

Kremeň tvorí alotriomorfné zrnité drobnozrnité zhluky, ktoré vystupujú najčastejšie s plagioklasmi. Hojný je v podobe uzavrenín v plagioklasoch I a II. Vo vzťahu k tvorbe plagioklasov II a amfibolov II i biotitu časť kremeňa predstavuje výrazne mladší minerál danej asociácie.

Jedným z produktov metasomatických premien, ktoré postihli amfibolity Malej Fatry, je biotit. Tvorí intenzívne červenohnedé lupene (γ') najčastejšie v amfiboloch I, menej aj v plagioklasoch. Pre zhluky drobných lupeňov biotitu je typická prítomnosť drobných svetlých titanitov. V polohách migmatitov s nepodstatným podielom metatektu má prevažne paralelnú orientáciu s foliáciou horniny. So zvyšujúcim sa podielom metatektu

planparalelná orientácia biotitu sa stáva menej výraznou; v šošovkovitých zhlukoch metatektu je už spravidla všesmerne orientovaný. Len ojedinele je postihnutý slabou chloritizáciou.

Typickým akcesorickým minerálom migmatitických amfibolitov sú nepravidelné zrná prevažne intenzívne *albitizovaných* (šachovnicový albit) *draselných živcov*. K ich vzniku dochádza zrejme len za určitých, pomerne úzko špecifikovaných podmienok, nakoľko v ostatných študovaných oblastiach neboli pozorované. Možná je i alternatíva, že draselné živce podľahli úplnej albitizácii. Túto možnosť nutno brať v úvahu, nakoľko sodná metasomatóza nasledovala časovo po draselnej metasomatóze. Prínos K_2O do amfibolitov takmer vo všetkých študovaných typoch hornín vedie k vzniku biotitu, a nie draselných živcov.

Asociácia akcesorických minerálov sa vyznačuje niekoľkými špecifickými znakmi. Tak napr. pre *titanit* z okraja niektorých polôh substrátu (na styku s polohami metatektu) je typický porfyroblastický (do 5–7 mm), často tiež kostrovitý habitus. Má svetložlté sfarbenie. Väčšinou tvorí reťazcovité zhluky na okrajoch biotitizovaných amfibolov, resp. na trhlínach amfibolov I v prípade, že tieto sú lemované amfibolom II. Vznik uvedeného typu titanitu spájam s metasomaticko-rekryštalizačnými procesmi pri migmatitizácii amfibolitov. Iným typom sú drobné titanity tmavšej farby (zemitohnedá) vystupujúce v amfiboloch I a plagioklasoch I. Sú prevažne idiomorfne. Ide o I. generáciu titanitu regionálne metamorfného pôvodu. Ojedinele bolo zistené narastanie svetlejšieho titanitu II na drobné idiomorfne titanity I.

Podobne aj zirkóny, miestami vo forme až 1 mm idiomorfnych stĺpčiekov, vyznačujú sa veľkou pestrosťou tvarov. Hojné sú stĺpčekovité zirkóny s pomerom predĺženia 2–3 : 1; ojedinele boli zistené aj tabuľkovité kryštály. V niektorých typoch migmatitov boli zistené zrasty zirkónov a zonárne kryštály. Najmä posledný typ svedčí o pulzačnom charaktere vzniku danej minerálnej asociácie. Zirkóny sú uzavierané v plagioklasoch II a v biotite; uvedené veľké kryštály boli zistené na styku plagioklasu II a kremeňa, resp. na styku kremeňa a biotitu. Apatity v migmatitických amfibolitoch sú sústredené prevažne do polôh neosomu; ojedinelé ortity sú zvyčajne lemované epidotom. Boli zistené aj: titanomagnetit, ilmenit, magnetit a pyrit. Prevažne drobné stĺpčeky klinozoitu, menej aj epidotu a zoizitu predstavujú produkty neomineralizačných premien pôvodnej horniny pri alkalickéj metasomatóze. Veľku nepatrnú množstvo chloritu, leukoxénu, kalcitu a limonitu sú pravdepodobne produktami hydrotermálne-pneumatolytických premien svetlých i tmavých minerálov.

Chemické zloženie migmatitických amfibolitov z lomu v doline Mlynského potoka reprezentujú analýzy č. 3 a 4 (tab. 2/1). Modálne zloženie chemicky analyzovaných a ďalších typov je uvedené v tabuľke 1/1.

1.2 Oblasť doliny východne od kuneradského kaštieľa

Vzorok hornín pre laboratórne spracovanie boli odobraté prevažne z odkryvov v doline, pričom dĺžka študovaného nesúvislého profilu je niekoľko stovák metrov. V doline a na svahu sa zistila pestrá škála v rôznej miere premenených amfibolických hornín, počínajúc amfibolitmi s. s. a končiac amfibolickými usmernenými granodioritmi.

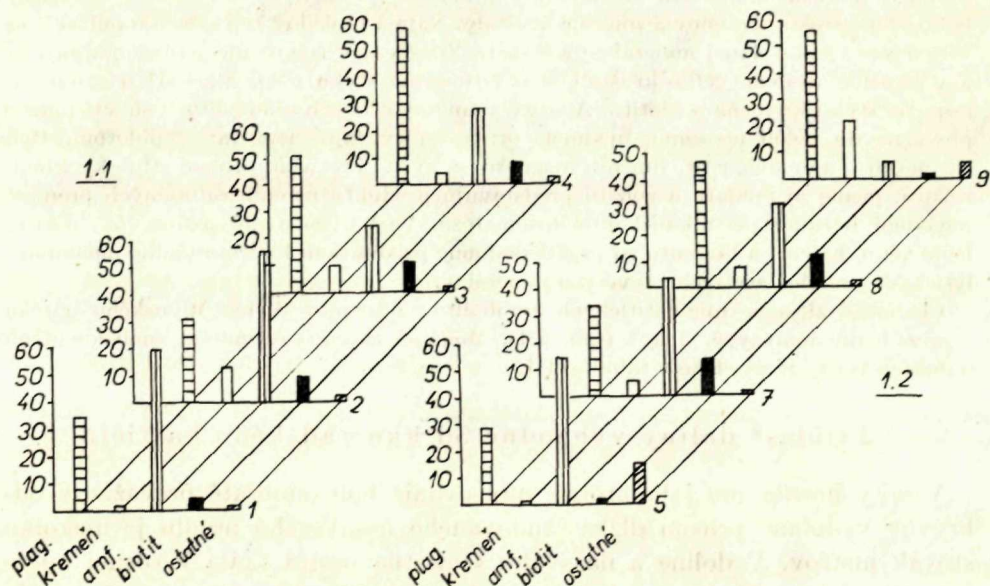
1.2.1 Amfibolity. Metasomaticko-rekryštalizačnými procesmi nepostihnuté typy amfibolitov v danej oblasti vystupujú len veľmi sporadicky. Amfi-

bolity s. s. tvoria centrálnu časť väčších kryš (xenolitov) v granitoidných horninách.

Sú to prevažne strednozrné, menej aj jemnozrné horniny s bridličnatou textúrou, granoblastickou až nematoblastickou štruktúrou. V podstatnom množstve je v nich prítomný sýtozelený amfibol (γ') so zhášaním γ'/c do 30° a plagioklas (40–50 % An). V akcesorickom množstve k nim pristupuje kremeň, biotit, titanit, apatit, magnetit, rutil a v niektorých výbrusoch aj ojedinelý zirkón. Z horniny takéhoto charakteru je chemická analýza č. 5 (tab. 2/1).

Vo väčšine študovaných hornín tohto typu lokálne slabý vplyv granitoidov sa prejavil vznikom kremenných, resp. kremeň-chloritických mikrožiliiek a mikrožiliiek vyplnených epidotom. Amfibol na styku s uvedenými žilkami sa mení. Tmavý sýtozelený amfibol „dorastá“ obrubou jablčkovozeleného (γ') amfibolu s rovnakým uhlom zhášania ako základný typ tohto minerálu.

1.2.2 Biotitické amfibolity. Prechod z typu 1.2.1 do biotitických amfibolitov je podmienený zvyšovaním obsahu novotvoreného metasomatického biotitu na úkor amfibolu. Do tejto skupiny zahrňujem amfibolity, v ktorých biotit popri amfibole a plagioklase je podstatným minerálom. Biotitické amfibolity najčastejšie tvoria centrálnu časť malých (dm–m) kryš amfiboli-



Obr. 1/1. Modálne zloženie metabazitov z doliny Mlynského potoka pri Martine (1.1) a z doliny vých. od Kuneradského kaštieľa (1.2). Modal composition of metabasites of the valley Mlynský potok near Martin (1.1) and from the valley east of the castle Kunerad (1.2).

tov, resp. prechodnú zónu medzi centrálnou, premenou prevažne nepostihnutou časťou kryhy a okrajovou, intenzívne metasomaticky premenenou časťou.

Okrem obecného amfibolu ($\gamma'/c = 24-30^\circ$) a plagioklasu (do 50 % An) obsahujú podľa γ' červenohnedý až tabakovohnedý biotit, ktorý zatláča amfibol. Nie je to však pravidlom. Väčšinou kopíruje bridličnatosť horniny, v menšej miere je prítomný aj v podobe priečne orientovaných lupeňov. Spravidla súčasne s difúziou draslíka došlo aj k prínosu nepodstatného množstva kremíka. Kremeň okrem drobných nepravidelných zŕn medzi plagioklasmi často tvorí červíkovité poikiloblasty vystupujúce na štiepných trhlinách amfibolov. Svojím habitom pripomína myrmekit. Ani v typoch biotitických amfibolitov, v ktorých je biotit často v množstve nad 25 %, nebol pozorovaný vznik draselných živcov.

1.2.3 Okaté amfibolity majú prevažne bridličnatú, až nezreteľne bridličnatú textúru. Oká sú tvorené bielymi plagioklasmi, až 6 mm veľkými. Majú šošovkovitý, zriedkavejšie aj tabulkovitý tvar. Štruktúra okatých typov amfibolitov je výrazne porfyroblastická s granonematoblastickou až nematoblastickou základnou hmotou.

Plagioklas očiek je prevažne albiticky mnohonásobne zrastený a len slabos sekundárne premenený. Oká sú spravidla tvorené niekoľkými jedincami kyslých plagioklasov (12–18 % An). Okrem plagioklasov v substráte sú prítomné aj menšie zrná, zvyčajne sekundárne silne premenených báziických andezínov (do 50 % An). Amfibol má spravidla nejednotný charakter. Boli zistené krátke stĺpčeky sýtozeleného (γ') amfibolu so zhášaním $\gamma'/c = 24-26^\circ$, a svetlé amfiboly uralitického habitu ($\gamma' =$ svetlozelený) so zhášaním $\gamma'/c = 13-15^\circ$. Ide o amfibol aktinolitového typu. Vznikol v procese metasomatických premien metabazitov. V okatých amfibolitoch v akcesorickom množstve boli zistené: biotit, kremeň, titanit, rutil, zirkón, apatit a rudné minerály.

V procese prevažne Na-metasomatózy len zriedkavo došlo zároveň aj k prínosu väčšieho množstva SiO_2 . Na niektorých vzorkách sa dá pozorovať, že pri prínose Na_2O došlo zároveň k rekryštalizácii pôvodného amfibolu. Prejavil sa vznikom väčších amfibolov, prípadne aj dekalifikáciou horniny za vzniku plagioklasov o báziците 20–30 % An bez pozorovaného vzniku mladšej a zároveň kyslejšej generácie plagioklasu.

1.2.4 Stromatitické amfibolity svojim vznikom odpovedajú predchádzajúcemu typu. Objem neosomu je v nich rôzny. Horniny tejto skupiny sú reprezentované bridličnatými typmi s rôznym pomerom svetlých a tmavých prúžkov. Už makroskopicky je nápadné zväčšenie zrna amfibolov v tesnej blízkosti hrubších polôh metatektu. Pri rekryštalizácii zároveň došlo aj k strate prednostnej orientácie amfibolových stĺpčekov.

Pre stromatitické amfibolity je typická prítomnosť dvoch generácií amfibolov: staršieho sýtozeleného (γ') stĺpčekovitého amfibolu ($\gamma'/c = 24-28^\circ$) a mladšieho jablkovo-zeleného (γ') amfibolu zo zhášaním $\gamma'/c = 14-16^\circ$. Podobne aj plagioklasy majú nejednotný charakter. Nepravidelné, spravidla silne premenené plagioklasy I sú zatláčané výrazne albiticky lamelovanými plagioklasmi II. Tieto sú len nepatrne premenené. Zatiaľ

čo plagioklasy I sú intenzívne plnené klinozoizitom, u plagioklasov II pozorovať sericitizáciu. Akcesórie a sekundárne minerály nevybočujú z rámca obvyklej minerálnej asociácie tohto typu hornín v ostatných študovaných oblastiach.

1.2.5 Nebulitické amfibolity majú nehomogénny charakter. Substrát i metatekt majú nepravidelné obmedzenie. V rámci jedného výbrusu nemožno spravidla pozorovať pestrosť štruktúr horniny. U nebulitických amfibolitov často už pozorovať stratu prednostnej orientácie minerálov paleosomu. Nebulitické amfibolity vznikli pravdepodobne dlhodobým pôsobením agensov premeny na amfibolity. Došlo pritom k rekryštalizácii pôvodnej minerálnej asociácie za súčasného prenikania do substrátu K_2O , Na_2O a SiO_2 . Prejavilo sa to najmä vznikom plagioklasu II, biotitu, kremeňa, prítomnosťou značného množstva apatitu, zirkónu, ojedinele aj ortitu a i. Vcelku minerálna asociácia nebulitických amfibolitov sa zhoduje s asociáciou stromatitických, resp. okatých typov (typ 1.2.4, 1.2.3). Chemické zloženie tohto typu metabazitov reprezentuje analýza 8 (tab. 2/1).

Modus 1.2

Tab. 1/2

typ: číslo: chem. anal.: spektr. anal.:	1.2.1 5	1.2.1 6	1.2.2 7	1.2.3 200	1.2.4 133a	1.2.5 8	1.2.6 9
	+	+	+	—	—	+	+
amfibol	55,3	53,4	44,4	34,4	40,5	31,2	3,1
plagioklas	29,3	42,0	34,1	51,4	47,3	47,4	55,1
biotit	0,3	2,6	14,2	8,7	—	12,1	2,1
kremeň	0,4	0,2	6,0	4,2	0,8	7,9	22,3
titanit, apatit,							
zirkón	0,1	0,5	0,6	0,4	0,3	0,4	0,8
rudné miner.	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1
epidot	0,9	0,2	0,4	—	—	0,5	15,1
chlorit	13,5	0,9	—	0,7	11,0	0,4	1,4
počet bodov	5 412	2 629	2 795	2 816	3 129	4 303	4,537

1.2.6 Perlové amfibolické ruly, perlové amfibol-biotitické ruly, perlové biotitické ruly s amfibolom, biotit-amfibolické ruly. Všetky uvedené typy rúl uvádzam pohromade, nakoľko jednotlivé typy sa dajú spravidla vyčleniť len po mikroskopickom výskume, resp. po poznaní ich modálneho zloženia. Spoločným znakom perlových rúl je nevýrazne usmernená až masívna textúra. Charakteristické sú pre ne porfyroblasty prevažne idiomorfných tabuľkovitých plagioklasov najčastejšie bielej, prípadne žltkavej farby. Ich veľkosť varíruje medzi 4–8 mm. Matrix perlových rúl je jemnozrná, zvyčajne šedo-zelená, resp. zeleno sfarbená. Porfyroblasty sú miestami tvorené aj krátkostĺpčekovitými amfibolmi (do 1 cm).

Rôzne typy perlových rúl vo výbrusoch v detaile majú nehomogénny charakter. Prejavuje sa najmä nerovnomernou distribúciou tmavých minerálov, prípadne z nich vzniklých minerálov klinozoit-epidotovej skupiny, chloritu a i.

Plagioklas je najhojnejším minerálom rúl. Tvorí tabuľkovité porfyroblasty i drobné nepravidelné zrná v základnej hmote. Je prevažne sekundárne premenený (zakalenie, sericitizácia). Porfyroblasty i drobné zrná majú rovnakú bazicitu — okolo 20 % An. Je možné, že časť úplne sekundárne premenených plagioklasov týchto horninových typov je reprezentovaná bazickejšími plagioklasmi ako zvyškami pôvodnej minerálnej asociácie metabazitu. Pravdepodobnejšie však je, že v procese metasomaticko-minerálnych premien, ktoré postihli pôvodné amfiboly, došlo k dekalifikácii pôvodných plagioklasov za vzniku plagioklasov An 20. Táto bazicita, ako to vyplýva z podaného prehľadu predchádzajúcich typov, neodpovedá ani bazicite pôvodného plagioklasu, ani plagioklasov metatektu. Čiastočne zachované plagioklasy sa vyznačujú prevažne albitickými zrastami.

Prítomnosť podstatného množstva kremeňa v perlových rulách je jedným zo znakov podstatnej odlišnosti tohto typu premenených metabazitov od typov 1.2.3—1.2.5. Kremeň je pritom spravidla nerovnomerne rozmiestnený, miestami tvorí zhluky zrn, často šošovkovitého charakteru. Metasomaticky koroduje plagioklasy aj amfiboly; patrí k najmladším členom danej minerálnej asociácie.

Amfibol má tendenciu tvoriť zhluky silne metasomaticky rezorbovaných stĺpciekov. Miestami v rámci zhlukov pozorovať ešte jeho prednostnú orientáciu. Často je biotitizovaný, pričom táto je podmienená difúznym prenikaním K_2O cez amfiboly. Amfibol patrí do skupiny obecného amfibolu ($\gamma'/c = 26-28^\circ$, $\gamma' =$ sýtozelený, miestami s namodrastým odtieňom, $\alpha' =$ špinavožltozelený); zastúpenie amfibolu kolíše od 2 do 13 %.

Biotit čo do množstva predstavuje tiež silne variabilnú minerálnu zložku. Je prítomný v podobe ojedinelých lupeňov, častejšie nepravidelných zhlukov spolu s amfibolmi. Na rozdiel od predchádzajúcich typov, v ktorých má výrazne červenohnedú, resp. tabakovohnedú farbu (γ'), v perlových rulách má prevažne zlatohnedé, v menšej miere aj tabakovohnedé sfarbenie (γ'). Súvisí to s celkovým chemizmom prebiehajúcich premien v uvedených typoch hornín. Zatiaľ čo v predchádzajúcich typoch sa výrazne uplatnil prínos Na_2O , v perlových rulách došlo k celkovej minerálnej rekryštalizácii danej asociácie pod vplyvom preteplenia v kludných podmienkach.

Asociácia akcesorických minerálov je typická pre kyslé eruptíva: zirkón, ortit (miestami sa zistili aj zrasty idiomorfných kryštálov), ktorý je prevažne lemovaný minerálmi epidotovej skupiny. Prítomné sú aj obvyklé rudné minerály. K produktom posledných fáz aktivity okolitých granitoidov ešte pred ich konsolidáciou sú žilky, ktoré miestami pretínajú perlové ruly. Sú vyplnené kremeňom a čírym albitom až albit-oligo-klasom (8—14 % An). Postupným zvyšovaním najmä obsahu amfibolu za súčasného zvyšovania obsahov plagioklasov a kremeňa horniny tejto skupiny prechádzajú do hornín „plutogénneho“ charakteru.

Z hornín popísaného typu bola analyzovaná amfibolická perlová rula (9, tab. 2/1).

1.3 Ostatné výskyty

Na jv. svahoch masívu Veľkej Lúky i v hrebeňovej časti tejto horskej skupiny pri prehľadnom, ešte neukončenom geologicko-petrografickom výskume, bolo zistené väčšie množstvo telies amfibolických hornín. Časť z nich je zná-

zornená v prehľadnej geologickej mape kryštalinika Malej Fatry (Ivanov — L. Kamenický, 1957). Pre štúdium boli odobraté vzorky najmä z nasledovných telies: telesá v záreze novej cesty z Priekopy na Veľkú Lúku (stav v roku 1966), telesá v oblasti 1,5 km na ZSZ od osady Lásky pri Martine, kryhy amfibolitov utopené v granitoidoch hrebeňovej časti pohoria a i. V ďalšom uvádzam stručný popis základných typov metabazitov bez ohľadu na lokalitu s tým, že u typických vzoriek uvediem miesto ich odobratia.

1.3.1 Amfibolity. Prevládajúcim typom sú jemnozrnné, miestami aj strednozrnné typy. Majú bridličnatú, lokálne aj masívnu textúru, zelenú až zelenošedú farbu. Amfibolity s. s. najčastejšie vystupujú v pruhu jemnozrnných biotitických pararúl na jv. okraji skupiny Veľkej Lúky. V zóne migmatitov, prípadne v podobe enkláv v hybridných granitoidoch sú zriedkavejšie. Do tejto skupiny zahrňujem v ďalšom aj amfibolity s ojedinelými, prevažne ložnými, 2—20 mm prenikmi aplit-pegmatitického materiálu. Štruktúry hornín tohto typu sú najčastejšie granoblastické až nematoblastické, ojedinele aj diablastické.

Amfibol je zastúpený špinavozeleným (γ'), hnedozeleným (γ') až trávovozeleným amfibolom so zhášaním $\gamma'/c = 22-30^\circ$. Sekundárne premeny (chloritizácia, zatlačanie biotitom) majú v tomto type len nepatrný rozsah. V blízkosti aplit-pegmatitových žíl (ktoré majú prevažne charakter desilicifikovaných, resp. sčasti desilicifikovaných plagioplitov) pozorovať rekryštalizáciu amfibolu za vzniku 3—5 mm stĺpcovitých amfibolov. S postupným zväčšovaním amfibolov smerom k aplit-pegmatitovej žilke pozorovať zároveň stmavnutie amfibolu ($\gamma' =$ tabakovohnedý).

Plagioklasy amfibolitov sú len ojedinele albiticky zrastené andezín-labradory (okolo 50 % An) so širokými lamelami. Miestami sú hojne plnené drobnými stĺpcíkmi klinozoizitu. Množstvo kremeňa a biotitu v tomto type amfibolitov nepresahuje 5 %. V prípade biotitu pritom pozorovať, že je oproti amfibolu a plagioklasu výrazne mladší. Postupným zvyšovaním jeho obsahu v hornine amfibolity prechádzajú do typu 1.3.3. V amfibolitoch v akcesorickom množstve boli zistené aj titanit, apatit, rutil, ilmenit, magnetit, pyrit, v blízkosti žíl aplit-pegmatitov aj zirkón.

Modálne zloženie amfibolitov je uvedené v tabuľke 1/3. Chemické zloženie amfibolitov udáva analýza 13 (tab. 2/2).

1.3.2 Granátické amfibolity, granátické amfibolovce. Zatiaľ čo na mnohých miestach v Malej Fatre možno pozorovať prechody amfibolitov s. s. do biotitických amfibolitov (1.3.3), granát je v amfibolitoch zriedkavý. V prípade, že bol zistený, jeho množstvo je nad 10 %. Typické granátické amfibolity boli zistené v záreze cesty z Priekopy na Veľkú Lúku; vystupujú v zóne migmatitov s prevládajúcim neosomom. Ide o typy s výraznými porfyroblastami ružovočervených granátov. Typy, v ktorých granát má veľkosť ostatných minerálov, sú zriedkavé.

Granátické amfibolity, okrem amfibolov a plagioklasov, obsahujú do 1 cm veľké porfyroblasty granátov, biotit, kremeň a ďalšie. Granát už pri makroskopick-

kom pozorovaní sa javí ako nehomogénny; obsahuje značné množstvo svetlých uzavrenín. Často sa vyznačuje „atolovitým“ habitom. Charakteristické, a to najmä pre menšie idioblasty granátu je, že sú pravidelne obklopené svetlými minerálmi („centrická stavba“ — Hejtmán, 1962, str. 374—375).

V záreze cesty asi 300 m sv. od Kalužnej spolu s čerstvými úlomkami masívnych amfibol-plagioklasových a amfibolických monominerálnych hornín, nachádzajú sa aj úlomky amfibol-granátickej horniny. Veľkosť granátov v tomto type je zhodná s veľkosťou amfibolov (2—4 mm). Hornina je zložená z 85 % hnedého amfibolu ($\gamma'/c = 16-18^\circ$), granátu (10—12 %), úplne premenených plagioklasov, kremeňa, biotitu a apatitu — tieto sú však len v akcesorickom množstve.

Na základe vystupovania granátických amfibolitov v intenzívne migmatitizovaných až granitizovaných pararulách a na základe niektorých mikroskopicky zistených zjavov (prítomnosť červíkovitého kremeňa na štiepných trhlinách amfibolov, prítomnosť biotitu, uloženie granátov prevažne v svetlých mineráloch danej minerálnej asociácie, atolový charakter niektorých granátov a i.) usudzujem, že amfiboly granátických amfibolitov i granátického amfibolovca predstavujú produkt rekryštalizácie pôvodných amfibolov účinkom intenzívnej migmatitizácie až granitizácie.

Chemické zloženie granátických amfibolitov reprezentujú analýzy 16 a 15 (tab. 2/2). V tabuľke 1/3 je uvedené modálne zloženie granátického amfibolitu i granátického amfibolovca.

1.3.3 Biotitické amfibolity. Postupným zvyšovaním obsahov biotitu amfibolity (1.3.1) prechádzajú do biotitických amfibolitov. Vystupujú najčastejšie v zóne migmatitizácie. Sú to jemno až strednozrnné horniny, prevažne s bridličnatou textúrou. Minerálne zloženie, až na podstatný podiel biotitu, sa podstatne nelíši od zloženia amfibolitov (1.3.1).

Vznik metasomatického, často k bridličnatosti prične orientovaného biotitu ($\gamma' =$ červenohnedý) doprevádza obvykle aj nepatrný prínos SiO_2 . Kremeň má najčastejšie charakter drobných „pseudomyrmekitických“ útvarov vystupujúcich na štiepných plochách amfibolov. Prínos K_2O a SiO_2 sa prejavil aj premenou amfibolov — okraje amfibolov ($\gamma' =$ špiňavozelený, zelenohnedastý); pri styku s kremeňom, prípadne biotitom nadobúdajú svetlejšie farebné odtiene za súčasného zmenšovania uhlu zhášania. Na uplatnenie sa postkinematických metasomatických procesov poukazuje aj prítomnosť zirkónu. Vcelku prínos SiO_2 do amfibolitu je nevýrazný (analýza 10).

1.3.4 Feldšpatitizované amfibolity. Patrí sem široká škála hornín. Ich spoločným znakom je, že metasomatický prínos sa prejavil prevažne vznikom kyslých plagioklasov a len v menšej miere aj vznikom kremeňa a biotitu. Okrem vzniku metasomatických novotvarov pre horniny tejto skupiny sú typické aj niektoré minerálno-rekryštalizačné premeny. Ide najmä o rekryštalizáciu amfibolov za vzniku svetlozelených stĺpčiekov tohto minerálu, ktoré majú často modrastý odtieň pleochroizmu (γ'), ďalej zväčšenie zrna

amfibolov v blízkosti šošoviek a šmúh neosomu, premena plagioklasov I v zmes stĺpečkovitých klinozoitov a i.

Feldšpatitizované amfibolity sa vyznačujú prítomnosťou zhlukov a šošoviek svetlého neosomu. Veľmi často pozorovať prípady, kedy pri ukončení ložných žiliek aplit-pegmatitov v ich smernom pokračovaní sa objavujú hniezdovité polohy neosomu difúzne metasomatického pôvodu. Ďalším makroskopickým znakom feldšpatitizovaných amfibolitov je prítomnosť biotitu.

Textúry hornín tejto skupiny sú bridličnaté, v menšej miere i masívne. Charakteristickým znakom je však nevyrovnaný textúrny ráz horniny vo väčšom rozsahu. Štruktúry feldšpatitizovaných amfibolitov sú pestré. Varírujú od granonematoblastických cez poikiloblastické, porfyroblastické až po granoblastické. Túto skupinu amfibolitov možno charakterizovať ako skupinu s najpestrejšou škálou textúrnych znakov.

Pre feldšpatitizované amfibolity je typická prítomnosť dvoch generácií plagioklasov (plagioklas I, plagioklas II). Okrem bázcitivity (plagioklas I = 44–52 % An, plagioklas II = 12–20 % An) sa líšia aj stupňom premeny. Plagioklasy I sú intenzívne saussuritizované, zatiaľ čo plagioklasy II sú väčšinou bez premeny. V jednom výbruse hornín tohto typu často nie sú prítomné obidve generácie plagioklasov. Je to dôsledok veľmi nerovnomernej distribúcie hlavných minerálov horniny.

Amfiboly tvoria idiomorfne stĺpčeky i intenzívne metasomaticky zatláčané zvyšky kryštálov. Základný typ je špinavozelený (γ'), resp. hnedý (γ') amfibol so zhášaním $\gamma'/c = 24-30^\circ$. V blízkosti väčšieho množstva biotitu v amfibole pozorovať zhnednutie amfibolu. Je to dôsledok difúzne-metasomatickej biotitizácie. Na styku s porfyroblastami plagioklasov II amfiboly sú zmenené v svetlozelené typy, často s modrastým odtieňom (γ') so zhášaním $\gamma'/c = 14-18^\circ$. Na okrajoch takto premenených amfibolov pozorovať maximálnu koncentráciu drobných, často kostrovite vyvinutých svetlých titanitov II. generácie. Na okraji amfibolov pozorovať aj vznik veľkých (do 0,7 mm) idiomorfných zirkónov.

Kremeň má tiež nerovnomerné rozptýlenie. Vcelku v zhlukoch neosomu pozorovať deficit kremeňa, t. j. jeho množstvo neodpovedá množstvu v neosome, keď jeho substrátom sú napr. biotitické pararuly. Okrem nepravidelných zrn kremeň je prítomný aj v podobe kvapkovitých uzavrení v plagioklasoch I i v podobe pseudomyrmekitických uzavrení v amfiboloch. Biotit je zastúpený veľmi nerovnomerne. Charakteristické je jeho červenohnedé sfarbenie (γ'). Zatláča amfibol I, ojedinele aj amfibol II. Často tvorí zhluky drobných lupenčov. Okrem novotvarov titanitu II a apatitu pre diskutované horniny sú charakteristické kryštály zirkónov. Tak napr. vo vzorke 10 sa zistili zonárne zirkóny, čo pravdepodobne svedčí o pulzačnom charaktere vzniku danej minerálnej asociácie. Ojedinele bol pozorovaný drobný ortit, bežné sú rudné minerály. Pre titanomagnetit je charakteristické jeho obrastanie svetlou obrubou titanitu II. Feldšpatitizované amfibolity sú reprezentované analýzami 14 a 17 (tab. 2/2).

1.3.5 Migmatitické amfibolity. Feldšpatitizované amfibolity pozvoľne prechádzajú do migmatitických typov. Do tejto skupiny ich zaraďujem vtedy, keď neosom už tvorí podstatnú zložku horniny, prípadne keď priestorové vzťahy substrátu a metatektu podmieňujú vznik pestrej škály tex-

túrnych typov hornín, podobne ako boli uvedené ad 1.1.2. Nakoľko v doline Mlynského potoka tento typ je najlepšie prístupný pozorovaniu, a keďže v migmatitických amfibolitoch z ostatných výskytov Malej Fatry neboli zistené ďalšie minerály, na tomto mieste odkazujem na ich popis (1.1.2).

1.3.6 Perlové ruly. Keď plagioklas II spolu s kremeňom v hornine dominuje, a plagioklasy tvoria tabuľkovité kryštály všesmernej orientácie, medzi ktorými sa nachádzajú minerály usmerneneho substrátu, reprezentované zvyčajne silne metasomaticky zatlačenými amfibolmi a úplne zakalenými plagioklasmi I, hornina nadobúda charakter perlovej ruly.

Podľa množstva tmavých minerálov možno vyčleniť amfibolické perlové ruly, biotiticko-amfibolické perlové ruly a konečne biotitické perlové ruly. Posledne uvedený typ predstavuje konečný produkt feldšpatitizácie a prekremenenia amfibolitov. Perlové ruly boli zistené v oblastiach hybridných granitoidov. Ich minerálna asociácia odpovedá asociácii typu 1.1.2 a 1.3.5. Z tohto dôvodu odkazujem na popis perlových rúl z oblasti východne od kune-radskeho kaštiela (1.2.6).

1.3.7 Amfibolovce, amfibolické syenodiority. V oblasti Kalužnej, a to najmä v záreze cesty vých. a južne od kóty 1160,6 v nebulitických, prípadne stromatitických migmatitoch vystupujú polohy monominerálnych hornín prevažne masívnej textúry. Sú to tmavozelené až zelenočierny horniny. V záreze cesty na jv. od Kalužnej v nebulitickom migmatite až metasomatickom granodiorite bola zistená asi 30 cm hrubá a 80 cm dlhá poloha takejto horniny. Zaujímavé je štúdium okrajov uvedenej tmavej polohy. Zatiaľ čo okraje naprieč šošovkou sú makroskopicky ostré, v smernom pokračovaní táto prechádza do horniny s malým množstvom amfibolu; má charakter usmerneneho amfibolického syenodioritu až amfibolického kremitého dioritu. Stred uvedenej tmavej šošovky je tvorený strednozrnným masívnym amfibolovcom s nevýraznou lavicovitou odlučnosťou, pričom smerom k okraju šošovky pozorovať pribúdanie intenzity biotitizácie.

Amfibolovce sa skladajú zo špinavozeleného, príp. zeleného (γ) amfibolu so zhášaním $\gamma'/c = 24-28^\circ$. Má všesmernú orientáciu. Medzipriestory medzi amfibolmi sú vyplnené obvykle silne premenenými plagioklasmi (oligoklas), kremeňom a hojným idiomorfným apatitom. V tomto type bol zistený aj titanit, zirkón, magnetit, miestami aj biotit. Obsah všetkých uvedených minerálov zvyčajne nepresahuje 10 % obj. Hornina z okraja uvedenej šošovky obsahuje asi 10 % biotitu — prechádza do biotitického amfibolovca.

V hrebeňovej oblasti Veľkej Lúky jv. od kóty 1475,3 spolu s ďalšími typmi amfibolických hornín (feldšpatitizované amfibolity a perlové ruly) v úlomkoch vystupujú aj masívne strednozrnné amfibol-živcové horniny. Sú zložené z amfibolu (60–80 %) so zhášaním $\gamma'/c = 18-20^\circ$ ($\gamma'/c =$ svetlozelený) a silne sericitizovaného plagioklasu (do 30 % An), ojedinelých zhlukov drobných kremeňov, titanitu, epidotu a chloritu. Podobné, často hrubozrnné horniny s nízkym obsahom plagioklasov boli zistené aj na ďalších

Tab. 1/3

Modus 1.3

typ: číslo: chem. anal.: spektr. anal.:	1.3.1 13	1.3.2 16	1.3.2 15	1.3.3 14	1.3.3 10	1.3.3 12
amfibol	71,2	51,0	53,3	41,2	63,6	41,6
plagioklas	14,0	26,3	23,9	39,5	13,7	23,1
biotit	0,8	0,9	1,7	12,7	10,4	11,6
kremeň	10,8	,21	2,6	4,6	6,6	11,1
granát	—	15,5	9,8	—	—	—
titanit, apatit, zirkón	0,6	1,2	1,1	1,2	0,3	0,3
rudné minerály	1,9	1,0	1,2	0,3	3,4	0,4
epidot	—	—	1,4	—	0,6	1,5
chlorit	—	2,0	—	0,5	1,4	10,4
počet bodov:	3 188	3 076	4 579	3 426	3 018	4 291

miestach. Nachádzajú sa vždy v oblasti nebulitických migmatitov až silne hybridných granitoidných hornín. Posledne uvedené typy sú svojím vystupovaním a petrografickým charakterom zhodné z horninami 1.2.7; preto sa o nich ďalej nezmiňujem.

Na základe terénneho i mikroskopického štúdia hornín z oblasti Kalužnej usudzujem, že amfibolovce a biotitické amfibolovce majú nasledovnú genézu. Šošovkovité „kôstky“ predstavujú produkt lokálneho nahromadenia mafických prvkov v procese metasomatózy (migmatitizácie) parakryštalínika danej oblasti. Ku koncentrácii mafitov došlo v predisponovaných miestach — v kryhách amfibolitov. Išlo teda v podstate o proces, ktorý súvisí s pohybom mafických prvkov pri metasomatických procesoch — bázičný front Reynoldsovej (1946). Mg, Fe, Ca boli vytlačané postupujúcou alkalickou metasomatózou celého komplexu. Na uvedených šošovkách zároveň možno študovať následnosť uvedených procesov: najprv došlo k migrácii Mg, Fe, Ca, potom k migrácii K a Si.

1.3.8 Epidotické amfibolity. Produktom hydrotermálne pneumatolytických procesov v metabazitoch, prebiehajúcich zvyčajne za prínosu SiO_2 , sú rôzne typy epidot-amfibolických hornín. Epidotizácia je najmladší proces a patrí už pravdepodobne do obdobia alpínskych procesov. Epidotizácia hydrotermálneho typu sa odlišuje od premien, vedúcich k vzniku ihličkovitých klinozoizitov v plagioklasoch. Vznik klinozoizitov v plagioklasoch amfibolitov, u ktorých pozorovať zároveň prínos metatektu, viažem na metasomaticko-rekryštalizačné premeny späť s jeho prínosom.

Epidotické amfibolity boli zistené na mnohých miestach. Pekné príklady epidotizácie možno študovať napr. na svahu doliny východne od kuneradského kaštieľa, v záreze cesty vedúcej od kaštieľa smerom na Veľkú Lúku

typ: číslo: chem. anal.: spektr. anal.:	1.3.4 17 + +	1.3.5 18 + +	1.3.7 11 + +	1.3.7 116c — —	1.3.7 0-1 — —	1.3.8 201 — —
amfibol	22,9	24,2	87,5	69,6	58,6	28,1
plagioklas	52,8	48,2	1,5	1,9	25,3	12,2
biotit	16,9	21,3	10,2	25,5	—	—
kremeň	3,2	5,5	—	2,5	15,7	4,6
titanit	—	—	—	—	—	5,0
rudné minerály	2,1	0,1	—	0,1	0,4	—
epidot	1,2	0,7	—	0,3	—	50,1
chlorit	0,9	—	0,8	—	—	—
počet bodov	1 835	5 359	2 632	3 746	3 117	2 931

a to na sev. svahoch kóty 1239,1 (Kopa) a i. Epidotizácia prebiehala najčastejšie v smere foliácie amfibolitov — prejavuje sa nápadným žltozeleným sfarbením horniny. Polohy a šmuhy obohatené epidotom miestami prechádzajú do polôh zložených prevažne z epidotu (epidozity).

Epidotizácia postihuje amfiboly ako aj plagioklasy metabazitov. Pritom amfibol je pri tejto premene stabilnejší ako plagioklas. Pre epidotizované amfibolity je typická prítomnosť zvýšeného množstva drobného, spravidla idiomorfného titanitu. Pre jeho vznik v danom procese boli vhodné podmienky (Ti z amfibolov, Ca z plagioklasov). Miestami pri epidotizácii došlo ku vzniku sulfidov, prevažne pyritu.

1.4 Zhrnutie problematiky

Metasomatické premeny sa na metabazitoch Malej Fatry prejavili v zmene ich textúrnych a štruktúrnych znakov i v zmene ich minerálneho zloženia. Po terénnom a mikroskopickom štúdiu problematiku metasomatických premien amfibolitov uvedeného pohoria možno zhrnúť nasledovne.

(1) Metasomatické premeny v amfibolitoch mali nejednotný charakter a rôznu intenzitu. Počiatočné štádiá týchto procesov možno sledovať len mikroskopicky. So zvyšovaním ich intenzity sa prejavujú stále výraznejšie už pri terénnom výskume. Extrémne premenené metabazity majú už charakter hornín, v ktorých zostali len zvyšky pôvodnej minerálnej asociácie metabazitov. Ide o rôzne typy perlových rúl až amfibolicko-biotitických kremitých dioritov a syenodioritov s nevýrazne zachovanou foliáciou. Iným extrémnym produktom metasomatických premien, v tomto prípade prevažne K-metasomatózy, sú amfibol-biotitické metasomatické ruly. Tieto horniny možno

interpretovať ako produkty metasomatickej premeny amfibolitov len po terénnom a laboratórnom štúdiu celého procesu premeny pôvodných hornín.

(2) Pri metasomatických premenách metabazitov došlo k podstatnej zmene textúry amfibolitov. Pôvodne plošne paralené (bridličnaté), prípadne masívne textúry amfibolitov prechádzajú v stromatitické, flebitické, nebulitické, šlírové, okaté i masívne textúry. Charakteristickým znakom celého procesu je vznik porfyroblastov rôznych minerálov (plagioklas II, biotit, amfibol, ojedinele aj granát a i.). V tesnej blízkosti polôh metatektu došlo k výraznej zbernej rekryštalizácii najmä amfibolov. Vznikli až 5 cm krátkostĺpčekovité amfiboly. Pozorovať pritom priamu závislosť šírky zóny uvedenej rekryštalizácie od množstva metatektu.

(3) Časť novotvorených minerálov je prítomná v podstatnom množstve (plagioklas II, biotit, kremeň), časť tvorí asociáciu akcesorických minerálov (titanit II, zirkón, granát, apatit, ortit). V prípade, že daný minerál vystupuje v dvoch generáciách, tieto sa od seba líšia. U plagioklasov je to nižšia bázcita plagioklasov II, u amfibolov došlo k zmene sfarbenia i zmene uhlu zhášania. Zelený obecný amfibol bol v metasomatických procesoch nahradzovaný svetlozeleným aktinolitickým amfibolom. Pre titanit II je charakteristické, že v blízkosti polôh neosomu tvorí často svetlé kostrovité kryštály až do veľkosti 5—7 mm. Miestami pozorovať aj narastanie svetlého titanitu II na jadro tmavšieho titanitu I. U zirkónov miestami pozorovať vznik zonárnych kryštálov. Zonárna stavba spolu s niektorými morfológickými znakmi by mohla svedčiť pre pulzačný charakter vzniku danej minerálnej asociácie. Charakteristickou, i keď zriedkavou akcesóriou je ortit. Tvorí idiomorfne kryštály, sčasti lemované epidotom. Pre granát, ktorý má často porfyroblastický charakter, je typické, že je lemovaný prevažne svetlými minerálmi.

(4) Pre celý proces metasomatických premien amfibolitov je charakteristický vcelku malý prínos kyseliny kremičitej. Žilky a šmuhy metatektu majú takto charakter desilicifikovaných plagiaplítov a plagipegmatitov. Vznik kremeňa završuje proces metasomatickej premeny amfibolitov. Je výrazne mladší ako amfibol II a plagioklas II.

(5) Postupnosť metasomatických premien amfibolitov Malej Fatry sa prejavila časove postupným vznikom minerálnej asociácie. Postupnosť je nasledovná: ako prvý vznikol biotit, potom plagioklas II a nakoniec kremeň. Znamená to teda, že v počiatočných štádiách prevládala K-metasomatóza, potom nasledovala prevažne Na-metasomatóza, ktorá bola zavŕšená poslednými štádiami premien — Si-metasomatózou.

(6) Charakteristickým znakom metasomatických premien metabazitov je,

že k vzniku K-živcov došlo len v ojedinelých prípadoch. Produktom K-metasomatózy sú novotvary biotitu. Pozorovaná intenzívna albitizácia draselných živcov dáva možnosť interpretovať nedostatok K-živcov ako dôsledok neskoršej intenzívnej Na-metasomatózy, pri ktorej došlo k albitizácii K-živcov.

2 Petrochémia a geochemia

Petrochemické závery vyplývajú z výsledkov 18 silikátových analýz amfibolitov a ich metasomaticky modifikovaných derivátov. Analyzované boli najmä série metabazitov, na ktorých bolo pozorované postupné zintenzívňovanie metasomatických procesov. V príslušných tabuľkách sú výsledky analýz metabazitov zoradené podľa stúpajúceho obsahu SiO_2 . Petrochemické štúdium je doplnené prehľadom geochemických pomerov študovaných hornín. V záujme získania čo najkompletnejšieho obrazu o migrácii prvkov v procesoch migmatitizácie až anatexie, všetky horniny analyzované na obsahy petrogénnych prvkov boli analyzované aj kvantitatívne spektrochemicky. Modálne zloženie chemicky analyzovaných a niektorých ďalších typov je v kap. 1. Pre petrochemické zovšeobecnenia a petrochemickú charakteristiku študovaných hornín používam obvyklé petrochemické prepočty podľa P. Niggliho a T. W. Bartha. Výsledky prepočtov sú zobrazené v príslušných grafoch. Pre grafické zobrazenie pomerov niektorých prvkov používam hodnoty katiónových % daných prvkov. Z tohto dôvodu v ďalšom uvádzam prepočet silikátových analýz udaných v percentách kyslíčnikov na kationové %.

Táto kapitola je rozdelená nasledovne: (a) obsahy petrogénnych prvkov a ich interpretácia; (b) obsahy stopových prvkov a ich interpretácia. Pod petrogénnymi prvkami v ďalšom rozumiem tie, ktorých kyslíčniky sa podieľajú na zložení študovaných hornín v množstve nad 1 %. Stopové prvky dosahujú koncentráciu 0,X %.

2.1 Obsahy petrogénnych prvkov a ich interpretácia

V tabuľkách 2/1 a 2/2 sú uvedené výsledky silikátových analýz študovaných hornín. Zaradenie do tabuliek zodpovedá petrografickému popisu v kap. 1.

Chemické zloženie analyzovaných vzoriek značne varíruje. Najbázickejšie sú amfibolity s. s., resp. ich monominerálne modifikácie s obsahom SiO_2 od 45,10 do 50 %. Extrémne metasomaticky premenené typy obsahujú do 60 % SiO_2 . Väčšina analyzovaných hornín z oblastí 1.1 a 1.2 má charakter rôzne intenzívne metasomaticky premenených metabazitov. Už zo štúdia tabelárnych prehľadov chemického zloženia analyzovaných hornín vyplýva variabilita ich chemizmu. Chemické zloženie častí hornín už ničím nepripomína zloženie bežných typov metabazitov, ako ho poznáme napr. z oblasti Malých Karpát (Cambel — Kupčo, 1965), Vysokých Tatier (Gorek, 1959) a i. Extrémne

Číslo	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	51,26	52,67	56,57	57,95	49,54	49,88	50,92	51,76	60,47
TiO ₂	1,40	1,10	1,17	1,08	1,21	1,22	1,50	0,89	0,64
Al ₂ O ₃	16,71	12,34	18,98	11,36	12,44	10,35	12,93	16,39	16,89
Fe ₂ O ₃	1,70	3,01	1,43	3,67	3,51	5,07	5,07	0,91	0,36
FeO	7,73	7,23	6,08	5,43	6,90	6,27	5,21	8,96	4,27
MnO	0,16	0,15	0,20	0,11	0,17	2,00	2,83	0,01	0,03
MgO	6,17	7,26	3,26	5,65	11,71	9,54	7,65	5,28	4,24
CaO	10,76	9,78	6,96	7,26	8,14	10,41	7,70	9,49	7,11
Na ₂ O	2,85	4,44	2,91	4,76	2,08	1,79	2,09	2,80	3,08
K ₂ O	1,02	0,97	1,88	1,74	1,31	1,01	1,63	2,12	1,70
P ₂ O ₅	0,17	0,05	0,29	0,05	0,15	0,17	0,15	0,07	0,08
str. suš.	0,02	0,02	0,05	0,16	0,18	0,16	0,17	1,38	1,64
str. žih.	0,36	0,38	0,31	0,40	2,46	1,76	1,73	0,46	0,27
Σ =	100,31	99,40	100,09	99,62	99,80	99,63	99,62	100,52	100,76

Popis analyzovaných vzoriek

Vzorka č. 1. Malá Fatra, lom v doline Mlynského potoka pri Martine. Zloženie: amfibol, plagioklas; akcesoricky biotit, kremeň, titanit, zirkón, apatit, klinozoit. Zrnitost: 2—3 mm; textúra: bridličnatá, štruktúra: granonematoblastická. Farba sýtozelená. Názov horniny: jemnozrnný amfibolit (1.1.1). Analytik: O. Karelóvá.

Vzorka č. 2. Malá Fatra, lom v doline Mlynského potoka pri Martine. Zloženie: amfibol, plagioklas; akcesoricky biotit, granát, titanit, kremeň, klinozoit, apatit, rutil, rudné minerály. Zrnitost: do 1 mm; textúra: masívna, štruktúra: nevýrazne porfyroblastická (granát, amfibol), granoblastická. Farba šedozeleá. Názov horniny: jemnozrnný masívny amfibolit (1.1.1). Analytik: O. Karelóvá.

Vzorka č. 3. Malá Fatra, lom v doline Mlynského potoka pri Martine. Zloženie: plagioklas, amfibol, biotit, kremeň; akcesoricky titanit, apatit, klinozoit, zirkón. Zrnitost: 1—3 mm; textúra: páskovaná, bridličnatá-stromatitická; štruktúra: granoblastická až nematogranoblastická. Hornina má stromatitický charakter so striedaním svetlých a tmavých prúžkov. Substrátom je jemnozrnný amfibolit, metatekt má charakter sčasti desilicifikovaného aplit-pegmatitu. Názov horniny: stromatitický amfibolit (1.1.2). Analytik: O. Karelóvá.

Vzorka č. 4. Malá Fatra, lom v doline Mlynského potoka pri Martine. Zloženie: plagioklas, amfibol, kremeň, biotit; akcesoricky titanit, apatit, zirkón, ortit, rudné minerály. Hornina má páskovaný (stromatitický) charakter so striedaním svetlých (plagioklas, kremeň) a tmavých (amfibol, biotit) páskov. Zrnitost: 2—4 mm; štruktúra: granoblastická. Názov horniny: stromatitický amfibolit (1.1.2). Analytik: O. Karelóvá.

Vzorka č. 5. Malá Fatra, dolina východne od kuneradského kaštieľa. Zloženie: amfibol, plagioklas, vo vedľajšom množstve kremeň a chlorit. Akcesórie: rutil, titanit, magnetit, zirkón. Hornina je slabo hydrotermálne-pneumatolyticky premenená. Premena sa prejavuje prítomnosťou prúžkov drobnnozrnného kremeňa a chloritu. Tieto

Číslo	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	45,10	45,68	46,91	47,80	48,71	49,50	50,39	52,36	54,69
TiO ₂	1,97	1,17	1,87	2,64	1,40	2,36	3,24	0,91	1,06
Al ₂ O ₃	15,94	5,99	11,38	14,94	19,42	16,39	16,19	19,77	18,05
Fe ₂ O ₃	2,39	3,79	7,14	2,24	2,51	1,62	2,86	2,02	2,49
FeO	10,26	10,14	8,16	13,83	7,34	12,01	13,50	6,20	3,61
MnO	0,21	3,08	2,87	0,12	0,12	0,15	0,25	0,16	0,11
MgO	7,22	13,83	8,54	5,82	3,57	4,68	4,39	2,55	4,67
CaO	10,10	11,68	6,28	8,38	7,95	8,81	6,96	5,54	6,15
Na ₂ O	1,28	0,60	1,84	2,17	4,53	3,26	1,30	4,77	4,44
K ₂ O	2,52	1,68	1,83	0,98	2,68	0,95	0,57	3,57	4,04
P ₂ O ₅	0,14	0,76	0,28	0,27	0,42	0,18	0,42	0,08	0,06
str. suš.	0,06	0,11	0,16	0,08	0,10	0,16	0,02	0,08	0,18
str. žih.	2,41	1,74	2,88	0,44	0,58	0,40	0,12	1,36	0,96
Σ =	99,60	100,25	100,09	99,71	99,42	100,48	100,21	99,37	100,51

sú orientované paralelne s bridličnatosťou. Ojedinele sú prítomné aj žilky (do 1 mm) tvorené agregátom epidotu. Farba je sýtozelená; zrnitosť: 2–4 mm. Textúra: bridličnatá, štruktúra: nematogranoblastická. Názov horniny: amfibolit (1.2.1). Analytik: H. Komorová.

Vzorka č. 6. Malá Fatra, dolina východne od kuneradského kaštieľa. Zloženie: amfibol, plagioklas, biotit, kremeň. Akcesórie: apatit, titanit, epidot, rudné minerály. Textúra: nevýrazne bridličnatá, okatá; štruktúra: porfyroblastická, granonemetoblastická. Oká sú tvorené bielymi plagioklasmi (6–8 mm). Názov horniny: okatý (imbibičný) amfibolit (1.2.3). Analytik: H. Komorová.

Vzorka č. 7. Malá Fatra, dolina východne od kuneradského kaštieľa. Zloženie: amfibol, plagioklas, biotit; akcesoricky kremeň, apatit, epidot, titanit, rudné minerály. Zrnitosť: 2–4 mm; textúra: bridličnatá; štruktúra: granolepidonematoblastická. Názov horniny: biotitický amfibolit (1.2.2). Analytik: H. Komorová.

Vzorka č. 8. Malá Fatra, dolina východne od kuneradského kaštieľa. Zloženie: plagioklas, amfibol, biotit, v množstve vedľajšieho minerálu aj kremeň. Akcesórie: zirkón, epidot, apatit, rudné minerály, titanit. Ide o nevýrazne usmernenu šedozeleňú horninu s 3–10 mm tmavozelenými stĺpkami amfibolov a 3–7 mm okami bielych plagioklasov. Názov horniny: okatý biotitický amfibolit (1.2.2). Analytik: O. Šuvegová.

Vzorka č. 9. Malá Fatra, dolina východne od kuneradského kaštieľa. Zloženie: plagioklas, kremeň, amfibol; akcesoricky epidot, chlorit, biotit. Textúra: bridličnatá; štruktúra: porfyroblastická. Farba horniny šedozeleňá. Názov horniny: amfibolická perlóvá rula (1.2.6). Analytik: O. Šuvegová.

Vzorka č. 10. Malá Fatra, zárez novej cesty pod Kalužnou (kóta 1160,6 m). Zloženie: amfibol, biotit, plagioklas; akcesoricky kremeň, titanit, apatit, zirkón, epidot. Zrnitosť: 2–4 mm; textúra: masívna; štruktúra: lepidoblastická až lepidogranoblastická. Ide o tmavú polohu v nebulitických migmatitoch. Názov horniny: biotitický amfibolit (1.3.3). Analytik: H. Komorová.

Číslo	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si	54,76	55,83	62,26	62,03	52,62	53,31	55,16	56,22	62,25
Ti	1,12	0,87	0,96	0,87	0,96	0,97	1,23	0,72	0,52
Al	10,50	7,70	12,29	7,15	7,77	6,49	8,36	10,47	10,71
Fe...	0,68	1,20	0,59	1,47	1,40	2,03	2,09	0,37	0,14
Fe	6,88	6,39	5,57	4,84	6,10	5,59	4,77	8,11	3,84
Mn	0,15	0,13	0,18	0,10	0,15	1,81	2,45	0,01	4,03
Mg	9,88	11,54	5,38	9,07	18,65	19,29	12,61	8,60	6,86
Ca	12,31	11,10	8,21	8,32	9,26	11,92	9,07	11,05	8,22
Na	2,95	4,55	3,11	4,93	2,13	1,85	2,22	1,47	3,22
K	0,69	0,66	1,32	1,19	0,89	0,69	1,17	2,95	1,17
P	0,18	0,03	0,13	0,03	0,07	0,05	0,07	0,03	0,04

Vzorka č. 11. Malá Fatra, zárez novej cesty pod Kalužnou (kóta 1160,6 m). Zloženie: amfibol, vo vedľajšom množstve biotit a plagioklas. Akcesórie: kremeň, titanit, magnetit. Zrnitost': 2 mm, textúra: masívna, štruktúra: nematoblastická. Farba sýtozelená. Analyzovaná bola stredná časť asi 30 cm šošovky metabazitu v migmatitoch, pričom okraje uvedenej šošovky boli intenzívne biotitizované. Názov horniny: jemnozrnný amfibolovec (1.3.7). Analytik: H. Komorová.

Vzorka č. 12. Malá Fatra, zárez novej cesty asi 1100 m ssz. od Kalužnej (kóta 1160,6 metrov). Zloženie: amfibol, plagioklas, biotit, chlorit a kremeň. Akcesoricky: titanit, rudné minerály, epidot. Zrnitost': 1–2 mm. Farba tmavozelená; textúra: bridličnatá; štruktúra: granolepidoblastická až granonematoblastická. Názov horniny: biotitický amfibolit (1.3.3). Analytik: H. Komorová.

Vzorka č. 13. Malá Fatra, zárez novej cesty, asi 1,5 km sev. od Kalužnej (kóta 1160,6 m). Zloženie: hnedý amfibol silne prevláda nad plagioklasom a kremeňom. Zrnitost': 3–4 mm; farba sýtozelená. Textúra: bridličnatá, štruktúra: nematoblastická, lokálne poikiloblastická. Názov horniny: amfibolit (1.3.1). Analytik: O. Karelóvá.

Vzorka č. 14. Malá Fatra, zárez cesty asi 1,5 km sz. od osady Lásky pri Martine. Zloženie: amfibol, plagioklas, biotit; akcesoricky: kremeň, titanit, zirkón, apatit, epidot. Zrnitost': do 1 mm; farba sýtozelená. Textúra: nevýrazne bridličnatá, štruktúra: porfyroblastická, lepidogranoblastická. V jemnozrnnnej matrix zloženej z biotitu a svetlých minerálov sú porfyroblasty plagioklasov a amfibolov. Názov horniny: feldšpatitizovaný biotitický amfibolit (1.3.0). Analytik: O. Karelóvá.

Vzorka č. 15. Malá Fatra, zárez cesty asi 1,5 km sz. od osady Lásky pri Martine. Zloženie: amfibol, plagioklas, granát; akcesoricky: kremeň, biotit, apatit, rudné minerály. Zrnitost': 1–2 mm. Textúra: masívna, štruktúra: porfyroblastická (granát), granoblastická. Názov horniny: masívny granátický amfibolit (1.3.2). Analytik: O. Karelóvá.

Vzorka č. 16. Malá Fatra, zárez novej cesty asi 800 m zsz. od kóty 909,4 (Ráztoka). Zloženie: amfibol, plagioklas, granát; akcesoricky: kremeň, biotit, epidot, apatit, zirkón, rudné minerály. Ide o jemnozrnnú, výrazne bridličnatú horninu s nápadnými (3–8 mm) porfyroblastami ružových granátov. Štruktúra: porfyroblastická, nematogranoblastická, poikiloblastická. Názov horniny: granátický amfibolit (1.3.2). Analytik: O. Karelóvá.

Vzorka č. 17. Malá Fatra dolina záp. od Bystričky. Zloženie: plagioklas, amfibol,

Číslo	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Si	50,04	46,74	52,41	52,19	55,01	53,83	55,54	59,90	60,35
Ti	1,64	0,90	1,57	2,16	1,17	1,92	2,68	0,78	0,87
Al	10,40	3,60	7,48	9,60	12,72	10,48	10,50	13,30	11,72
Fe...	0,99	1,46	2,99	0,92	1,06	0,66	1,18	0,86	1,03
Fe	9,48	8,64	7,60	15,59	6,90	10,88	12,40	5,91	3,32
Mn	0,20	2,60	2,72	0,12	0,20	0,15	0,23	0,16	0,10
Mg	12,02	21,23	14,31	9,53	6,04	7,65	7,26	4,37	7,73
Ca	12,01	12,81	7,52	9,80	9,62	10,26	8,22	6,79	7,27
Na	1,37	0,60	1,31	2,29	4,95	3,43	1,39	5,28	4,73
K	1,78	1,09	1,99	0,68	1,93	0,66	0,40	2,61	2,85
P	0,07	0,33	0,10	0,12	0,20	0,08	0,20	0,04	0,04

biotit; akcesoricky: kremeň, zirkón, apatit, klinozoizit, rudné minerály. Zrnitosť: 2–6 mm. Textúra: nebulitická; štruktúra: porfyroblastická, granoblastická. Názov horniny: nebulitický amfibolit (1.3.4). Analytik: O. Karelóvá.

Vzorka č. 18. Malá Fatra, dolina záp. od Bystričky. Zloženie: plagioklas, amfibol, biotit, akcesoricky: kremeň, titanit, apatit, zirkón. Zrnitosť: 2–10 mm, textúra: bridličnatá, štruktúra: porfyroblastická, granoblastická. Farba šedozeleňá. Názov horniny: migmatitický amfibolit (1.3.5). Analytik: O. Karelóvá.

migmatitizované, zrulované, prípadne „plutonizované“ typy majú už chemizmus bázičných eruptív, resp. chemizmus metamorfítov ortorulového radu.

V tabuľkách 2/5 a 2/6 sú uvedené hlavné a vedľajšie Niggliho charakteristiky. Zoradenie výsledkov prepočtov v tabuľkách zodpovedá systému použitému v tab. 2/1–2/2. V ďalšom nevyhodnocujem príslušnosť jednotlivých analyzovaných hornín k Niggliho magmatickým typom, nakoľko väčšina analyzovaných hornín je produktom výrazne alochemických premien. Vypočítané Niggliho charakteristiky slúžia ako podklad k zostrojeniu grafických zobazení.

Na obr. 2/1 je znázornená variačná šírka obsahov hlavných Niggliho charakteristík študovaných metabazitov. Na variačnom diagrame pozorovať zoskupenie priemerných bodov analyzovaných hornín do dvoch oblastí. Je to jednak oblasť 87–130 *si*, a skupina analýz s obsahmi 151–190 *si*. Druhá skupina patrí prevažne metasomaticky ovplyvneným typom. V diferenciačnom diagrame pozorovať výrazné pozitívne korelácie hodnôt *si* k hodnotám *al* a *alk*, zatiaľ čo pre pomery *si* : *c* a *si* : *fm* sú zjavné negatívne korelácie. Táto je zvlášť výrazná u vzťahov *si* : *fm*, nakoľko obsah *fm* sa v metabazitoch pravidelne znižuje. Najvýraznejšie poklesy *fm* pozorovať pritom v ľavej časti obr. 2/1, t. j. v horninách s najnižšími hodnotami *si*. Hodnota *c* klesá dosť pravidelne. Zvyšovanie hodnôt *al* je najvýraznejšie najmä u analýz s nízkymi hodnotami *si*. Hodnota *alk* stúpa po horniny s ob-

Niggliho charakteristiky (1.1–1.2)

Tab. 2/5

Číslo	1	2	3	4	5	6	7	8	9
al	23,47	17,31	33,01	18,56	16,28	13,63	18,65	24,13	31,19
fm	40,86	46,00	33,08	43,97	58,00	56,06	53,56	40,23	32,08
c	27,53	24,97	22,05	21,59	19,40	24,98	20,23	25,45	23,95
alk	8,14	11,72	11,86	15,88	6,32	5,32	7,56	10,19	12,78
si	122,43	125,56	167,22	160,91	110,17	111,70	124,80	129,55	190,04
ti	2,51	1,96	2,59	2,25	2,01	2,04	2,75	1,67	1,51
p	0,17	0,06	0,35	0,07	0,15	0,10	0,16	0,05	0,11
k	0,19	0,13	0,30	0,19	0,29	0,27	0,34	0,35	0,27
mg	0,54	0,56	0,44	0,54	0,67	0,57	0,53	0,49	0,62
π	0,48	0,19	0,47	0,08	0,44	0,44	0,42	0,41	0,42
γ	0,23	0,30	0,03	0,30	0,14	0,23	0,15	0,22	0,15
α	0,62	0,35	2,16	0,92	0,55	0,74	0,83	0,57	3,07
μ	0,42	0,39	0,43	0,38	0,58	0,44	0,45	0,38	0,53
Q	31,34	27,27	40,54	33,08	27,41	28,05	31,22	31,57	43,52
L	37,33	34,21	43,13	34,98	29,13	24,66	31,32	29,02	39,49
M	31,33	38,52	16,33	31,94	43,46	47,29	37,46	29,41	16,89

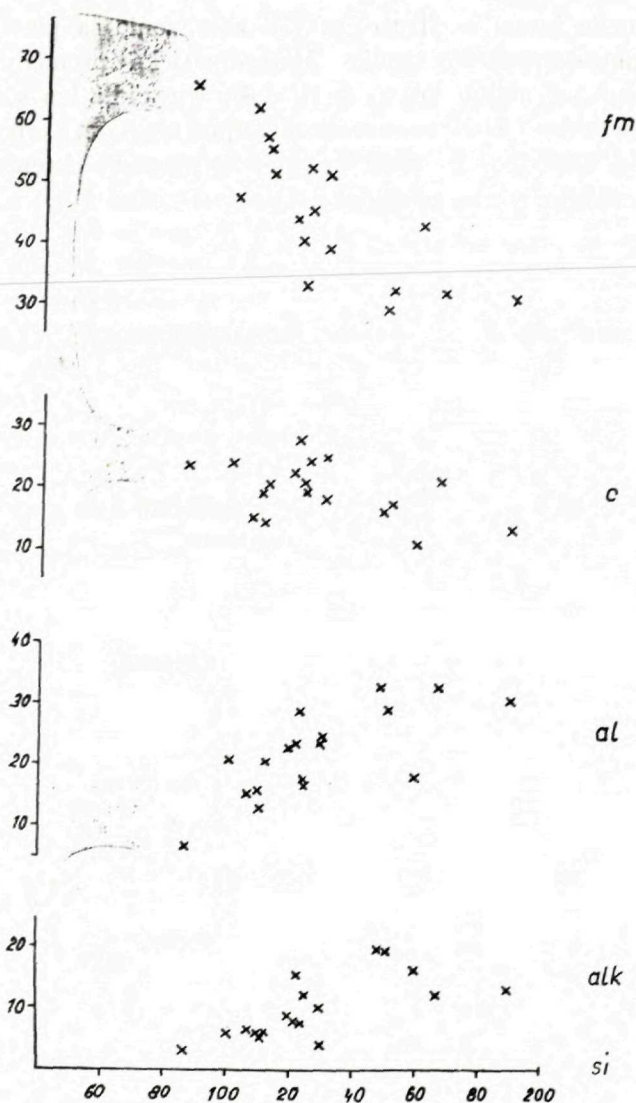
(1.3)

Tab. 2/6

Číslo	10	11	12	13	14	15	16	17	18
al	21,12	6,77	15,30	20,67	28,87	23,39	24,54	33,13	29,46
fm	48,09	66,15	62,58	51,82	34,19	44,59	52,04	30,31	33,20
c	24,38	23,95	15,37	21,11	21,53	22,90	19,22	16,92	18,27
alk	6,41	3,16	6,75	6,40	15,41	9,12	4,20	19,64	19,07
si	101,59	87,40	107,18	112,40	123,09	120,09	129,88	149,20	151,69
ti	3,32	1,69	3,21	4,65	2,65	4,29	6,26	1,95	2,20
p	0,14	0,06	0,22	0,27	0,45	0,19	0,46	0,10	0,07
k	0,57	0,65	0,40	0,23	0,28	0,16	0,23	0,33	0,37
mg	0,51	0,60	0,47	0,40	0,39	0,38	0,33	0,36	0,58
π	0,53	0,36	0,39	0,53	0,30	0,44	0,70	0,26	0,21
γ	0,17	0,24	0,09	0,12	0,19	0,16	—	0,10	0,19
α	0,17	0,42	0,43	0,55	0,82	0,38	1,53	-0,74	-2,20
μ	0,42	0,46	0,42	0,35	0,32	0,32	0,33	0,32	0,47
Q	26,14	19,17	25,73	29,30	26,61	29,79	37,13	30,81	30,98
L	36,05	15,05	28,86	33,90	49,68	38,61	32,04	52,43	48,49
M	37,81	65,78	45,41	36,80	23,71	31,60	30,83	16,76	20,53

sahom *si* = 150, u ktorých dosahuje svojho maxima. U hornín s vyššími obsahmi *si* pozorovať čiastočný pokles *alk* pri ich vyrovnanej hladine obsahov.

V trojuholníku Niggliho QLM hodnôt (obr. 2/2) sú vyjadrené vzťahy chemického zloženia analyzovaných metabazitov k obsahu hlavných skupín normatívnych minerálov. Celkový trend metasomatických premien sa prejavuje postupným presúvaním priemetov k spojnici QL. Priemety metasomaticky premenených metabazitov Malej Fatry sa nachádzajú pod i nad líniou



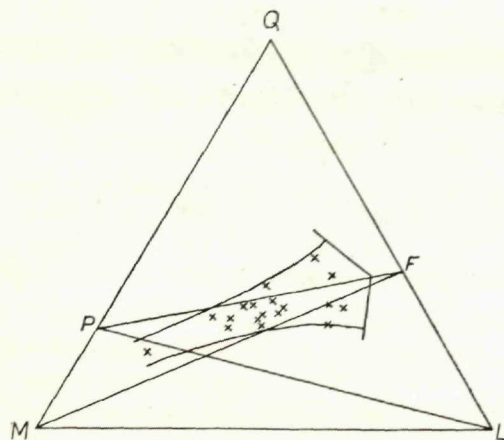
Obr. 2/1. Diferenciačný diagram Niggliho hodnôt metabazitov Malej Fatry. — Differentiation diagram of Niggli values of metabasites of Malá Fatra Mts.

nasýtenia PF. Vyplýva to z diferencovaného priebehu metasomatických procesov v metabazitoch. Tieto u časti štúdovaných hornín mali charakter typickej *feldšpatitizácie*, u iných okrem vzniku novotvarov plagioklasov II pozorovať aj vznik podstatného množstva kremeňa. Takéto horniny majú potom svoje priemerné body posunuté nad líniu nasýtenia a súčasne k vrcho-

lu normatívneho kremeňa. Toto grafické zobrazenie sa plne zhoduje s výsledkami mikroskopického štúdia. Metasomatické premeny metabazitov, okrem počiatočných štádií, pri ktorých došlo spravidla len k vzniku metasomatických novotvarov biotitu, sa prejavili najmä vznikom kyslých plagioklasov a v niektorých prípadoch aj vznikom väčšieho množstva kremeňa.

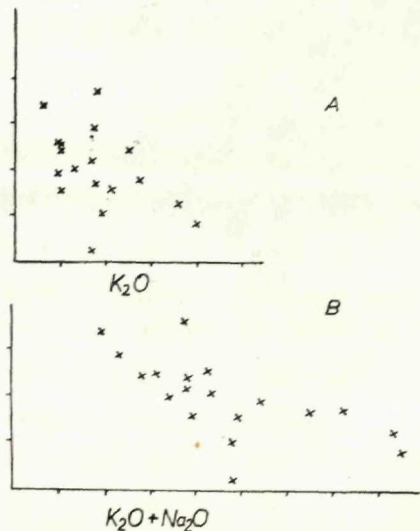
Vzájomné vzťahy medzi obsahmi železa (vo forme FeO) a draslíka, resp. sumy alkálií, je znázornený na obr. 2/3. Z grafického zobrazenia vzťahu FeO : K₂O („A“) vyplýva, že s postupným zvyšovaním obsahu K₂O sa znižuje obsah FeO. Pole metasomaticky premenených metabazitov nie je možné jednoznačne ohraničiť. Je to dôsledok chemizmu premien, pri ktorých v mnohých prípadoch stúpa obsah Na₂O, prípadne aj obsah SiO₂, no obsah K₂O zostáva prakticky nezmenený. Takéto vzťahy medzi obsahmi K₂O a Na₂O boli pozorované najmä u feldšpatitizovaných amfibolitov, u ktorých došlo len k vzniku porfyroblastov kyslého plagioklasu bez súčasného vzniku biotitu.

Vzťahy obsahu FeO a súčtu alkálií sú podobné ako v predchádzajúcom prípade. V počiatočných štádiách metasomatickej premeny metabazitov, najmä ak metasomatóza má prevažne draselný charakter, prinášané K₂O



Obr. 2/2. Projekcia analyzovaných metabazitov Malej Fatry v Niggliho GLM trojuholníku. Šípka znázorňuje trend zmien chemizmu študovaných hornín. — Projection of analyzed metabasites of the Malá Fatra Mts. into the Niggli GLM triangle. The arrow points to the trend of chemism changes of the investigated rocks.

Fe ako FeO



Obr. 2/3. Grafy závislosti obsahov Fe (ako FeO) na obsahu K₂O, resp. K₂O + Na₂O v metabazitoch Malej Fatry. — Graphs of Fe (as FeO) dependence on the content of K₂O resp. K₂O + Na₂O in the metabasites of Malá Fatra Mts.

sa viaže na amfibol za vzniku metasomatického biotitu. Pri tomto procese nedochádza k podstatnej migrácii železa. Z toho dôvodu projekčné pole na obr. „A“ je málo pretiahnuté. Naproti tomu v prípade feldšpatitizácie, t. j. keď dochádza prevažne k Na_2O -metasomatóze pozorovať zároveň postupné znižovanie obsahu železa. Horniny so sumárnym obsahom alkálií vyšším ako 7 % sú už extrémne premenené typy.

Alkálie zohrali podstatnú úlohu pri metasomatických premenách metabazitov. Kvantitatívne zastúpenie Na_2O a K_2O v metasomatických procesoch v sledovaných oblastiach je menlivé. Metabazity Malej Fatry v tabuľke 2/7 sú rozdelené na tri skupiny: prvá zahŕňa amfibolity a granátické amfibolity; v druhej skupine sú biotitické amfibolity (teda tie, u ktorých bola pozorovaná len biotitizácia, prípadne biotitizácia prevláda nad feldšpatitizáciou) a konečne tretia skupina predstavuje horniny, v ktorých sa v podstatnej miere uplatnila feldšpatitizácia (prínos Na_2O).

Tab. 2/7

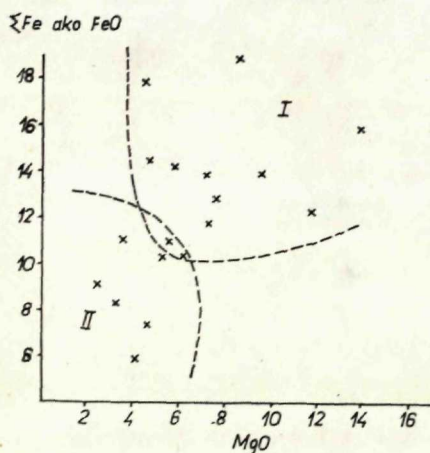
	K_2O (od - do)	K_2O (priemer)	Na_2O (od - do)	Na_2O (priemer)
1	0,57 - 1,31	1,11	1,30 - 4,44	2,41
2	1,68 - 2,52	1,91	0,60 - 2,09	1,45
3	1,70 - 4,04	2,53	2,80 - 4,77	3,89

V tabuľke 2/7 sú uvedené obsahy alkálií podľa skupín metabazitov.

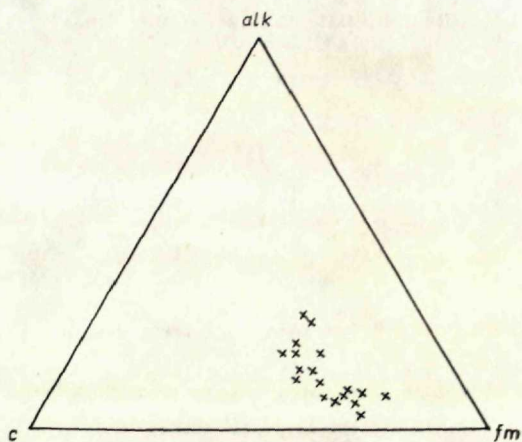
Pre prvú skupinu je charakteristické viac ako dvojnásobné množstvo Na_2O oproti množstvu K_2O . Priemerné množstvo K_2O v horninách druhej skupiny je podstatne vyššie ako množstvo Na_2O . Zvýšený obsah K_2O je odrazom metasomatického prínosu draslíka do metabazitov, ktorý prínos sa prejavil najmä biotitizáciou amfibolu, prípadne vznikom novotvarov biotitu. Znížený obsah Na_2O nie je výsledkom odnosu sodíka v procesoch K-metasomatózy metabazitov, ale len odrazom celkovo nízkeho množstva Na_2O v horninách, ktoré boli použité na vypočítanie priemerov. Tak napr. do priemerov tejto skupiny bol zahrnutý aj biotitický amfibolovec s 1,28 % Na_2O a amfibolovec s 0,60 % Na_2O . Z porovnania výsledkov chemických analýz s výsledkami mikroskopického štúdia vyplýva, že draselná metasomatóza metabazitov predstavuje prvý stupeň premeny týchto hornín v zóne migmatitizácie až anatexie. Až v ďalšom štádiu metasomatózy došlo k prínosu Na_2O , čo sa odrazilo aj na uvedenom tabelárnom prehľade. Pre tretiu skupinu metabazitov je príznačné opätovné zvýšenie obsahov K_2O , obsah ktorého je už viac ako dvojnásobný oproti horninám prvej skupiny. Zároveň porovnaním obsahov kyslíčnikov draslíka a sodíka v prvej a tretej skupine pozorovať, že kým

v prvej skupine obsah Na_2O bol viac ako dvojnásobný oproti obsahu K_2O , v tretej skupine je rozdiel podstatne nižší. Možno teda usudzovať, že metasomatické premeny metabazitov Malej Fatry viedli k celkovému obohateniu na alkálie, pričom v uvedených procesoch sa výraznejšie uplatnil K_2O ako Na_2O .

Na obr. 2/4 je znázornený pomer sumy železa vyjadreného vo forme FeO k MgO. Priemety analyzovaných hornín majú široký rozptyl. Vcelku s klesajúcim obsahom Fe dochádza aj k poklesu obsahov MgO. Projekčné pole je rozdelené na pole amfibolitov (I) a pole metasomaticky ovplyvnených amfibolitov (II). Toto je posunuté smerom k najnižším hodnotám oboch uvažovaných kyslíčnikov. Uvedené lineárne znižovanie obsahov FeO a MgO je kompenzované zodpovedajúcim množstvom alkalických kovov a kyseliny kremičitej (tab. 4/1 a 4/2).



Obr. 2/4. Graf závislosti obsahu Fe (ako FeO) na obsahu MgO v metabazitoch Malej Fatry. — Graph of Fe (as FeO) dependence on the MgO content in the metabasites of Malá Fatra Mts.



Obr. 2/5. Priemety analyzovaných metabazitov Malej Fatry v $\text{alk} : \text{c} : \text{fm}$ trojuholníku. — Projection of the analyzed metabasites of Malá Fatra Mts. in the $\text{alk} : \text{c} : \text{fm}$ triangle.

Na obr. 2/5 v trojuholníkovom diagrame sú znázornené Niggliho hodnoty $\text{alk} : \text{c} : \text{fm}$. Projekčné pole má pretiahnutý charakter v smere od spojnice $\text{c} - \text{fm}$ k vrcholu alk . Z veľkosti a tvaru projekčného poľa vyplýva, že hodnoty c študovaných hornín sa pri metasomatických premenách podstatne nemenili. Naproti tomu hodnoty alk a fm sa vyznačujú väčším rozptylom. Pritom zároveň pozorovať, že so zvyšovaním intenzity metasomatických premien metabazitov presúvajú sa projekčné body analýz smerom k vrcholu alk .

2.2 Obsahy stopových prvkov a ich interpretácia

Pod stopovými prvkami v ďalšom rozumení tie prvky, ktorých kyslíčníky v analyzovaných horninách nedosahujú 1 %. Titan, ktorý v niektorých analýzach vystupuje ako petrogénny, v iných ako stopový prvok, som v predchádzajúcom zahrnul medzi petrogénne prvky.

V tabuľkách 2/8 a 2/9 sú uvedené obsahy stopových prvkov v hodnotách ppm. Tabuľky sú zoradené v poradí, v akom boli usporiadané výsledky silikátových analýz metabazitov, t. j. podľa stúpajúceho obsahu SiO_2 v rámci jednotlivých oblastí.

Nakoľko celkový počet kvantitatívnych spektrálnych analýz nie je postačujúci pre detailné geochemické štúdium, v ďalšom uvediem len stručný prehľad stopových prvkov v skupinách hornín. Horniny do skupiny 1 a 2 boli zadelené nasledovne: (1) amfibolity, ktoré neboli ovplyvnené metasomatickými procesmi, (2) metasomaticky premenené metabazity Malej Fatry.

Obsahy stopových prvkov v ppm

(1.1.–1.2)

Tab. 2/8

Číslo	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ga	40	13	11	13	17	20	19	13	14
Cr	87	980	520	450	810	910	590	415	250
V	200	120	120	130	240	240	310	280	245
Ni	82	230	100	130	320	250	310	10	97
Co	36	45	26	42	50	34	40	20	15
Cu	70	59	22	75	43	20	34	73	10
Zr	80	110	180	230	120	100	330	310	420
Sc	19	46	35	35	10	22	14	49	14
Sr	185	330	390	390	355	690	445	575	910
Ba	130	190	435	490	630	275	685	880	720

(1.3)

Tab. 2/9

Číslo	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Ga	30	17	20	10	29	21	21	10	15
Cr	370	91	130	91	295	28	96	160	250
V	180	295	280	310	120	330	250	260	98
Ni	81	630	69	56	83	36	90	77	230
Co	36	67	43	50	28	40	40	24	32
Cu	43	50	96	740	17	14	82	930	80
Zr	405	340	120	28	410	84	350	16	400
Sc	55	60	35	20	39	31	23	10	29
Sr	>1000	83	265	95	>2000	134	280	>1000	>2000
Ba	>2000	500	30	93	>2000	20	260	498	>2000

Prehľad zastúpenia stopových prvkov v skupine 1 a 2 uvádzam v diagramoch (na str. 38, 39). V rámci skupín sú uvedené aj priemerné obsahy (v grafoch sú označené krížikom). Úsečky medzi vypočítanými priemermi udávajú zároveň celkový trend obsahov toho ktorého prvku pri metasomatických premenách metabazitov.

Gálium. Trojmocné gálium v metabazitoch netvorí samostatné minerály. Izomorfne sa zastupuje s Al, Fe, Cr; preto môže byť prítomné v silikátoch i v rudných mineráloch. Obsahy Ga v analyzovaných horninách kolíšu od 10 ppm po 40 ppm, pričom vo väčšine analyzovaných hornín sa pohybujú medzi 10–21 ppm (str. 38, obr. 2/6).

Tieto hodnoty spadajú do variačnej šírky obsahov Ga v báziických eruptívnych horninách a ich metamorfných ekvivalentoch (Fairbairn et alii, 1953; Nockolds – Allen, 1953; Goldschmidt, 1954 a i.). Priemerné obsahy gália v amfibolických horninách Malých Karpát (Cambel – Kupčo, 1965, str. 28) sú nižšie a pohybujú sa medzi 6–8 ppm. Priemer obsahov Ga v skupine 1 a 2 je 12,5, resp. 20,3 ppm. Zaujímavé je porovnanie obsahov tohto prvku v amfibolitoch a ich metasomatických derivátoch. U posledných pozorovať pokles priemernej hodnoty oproti skupine 1.

Chróom. Obsahy Cr v analyzovaných horninách silne varírujú. Pohybujú sa od niekoľkých desiatok ppm až po 1 000 ppm. Na obrázku pozorovať, že hodnoty Cr v amfibolitoch sú nižšie ako v ich migmatitizovaných derivátoch.

Pre báziické eruptívne horniny a metabazity v svetovej literatúre sa udávajú navzájom sa veľmi líšiacie hodnoty Cr. Tak napr. Fairbairn et alii (1953), udávajú pre diabázy z Ontária priemernú hodnotu Cr – 220 ppm. Naproti tomu Wager – Mitchel (1953) pre pikritické bazalty uviedli hodnotu 1 700 ppm a pre normálne bazalty hodnotu 470 ppm Cr. Ball (1966) pre homogénne amfibolity z tzv. Randsund gneisses v Nórsku uviedol hodnoty 80–240 ppm (priemer 7 analýz je 116 ppm) a pre páskované amfibolity 25–150 ppm Cr (priemer 9 analýz je 74 ppm).

Podľa Cambela – Kupču (1965, str. 29–30) v amfibolických horninách Malých Karpát pozorovať stúpanie priemerných obsahov Cr od amfibolických gabier cez amfibolity k báziickým amfibolitom a amfibolitom harmónskej série.

V dôsledku veľkej disperzie obsahov Cr v analyzovaných horninách tento je pre riešenie petrogenetických otázok málo vhodným prvkom.

Vanád patrí medzi prvky, ktoré sú v amfibolitoch prítomné v množstve niekoľko sto ppm a pritom netvorí samostatné minerály. Jeho obsahy v analyzovaných horninách silne varírujú (100–330 ppm). Z vypočítaných priemerných hodnôt v skupinách vyplýva, že v procese metasomatických premien metabazitov došlo k výraznej migrácii vanádu. Proti tomuto zisteniu stojí zistenie Cambela – Kupču (l. c.), že pri metamorfóze (autori majú na mysli v podstate izochemickú dynamickú regionálnu metamorfózu) nedochádza k zníženiu obsahu tohto prvku.

V disperznom diagrame (str. 38) pozorovať výrazný úbytok V v skupine 2 oproti skupine 1. Najväčšie množstvo projekčných bodov amfibolických hornín Malých Karpát (Cambel – Kupčo, l. c., str. 31) leží v oblasti hodnoty 300 ppm. Na tomto niveau

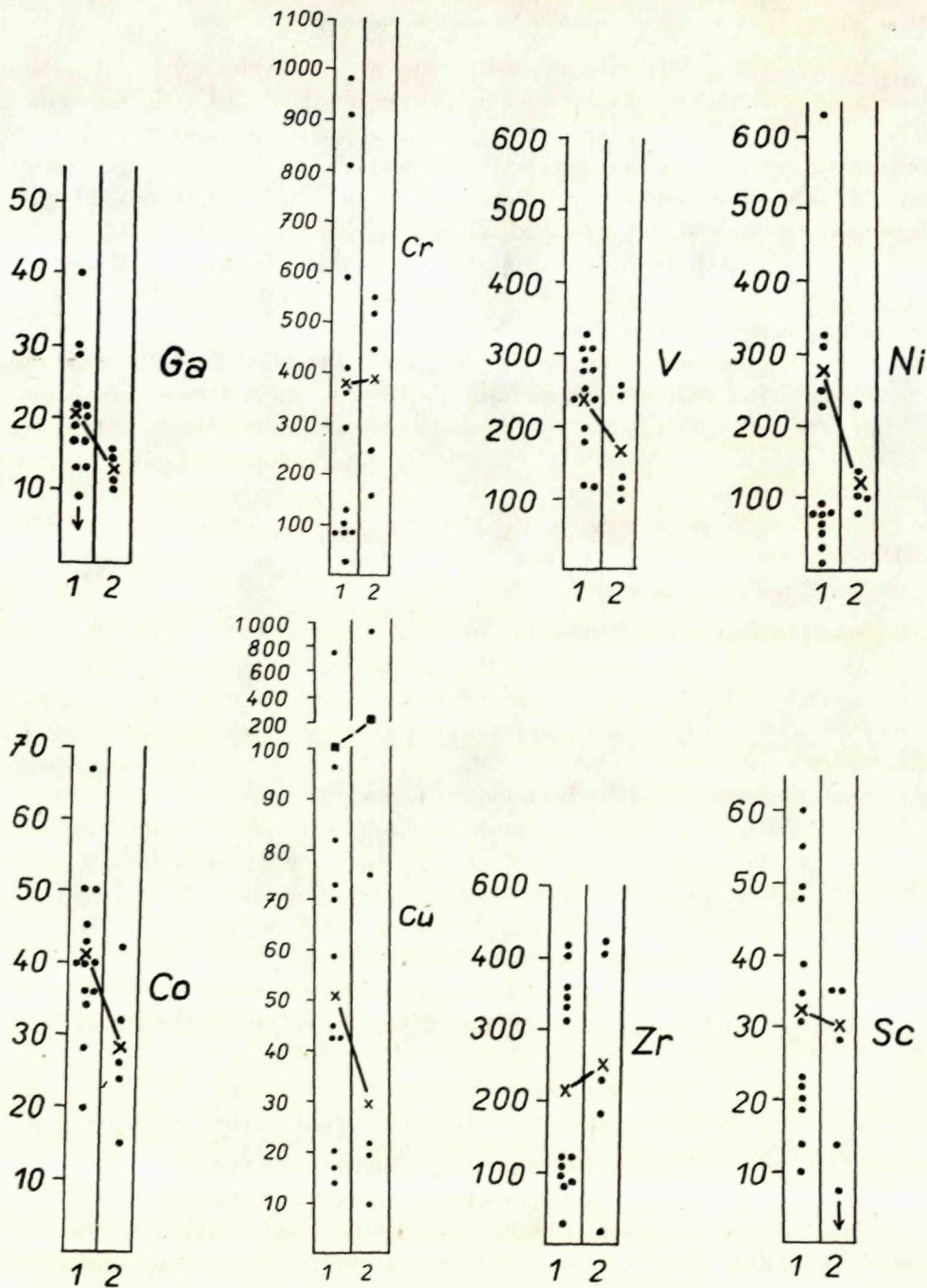
sa nachádzajú aj projekčné body časti metabazitov Malej Fatry (skup. 1). Z uvedeného vyplýva, že obsah vanádu v malokarpatských amfibolických horninách a metabazitoch Malej Fatry, ktoré neboli metasomaticky modifikované, sa sčasti zhoduje.

Nikel a kobalt. Obsahy týchto prvkov v báziických horninách závisia jednak od celkovej báziicity horniny (najmä od obsahov FeO a MgO, nakoľko Ni a Co sa s uvedenými kationmi izomorfne zastupujú) a od množstva rudných minerálov (pyrit, pyrotín, magnetit, titanomagnetit, ilmenit, príp. i chromit). Obsahy Ni v študovaných horninách sa pohybujú od 10 po 320 ppm. Nad uvedeným obsahom sa nachádza hodnota Ni z analýzy č. 11, ktorá svojím vysokým obsahom Ni je netypická. Vypočítané priemery v skupinách varirujú od 120 po 270 ppm. Pre amfibolity (skup. 1) sú príznačné 2 koncentrácie priemerných bodov hodnôt Ni. Časť analyzovaných hornín má obsah niklu 10–90 ppm, druhá časť až 230–320 ppm. Pre nikel je charakteristické znižovanie jeho obsahov počas metasomatických premien metabazitov. Je to podmienené jednak znižovaním obsahov tmavých minerálov, nestálosťou rudných minerálov v uvedených procesoch, i celkovou zmenou chemizmu metabazitov (výrazné znižovanie obsahov horčíka a železa). Disperzný diagram obsahov Ni je na str. 38. Ball (1966) pre homogénne amfibolity udal priemernú hodnotu Ni = 66 ppm, pre páskované amfibolity 18–63 ppm (priemer 7 analýz = 48 ppm).

Obsahy kobaltu sú niekoľkonásobne nižšie. Pohybujú sa v medziach 15 až 67 ppm, pričom vyššiu hodnotu Co ako 50 má len jedna analýza (str. 38). Je zaujímavé, že analýza č. 11 má aj extrémne vysoký obsah Co. Podobne ako u niklu, aj v prípade kobaltu pozorovať výrazné zníženie obsahu v metasomaticky modifikovaných typoch. Zatiaľ čo v Malej Fatre pozorovať výrazné zníženie priemerných obsahov kobaltu počas metasomatických procesov, pri progresívnej dynamickej metamorfóze v amfibolických horninách Malých Karpát nedošlo k zmene obsahov Co (Cambel—Kupčo, 1965, str. 34). Priemerné obsahy kobaltu v 71 analyzovaných horninách Malých Karpát podľa uvedených autorov je 44 ppm, pre skupinu 1 z Malej Fatry je to 41 ppm.

Zaujímavé je porovnanie obsahov niklu a kobaltu vo vyčlenených skupinách metabazitov: prvá skupina: 275 : 41 (6,7 : 1); druhá skupina: 125 : 28 (4,4 : 1). Hodnoty Ni v analyzovaných horninách (skup. 1) sú vyššie ako sú udávané pre báziické horniny (viď napr. Cambel—Kupčo, 1965, str. 36). Obsahy Co sú v medziach udávaných rôznymi autormi. Podobne sú vyššie aj pomery Ni : Co v prospech Ni ako sú udávané v literatúre (viď Cambel—Kupčo, l. c.).

Med. V tmavých mineráloch (amfibol, biotit) izomorfne zastupuje Fe. V dôsledku svojej afinity k síre tvorí sírniky, v báziických horninách prítomné v podobe rudných akcesórií. Obsahy Cu v študovaných horninách vykazujú veľkú variabilitu. Pohybujú sa od 10 ppm až po hodnoty niekoľko sto ppm.



Extrémne vysoké obsahy Cu boli zistené len v dvoch vzorkách. Väčšina vzoriek má hodnotu Cu udanú desiatkami ppm.

Vypočítané priemerné hodnoty v rámci skupín sú týmito extrémne vysokými hodnotami značne skreslené. Pre výpočet priemerných obsahov v rámci skupín som ich preto nepoužil. Porovnaním priemerných hodnôt stĺpcov 1 : 2 pozorovať nápadné zníženie priemerov Cu. Znamená to, že v procesoch metasomatózy došlo k zníženiu hladiny obsahov Cu v metabazitoch. Súvisí to so znižovaním obsahov tmavých minerálov na jednej a nestálosťou sulfidov na druhej strane. Nakoľko obsah tohto prvku v tmavých mineráloch sa nesledoval, zatiaľ nie je možná jednoznačná interpretácia jeho úbytku — či totiž ide o Cu viazanú na silikáty, alebo ide o Cu sulfidov.

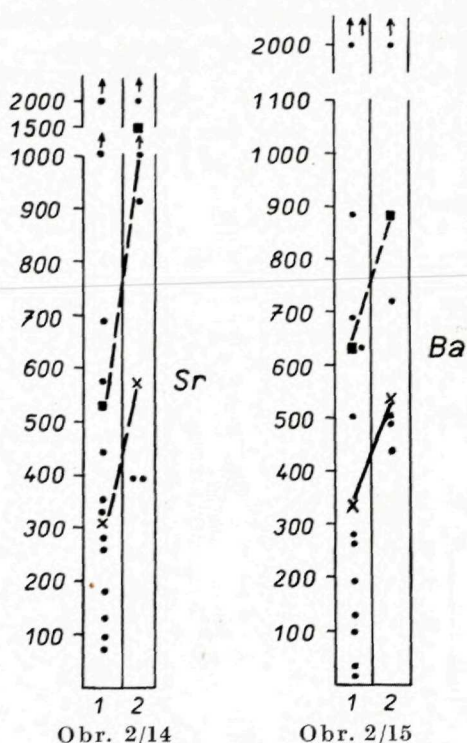
K podobným výsledkom dospel napr. Heier (1960, in 1962, str. 163), podľa ktorého pri metamorfných procesoch dochádza k ľahkej aktivácii Cu. Podobné zníženie obsahov Cu pri migmatizácii amfibolitov na saskej strane Krušných hôr zistil Lange (1965).

Homogénne amfibolity z Randesund gneisses v Nórsku obsahujú podľa Balla (1965) 55—215 ppm Cu (priemer 155), zatiaľ čo páskované amfibolity obsahujú 44—145 ppm Cu (priemer 83).

Priemerný obsah Cu v malokarpatských amfibolických horninách je podľa Cambela — Kupču (1965) 47 ppm. Tejto hodnote je blízka priemerná hodnota Cu v skupine 1 (51 ppm). Lange (1965) pre amfibolity Krušných hôr udal ako priemernú hodnotu 16 ppm Cu, pre CaO bohaté amfibolity hodnotu 80 ppm a pre migmatizované amfibolity hodnotu 12 ppm Cu.

Zirkónium. Hlavným nositeľom tohto prvku je minerál zirkón. Jeho množstvo v bázičných horninách je vcelku nepatrné. Obsahy Zr v študovaných metabazitoch varujú v medziach 20—430 ppm, väčšinou medzi 20—250 ppm. Priemerné hodnoty v skupinách 1 a 2 sú 220 a 255 ppm. Porovnaním obsahov priemerných hodnôt Zr v skupinách 1 a 2 pozorovať zvyšovanie jeho koncentrácie v metasomaticky modifikovaných typoch metabazitov (skup. 2). Zvýšenie hladiny obsahov Zr je podmienené mikroskopicky pozorovaným vznikom zirkónu v metasomatických procesoch.

Vcelku nevýrazné zvýšenie jeho obsahu v skupine 2 je dôsledok vysokého obsahu akcesorických minerálov s obsahom Zr v pôvodných metabazitoch. Z nich časť je v procesoch metasomatických premen horniny premenená. Je pravdepodobné, že zirkónium uvoľňujúce sa pri rozklade uvedených rudných a silikátových akcesórií je pohltené



Obr. 2/14

Obr. 2/15

na tvorbu novotvarov zirkónu, ktoré vznikajú v metasomatických procesoch. I napriek uvedenému predpokladanému redeponovaniu Zr pri metasomatických procesoch možno očakávať aj jeho migráciu (prínos) — obr. 2/12.

Obsahy Zr v amfibolitoch Malej Fatry (1) sa najviac blížia obsahom najbázickejších typov amfibolitov Malých Karpát a amfibolitom harmónskej série (Cambel — Kupčo, 1965). Amfibolity Malej Fatry majú mierne zvýšenú priemernú hodnotu Zr oproti priemerom udávaným v svetovej literatúre (od 60 po 200 ppm).

Scandium je typický stopový prvok bázických eruptív, prítomný vo forme izomorfnej prímеси v tmavých mineráloch. Jeho obsahy v analyzovaných metabazitoch sa pohybujú medzi 10—60 ppm, pričom väčšina hodnôt je v rozsahu 10—50 ppm. Priemerné hodnoty v skupinách 1 a 2 varíujú v malom rozsahu (32 : 30 ppm — vid' str. 38). Priemerný obsah scandia v amfibolických horninách Malých Karpát je 33 ppm (l. c.), ktorému sa veľmi blíži obsah v skupine 1 a 2 metabazitov Malej Fatry.

Stroncium patrí medzi prvky, ktoré v bázických horninách netvoria samostatné minerály. Jeho prítomnosť je viazaná na kalcium (plagioklas, amfibol, apatit, kalcit a i.). V študovaných metabazitoch patrí medzi prvky s najrozsiahlejšou disperziou. Jeho obsahy sa pohybujú od hodnôt nižších ako 80 ppm až nad 2 000 ppm.

Priemerné obsahy v rámci skupín sú silne ovplyvnené extrémne vysokými hodnotami. Z toho dôvodu na str. 38 udávam priemerné hodnoty vypočítané zo všetkých analýz (krížik) i priemerné hodnoty vypočítané bez hodnôt nad 1 000, resp. 2 000 ppm. V posledne uvedenom prípade do priemerov som použil nasledovné konkrétne hodnoty: v prípade analytikom udanej hodnoty Sr = >1 000 pre výpočet priemerného obsahu som použil hodnotu 1 250 ppm, v prípade >2 000 hodnotu 2 250 ppm. V oboch uvedených prípadoch obsahy Sr v skupine 2 sú vyššie ako v skupine 1. Vyplýva to najmä z postupného obohacovania metabazitov o plagioklasy ako podstatných nositeľov Ca v daných horninách.

Priemerný obsah 71 analyzovaných amfibolických hornín Malých Karpát (Cambel — Kupčo, l. c., str. 46) je 224 ppm Sr. V prípade, že do priemerov neboli započítané vysoké hodnoty, priemerné zloženie skup. 1 je značne vyššie (310 ppm), ale aj v opačnom prípade priemerné hodnoty ešte stále padajú do poľa rozptylu obsahov Sr v bázických horninách, ako ich udávajú Turekian — Kulp (1956).

Bárium v bázických horninách netvorí samostatné minerály. Vykazuje vysokú afinitu k draslíku. Bol zistený v množstvách až niekoľko desiatok, resp. vyše 2 000 ppm. Podobne ako v prípade Sr, aj u Ba boli vypočítané dvojité priemery (x — počítané zo všetkých analýz; ■ — počítané bez analýz s extrémne vysokými hodnotami Ba — vid' str. 39). Pre skupinu 1 je charakteristický podobný obsah Ba (x) ako priemerný obsah Sr v tejto skupine. V svetovej literatúre (in Cambel — Kupčo, l. c.) v bázických horninách sa zvyčajne udáva niekoľkonásobne vyšší obsah Sr ako Ba. Nie je to však pravidlom. Tak napr. Rankama — Sahama (1950, str. 458) udávajú vyšší obsah Ba ako Sr (250 ppm Ba : 150 ppm Sr).

Vysoká priemerná hodnota v skupine 1 je podmienená najmä vznikom biotitu na úkor amfibolov. Biotit je pri neprítomnosti draselných živcov podstatným nositeľom K. Zvyšovanie obsahov Ba pri metasomatických procesoch je viazané na zvyšovanie obsahov biotitu v horninách, prípadne i na ojedinele vznikajúci draselný živec. Záverom teda možno uviesť, že pri metasomatických procesoch v metabazitoch došlo k zvyšovaniu obsahu Ba v horninách, pričom Ba je viazané na novovznikajúci biotit.

3 Migrácia prvkov pri metasomatických premenách metabazitov

(Závery tejto kapitoly vychádzajú z analytických dát kap. 2)

3.1 Migrácia petrogénnych prvkov

Pre vyjadrenie migrácie prvkov v ďalšom používam metódu štandardnej bunky Bartha (1955) i napriek tomu, že si uvedomujem nedostatky tejto metódy, najnovšie zhrnuté napr. Rudnikom (1966). Výsledky dosiahnuté použitím tejto metódy sa v podstate nelíšia od výsledkov získaných metódou vyjadrenia obsahov katiónov na 100 m³, ktorú hojne opuzívajú sovietski autori. Hodnoty štandardných buniek sú uvedené v nasledujúcich tabuľkách (tab. 3/1—3/2). Zoradenie analyzovaných hornín do tabuliek je podobné ako do tabuliek 2/1—2/2.

Grafické zobrazenie výsledkov prepočtov z tabuliek 3/1 a 3/2 je na obr. 3/1 a 3/2. Nie sú na nich uvedené hodnoty katiónov, ktorých množstvo v hornine je veľmi nízke (Mn, Ti, P). Katióny v grafoch sú zoradené podľa klesajúceho mocenstva.

Na obr. 3/1 sú znázornené vzťahy hodnôt štandardnej bunky hornín z oblasti Mlynského potoka pri Martine (1.1). Obsahy Si v štandardných bunkách analyzovaných hornín stúpajú pravidelne; je to podmienené základným kritériom, podľa ktorého boli analyzované horniny zostavené do tabuliek — podľa stúpajúceho obsahu SiO₂ (tab. 2/1, 2/2).

Krivka hodnoty Al má nepravidelný priebeh, čo sa prejavuje aj v rámci jednej genetickej skupiny metabazitov, t. j. v rámci amfibolitov i metasomatických derivátov amfibolitov. Podobne výrazne varíruje aj hodnota Mg. V zobrazenej sérii hornín priebeh Ca krivky je najpravidelnejší, pričom je nepriamo úmerný priebehu krivky Si. Obsah draslíka v štandardnej bunke amfibolitu s. s. a masívneho amfibolitu vykazuje zhodné, vcelku nízke hodnoty. Obsah K sa u migmatitických amfibolitov prudko zvyšuje na skoro dvojnásobnú hodnotu, pričom rozdiely v jeho obsahoch medzi analyzovanými migmatitickými amfibolitmi sú nepatrné. Priebeh krivky Na v analyzovaných horninách je tiež nepravidelný. Pritom si nutno uvedomiť, že v grafoch prevýšenie obsahov K a Na v štandardných bunkách oproti ostatným katiónom je výrazne nadhodnotené. Pre K a Na bol zvolený interval 0,2 resp. 0,5 % obsahu, zatiaľ čo interval u ostatných katiónov je 2 % obsahu. Takéto prevýšenia boli zvolené preto, aby vynikli vzájomné vzťahy medzi alkáliami, ktoré sú kritickými katiónmi celého sledovaného procesu.

Hodnoty štandardnej bunky

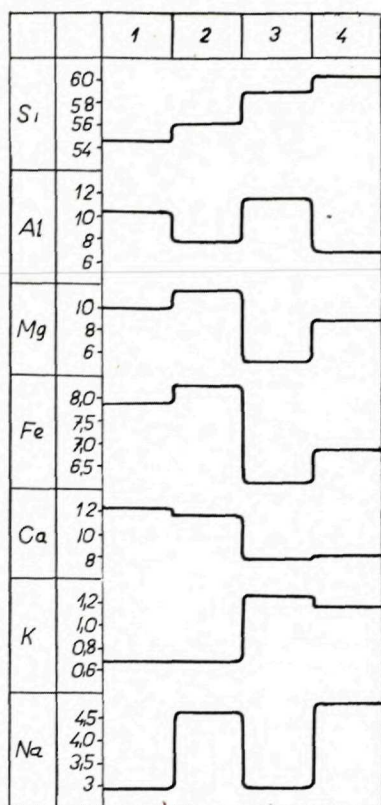
Tab. 3/1

1	$K_{0,68}Na_{2,93}Ca_{12,24}Mg_{9,92}Fe_{8,01}Al_{10,44}Si_{54,43}Ti_{1,14}P_{0,08}$
2	$K_{0,67}Na_{4,59}Ca_{11,64}Mg_{11,64}Fe_{8,39}Al_{7,77}Si_{56,33}Ti_{0,88}P_{0,03}$
3	$K_{1,25}Na_{2,95}Ca_{7,78}Mg_{5,10}Fe_{6,29}Al_{11,65}Si_{59,02}Ti_{0,91}P_{0,12}$
4	$K_{1,16}Na_{4,80}Ca_{8,10}Mg_{8,83}Fe_{6,93}Al_{6,96}Si_{60,42}Ti_{0,85}P_{0,03}$
5	$K_{0,86}Na_{2,06}Ca_{8,95}Mg_{18,03}Fe_{8,08}Al_{7,51}Si_{50,88}Ti_{0,93}P_{0,07}$
6	$K_{0,67}Na_{1,81}Ca_{11,66}Mg_{14,95}Fe_{10,11}Al_{6,35}Si_{52,14}Ti_{0,95}P_{0,05}$
7	$K_{1,12}Na_{2,12}Ca_{8,68}Mg_{12,07}Fe_{12,27}Al_{8,00}Si_{53,55}Ti_{1,18}P_{0,07}$
8	$K_{2,91}Na_{1,45}Ca_{10,92}Mg_{8,50}Fe_{18,68}Al_{10,34}Si_{55,55}Ti_{0,71}P_{0,03}$
9	$K_{3,03}Na_{1,10}Ca_{7,74}Mg_{6,46}Fe_{3,84}Al_{10,08}Si_{61,40}Ti_{0,49}P_{0,04}$

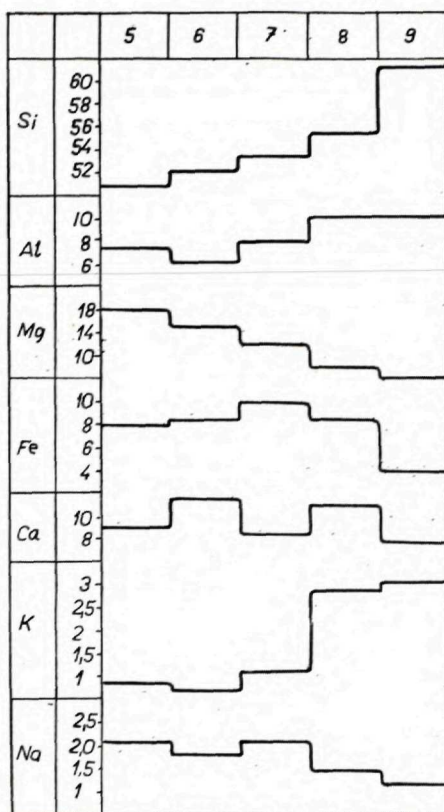
Tab. 3/2

10	$K_{1,73}Na_{1,33}Ca_{11,66}Mg_{11,67}Fe_{10,84}Al_{10,10}Si_{48,59}Ti_{1,59}P_{0,07}$
11	$K_{1,12}Na_{0,62}Ca_{13,16}Mg_{21,80}Fe_{13,79}Al_{3,70}Si_{48,00}Ti_{0,92}P_{0,34}$
12	$K_{1,89}Na_{1,24}Ca_{7,14}Mg_{13,58}Fe_{14,05}Al_{7,10}Si_{49,74}Ti_{1,49}P_{0,09}$
13	$K_{0,65}Na_{2,29}Ca_{9,81}Mg_{9,54}Fe_{14,10}Al_{9,61}Si_{52,24}Ti_{2,16}P_{0,12}$
14	$K_{1,90}Na_{4,88}Ca_{9,49}Mg_{5,96}Fe_{8,58}Al_{12,72}Si_{54,24}Ti_{1,17}P_{0,20}$
15	$K_{0,66}Na_{3,44}Ca_{10,30}Mg_{7,68}Fe_{12,06}Al_{10,52}Si_{54,05}Ti_{1,93}P_{0,08}$
16	$K_{0,39}Na_{1,36}Ca_{8,02}Mg_{7,09}Fe_{14,05}Al_{10,25}Si_{54,21}Ti_{2,62}P_{0,20}$
17	$K_{2,47}Na_{4,99}Ca_{6,42}Mg_{4,13}Fe_{6,96}Al_{12,58}Si_{56,66}Ti_{0,74}P_{0,04}$
18	$K_{2,72}Na_{4,52}Ca_{6,95}Mg_{7,39}Fe_{4,74}Al_{11,20}Si_{57,89}Ti_{0,83}P_{0,03}$

Na obr. 3/2 sú zobrazené pomery zastúpenia katiónov v štandardných bunkách metabazitov z doliny východne od kuneradského kaštieľa (1.2). Priebeh kriviek štandardných buniek analyzovaných hornín je oproti obr. 3/1 pravidelnejší. Najpravidelnejší priebeh má krivka Mg, ktorá má klesajúcu tendenciu a je v nepriamej korelácii s priebehom krivky Si. Pravidelnosť ostatných kriviek je narušovaná hodnotou, ktorá sa vymyká celkovému stúpajúcemu alebo klesajúcemu trendu krivky (prípady Al, K, Na). Okrem analýzy 6 pozorovať nepriamo úmerné hodnoty obsahov Na a K. Ich porovnaním s priebehom kriviek na obr. 3/1 vyplýva, že kvantitatívne vzťahy medzi K a Na pri metasomatických premenách amfibolitov sú veľmi variabilné a nedajú sa paralelizovať ani v dvoch oblastiach toho istého pohoria.



Obr. 3/1. Vzťahy kationov štandardnej bunky v rôznych typoch metabazitov z doliny Mlynského potoka pri Martine. — Relations of kation values of the standard cell in various metabasite types of the valley Mlynský potok near Martin.



Obr. 3/2. Vzťahy hodnôt kationov štandardnej bunky v rôznych typoch metabazitov z doliny vých. od kúneradského kaštieľa. — Relations of kation values of the standard cell in various metabasite types of the valley east from the castle Kúnerad.

Z rozborov grafického zobrazenia obsahov katiómov v štandardných bunkách analyzovaných hornín (obr. 3/1 a 3/2) vyplýva, že katióny možno rozdeliť do nasledovných skupín: (a) katióny, ktorých obsah s intenzitou metasomatických premien narastá (Si, K, Na); (b) katióny, ktorých obsah postupne klesá (Ti, Fe, Mg, Ca); (c) samostatné postavenie má Al, ktorý vykazuje vyrovnanú hladinu obsahov.

Zámena prvkov Ca, Fe, Mg iónmi Si, K, Na je typická pre metasomatické premeny označované ako *granitizácia* (Reynolds, 1946). Takúto migráciu katiómov v procese *granitizácie* bázik Ladošskej formácie popísal Sudovikov (1954, str. 120–132), podľa ktorého v tomto procese dochádza k postupnému

znižovaniu obsahu tmavých minerálov za súčasného zvyšovania obsahu živcov a kremeňa v horninách. Došlo pritom k prínosu Si, K, Na za súčasného odnosu Fe, Mg, Ca a Ti (poradie je uvedené podľa objemov migrujúcich prvkov). Al miestami vykazuje stúpanie obsahov, inde zase klesanie.

Podobné procesy popísal Peterlongo (1955) v oblasti Lyonu. Základné typy metabazitov — amfibolity, boli premenené v amfibolické ruly a migmatity. Základné horninové typy tejto série analyzoval, pritom premenu amfibolitov v rôzne typy migmatitov chápal ako alochemický proces, pri ktorom došlo k prínosu Si, Na a k odnosu Fe, Ca, Mg. Obsahy Al východzieho člena série — amfibolitu a intenzívne migmatitizovaných typov sú bez podstatnej zmeny. Draslík sa pri uvedených premenách amfibolitov v podstatnej miere nezúčastňuje reakcií (l. c., tab. 2, str. 364).

Podobné štúdium robil v Centrálnej Afrike Bessoles (1962), podľa ktorého migrácia katiónov pri metasomatických premenách metabazitov je nasledovná: Si a K majú tendenciu zvyšovať svoje obsahy; Al, Ca, Fe, Mg sú pri týchto procesoch odnášané. Obsah Na zostáva bez podstatnej zmeny. K podobným výsledkom došiel aj Snook (1965) v oblasti Collville (New York) a Kordymowicz (1958) v oblasti Kielce (USSR) a i.

Konfrontáciou výsledkov prác uvedených a niektorých domácich autorov (Palivcová, 1966; Fediuk et alii, 1966 a i.) s výsledkami z oblasti Malej Fatry dochádzam k záveru, že pri metasomatických premenách metabazitov dochádzalo k prínosu Si, K a Na, a k odnosu Ca, Fe a Mg. Uplatnenie sa alkalických kovov je nerovnomerné; miestami dochádza k výraznému zvýšeniu obsahov obidvoch katiónov (K, Na), miestami sa pri vzniku nových minerálov uplatňuje len jeden z nich. Úloha Al v sledovaných procesoch nie je dostatočne vyjasnená. Boli pozorované prípady jeho odnosu i prínosu.

3.2 Migrácia stopových prvkov

Gálium. Pri metasomatických procesoch metabazitov Malej Fatry pozorovať nevýrazné zníženie obsahov tohto prvku.

Chróom. Porovnaním priemerných obsahov Cr v skupinách 1 a 2 pozorovať nepatrné stúpanie jeho obsahu v skupine metasomaticky premenených amfibolitov (str. 38). Nakoľko jeho obsah je prevažne viazaný na rudné minerály, predpokladám, že zvýšenie je podmienené primárnym vyšším obsahom rudných minerálov v skupine 2. Nakoľko počas metasomatických procesov nebolo pozorované vznikanie podstatného množstva novotvarov rudných minerálov, nedošlo teda pravdepodobne ani k prínosu Cr do metabazitov.

Vanád patrí do skupiny prvkov, u ktorých počas metasomatických procesov došlo k výraznému zníženiu obsahu.

Nikel a kobalt. Obidva prvky v procese metasomatických premien metabazitov sa chovali rovnako — pozorovať zníženie ich obsahov.

Meď. Obsah tohto prvku pri metasomatických premenách metabazitov Malej Fatry vykazuje výrazne klesajúce obsahy. Podmienené je to jednak

znižovaním obsahov tmavých minerálov, v ktorých Cu izomorfne zastupuje Fe, jednak nestálosťou sulfidov v týchto procesoch.

Zirkónium. Pri sledovaných premenách jeho obsahy nevýrazne stúpajú, čo je podmienené vznikom novotvarov zirkónu na jednej strane a súčasným znížením obsahov bežných akcesoriických minerálov s obsahom Zr na strane druhej. Prínos Zr potrebný pre vznik novoproduktov zirkónu bol vyšší ako jeho odnos, spôsobený nestálosťou niektorých akcesoriických minerálov.

Scandium. Obsahy Sc sú podmienené množstvom tmavých minerálov. Celkove u hornín Malej Fatry pozorovať nepatrné zníženie jeho obsahov (časť amfibolov je nahradzovaná novovznikajúcim biotitom).

Stroncium a báryum predstavujú katióny, u ktorých pozorovať výrazné zvýšenie ich priemerných obsahov v sledovaných procesoch.

4 Genetické poznámky

V tejto kapitole diskutujem o niektorých výsledkoch terénneho i laboratórneho výskumu metabazitov a ich porovnaní s údajmi v literatúre. Kvantitatívnych vzťahov katiónov v procese metasomatických premien sa nedotýkam, nakoľko boli rozvedené v predchádzajúcej kapitole.

4.1 Zmeny minerálnych asociácií metabazitov

Minerálne asociácie pôvodných metabazitov boli málo pestré. Pre väčšinu typov to bola asociácia: (1) amfibol-plagioklas, ku ktorým v malom množstve miestami pristupoval aj kremeň a ďalšie obvyklé akcesorie metabazitov. Metasomatické premeny v uvedenej asociácii sa prejavili vznikom metasomatických novotvarov. Minerálne asociácie metabazitov v ďalšom uvádzam podľa ich zastúpenia:

- (2) amfibol-plagioklas-biotit;
- (3) amfibol-plagioklas I-biotit-plagioklas II;
- (4) amfibol-plagioklas I-biotit-plagioklas II-granát;
- (5) amfibol I-plagioklas I-biotit-plagioklas II-amfibol II-kremeň;
- (6) plagioklas II-biotit-kremeň-epidot;
- (7) plagioklas II-biotit-kremeň-K-živce.

Asociácie 2–5 predstavujú prechodné minerálne asociácie. Naproti tomu asociácie 6–7 vznikli pri metasomatických procesoch a sú za daných podmienok stabilné. Pre asociáciu 3–5 je zároveň charakteristické, že obsahuje 2 generácie minerálov. Typy označené ako I. generácia (I) predstavujú reliktné minerály amfibolitov, typy II vznikli pri metasomatických premenách. Postupným zintenzívňovaním premien dochádzalo k metasomatickej premene I. generácie minerálov. Vznik asociácií 6–7 zároveň chápem ako vý-

sledok reakčných chemických procesov medzi metatektom a existujúcimi minerálmi.

Okrem uvedených asociácií v študovaných horninách boli zistené aj ďalšie, len lokálne rozšírené. Sú to najmä: (8) amfibol; (9) amfibol-granát; (10) amfibol-biotit; (11) amfibol-kremeň.

Horniny zložené len z amfibolu sa zistili vo všetkých študovaných oblastiach. Pozvoľne prechádzajú do hornín ad 9—11. Lokálny rozsah majú aj horniny s asociáciami: (12) amfibol-epidot; (13) epidot.

4.2 Minerály v metasomatických procesoch

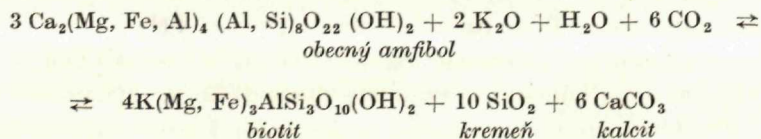
Metasomatické novotvary pre svoj vznik spotrebujú časť katiónov (resp. aniónov) danej minerálnej asociácie i katióny prinášané do sústavy. Substrátom v sledovaných procesoch boli amfibolity, t. j. horniny bohaté na mafické prvky. Reakciou prinášaných katiónov s minerálnou asociáciou metabazitov v pevnom stave došlo k vzniku niektorých typických metasomatických novotvarov. Z nich je charakteristický najmä biotit. Podľa Mischa (1949) biotitizácia amfibolov báziických hornín je prvým prejavom ich granitizácie.

Biotit tvorí najčastejšie drobné zhľuky lupenov, pričom lupene majú všesmernú orientáciu. Boli zistené dva typy biotitu: prvý vzniká difúzne-metasomatickým spôsobom, pričom dochádza najprv k zhnednutiu amfibolov a až potom k individualizovaniu drobných biotitových lupenov. Tieto majú neostre (difúzne) obmedzenie. V iných prípadoch bolo pozorované postupné zatlačanie amfibolov pozdĺž štiepných trhlín a od okrajov. Obidva spôsoby v pokročilom štádiu vedú k vzniku prevažne drobnolupenitých glomerblastov biotitu. Jednotlivé lupene biotitu pritom majú všesmernú orientáciu.

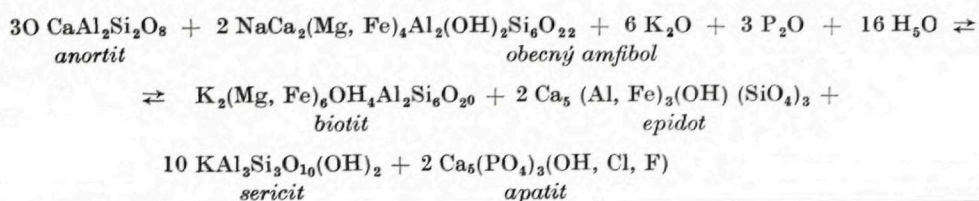
Opačný proces, t. j. vznik amfibolu na úkor biotitu popísala Hietanenová (1962) z kontaktu dioritu s jemnozrnnými biotitickými rulami. Podľa nej telesá metabazitov v pararulách vznikli Mg-, Fe-, Al- a Ca-metasomatózou posledných.

Pri postupnom zintenzívňovaní prínosu draslíka do horniny došlo k úplnej biotitizácii amfibolu. Biotit v tomto štádiu premeny metabazitu vzniká aj mimo zrn amfibolov, pričom miestami pozorovať jeho výrazne nerovnomerné rozloženie v hornine.

Vznik drobnolupenitých agregátov biotitu, kremeňa a kalcitu možno podľa Dage-lajského (1962, str. 111) vyjadriť nasledovne:



Prínos H_2O , P_2O_5 a K_2O do amfibolitov sa podľa Pinajevovej (1962, str. 310) prejaví vo vzniku nasledovnej minerálnej asociácie:



Pri metasomatických premenách metabazitov amfibol prekonáva charakteristické zmeny morfológie a sčasti aj optických vlastností. V amfibolitoch s. s. bol zistený zelený i hnedý obecný amfibol. V migmatitických amfibolitoch, okrem uvedených typov bol pozorovaný aj vznik amfibolu mladšej generácie. Oproti obecnému amfibolu má svetlejšiu farbu a menší uhol zhášania γ'/c . Miestami má výrazne modrastý pleochroický odtieň (γ'). Vo feldšpatizovaných amfibolitoch, prípadne amfibolitoch s lit-par-lit nástrekmí, jeho maximálnu koncentráciu pozorovať na styku živcového, prípadne kremeň-živcového metatektu. Tvorí stĺpčeky, prípadne v podobe lemu dorastá okolo obecného amfibolu. Miestami, a to najmä u typov s vysokým podielom metatektu, obláčkovite zatláča pôvodný amfibol, ktorý takto nadobúda undulózný charakter. Soen (1962) z južného Grónska popísal podobnú premenu amfibolu — hornblenditov, keď sú tieto presekávané žilkami kremeňa.

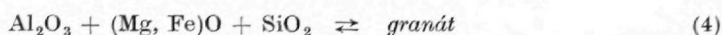
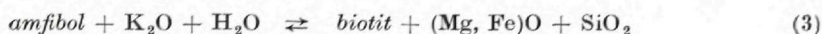
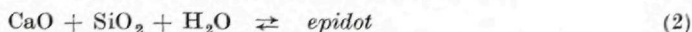
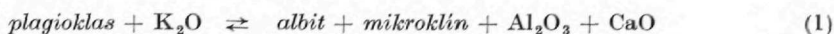
Amfibol má často „deravý“ charakter s uzavreninami kremeňa. Pri premene obecného amfibolu (amfibol I) v amfibol mladšej generácie (amfibol II) došlo k individualizovaniu izomorfného Ti do titanitu.

Na rozdiel od väčšiny autorov, ktorí sledovali premeny metabazitov v zóne migmatitizácie až ultrametamorfózy (Sudovikov, 1954; Bessoles, 1962; Lange, 1965 a i.) K-živce som zistil len akcesoricky. Presný obraz o ich zastúpení v metasomaticky premenených metabazitoch je zastretý jednak sekundárnymi premenami živcov, jednak sódnou metasomatózou nasledujúcou po draselnej metasomatóze. V prípade vzniku väčšieho množstva K-živcov, tieto boli v ďalších procesoch úplne albitizované. Chemizmus metabazitov bol vhodnejší pre vznik biotitu, a nie K-živcov, prípadne jeho množstvo bolo dostačujúce len pre vznik biotitu.

V procesoch metasomatických premien metabazitov význačnú úlohu zohrali akcesórie. Tak napr. pre migmatitické amfibolity, amfibolické ruly a ďalšie typy metabazitov je charakteristická prítomnosť miestami značného množstva zirkónov. Jeho morfológické vlastnosti (miestami pozorovaná zonárna stavba, zrasty, uzavreniny) svedčia o pulzačnom charaktere procesov počas jeho vzniku. Nakoľko je sústredený prevažne v svetlej zložke premenených metabazitov, považujem ho za minerál, patriaci svojím vznikom do

Prítomnosť zvýšeného množstva apatitu v biotitických amfibolitoch je podmienená prínosom dostatočného množstva P_2O_5 . Typickým sprievodným znakom metasomatických procesov v metabazitoch Malej Fatry je dekalifikácia (dezanortizácia) pôvodných plagioklasov metabazitov. V počiatkových štádiách premien pozorovať súčasnú prítomnosť stredne bázického plagioklasu (plagioklas I) i kyslého oligoklasu (plagioklas II). Zintenzívňovaním metasomatických premien dochádza k vzniku jedného plagioklasu o bazicite do An 24. Dekalifikácia pôvodných plagioklasov prebieha v dôsledku: (a) metasomatického prínosu K_2O do horniny; (b) metasomatického prínosu Na_2O do horniny; (c) uvoľnením malého množstva izomorfného Na_2O z amfibolov.

Albitizáciu plagioklasov za prínosu K_2O možno podľa Hårmeho (1958, in Pinajeva, 1962, str. 314) vyjadriť nasledovne:



Uvedené reakcie zároveň znázorňujú možný priebeh vzniku novotvarov granátov a asociácie plagioklas + amfibol. I napriek tomu, že uvedená asociácia má v západokarpatskom kryštaliniku regionálne rozšírenie, vznik granátov v metabazitoch bol pozorovaný len lokálne. Pre jeho vznik, okrem uplatnenia sa uvedených metasomatických procesov predpokladám preteplenie celého horninového komplexu. Podobnú genézu granátov v amfibolitoch Západných Tatier spomína aj Gorek (1959). Pre vznik väčšieho množstva granátov (nad 10 % obj.) v metabazitoch nutno predpokladať rozsiahlu migráciu prvkov nielen v rámci telesa metabazitu, ale aj v rámci celého chemicky heterogénneho komplexu metamorfítov. Granát sa vo väčšine prípadov vyznačuje poikiloblastickou štruktúrou, pričom tvorí výrazné porfyroblasty i drobné idioblasty. Miestami bol zistený „atolovitý“ habitus, prípadne bolo pozorované jeho zatláčanie biotitom, chloritom a kremeňom. Typické je jeho vystupovanie uprostred svetlých minerálov — amfibolov sa prakticky nedotýka.

4.3 Časový priebeh metasomatických procesov

Na metabazitoch Malej Fatry metasomatické premeny sa uplatnili postupne. Uplatnenie sa jednotlivých katiónov v určitom časovom úseku nebolo rovnomerné. Zovšeobecňujúc výsledky mikroskopického štúdia (kap. 1), časovú postupnosť metasomatických premien možno načrtnúť takto:

(1) Prvá „vlna“ metasomatických procesov mala charakter draselnej

metasomatózy. Prinášané K_2O reagovalo s amfibolitom (amfibolom) za vzniku biotitu. Pravdepodobná prítomnosť Ti v amfiboloch podmienila vznik červeno-hnedého až hnedočerveného sfarbenia biotitu (γ'). Ku koncu tohto štádia metasomatických premien dochádzalo k výraznej albitizácii plagioklasov. Prejavila sa vznikom lemov kyslého plagioklasu okolo plagioklasov I. V prípade prínosu takého množstva draslíka, ktoré nemohlo byť viazané na tvorbu biotitu, vznikli pravdepodobne aj draselné živce.

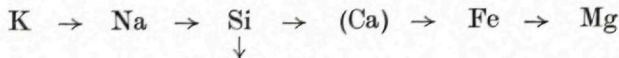
(2) Zvyšovaním intenzity premien došlo zároveň aj k výraznej zmene chemizmu. Biotitizáciu amfibolitov vystriedala ich feldšpatitizácia, t. j. došlo k podstatnému prínosu Na_2O . Spočiatku sa to prejavilo vznikom kyslých plagioklasov pri súčasne zachovaných andezín-labradoroch. V neskoršej fáze dochádzalo k chemickej homogenizácii plagioklasov metabazitov. V tejto etape došlo aj k albitizácii prípadne vzniklých K-živcov a k rekryštalizácii pôvodných amfibolov metabazitu v amfibol II. Vznikli aj minerály klinozoit-epidotovej skupiny (inkl. ortitu), titanit II a i.

(3) Završenie metasomatických procesov predstavuje podstatné uplatnenie sa SiO_2 v týchto procesoch. Toto štádium premeny sa prejavilo vznikom kremeňa, ktorý zatláča všetky minerály. Od intenzity Si-metasomatózy závisí, či konečné produkty svojím minerálnym a chemickým zložením sa približujú horninám syenitového, alebo granitového radu. Táto postupnosť metasomatických procesov má lokálne odchýlky. Boli pozorované rôzne štádiá uplatnenia sa uvedeného komplexu premien. Podobné pomery pozoroval napr. Sudovikov (1953) v Západnom Belomorí, Šurkin et alii (1962) na metabazitoch belomorského komplexu a mnohí ďalší autori.

Pozorovaná postupnosť zmeny chemizmu metabazitov pri metasomatických procesoch je dôsledkom nerovnakej mobility sodíka a draslíka. Celkove sa v literatúre uvádza (napr. Sergejev, 1964), že pri štandardných podmienkach (t. j. 18 °C) draslík je mobilnejší ako sodík, i keď uvedený autor udáva jeho migráciu na kratšiu vzdialenosť. Pri teplote okolo 400 °C dochádza k obrátenému sledu migrácie týchto kationov. Nakoľko v študovaných oblastiach sa vždy najprv uplatnila K-metasomatóza, nutno predpokladať, že difúzia alkalických kovov bola nesúčasná.

Prínos alkalických kovov do hornín s vysokým obsahom železnato-horečnatých minerálov spôsobil ich rýchlu fixáciu. Prínos alkalických kovov do rovnovážnej minerálnej asociácie je kompenzovaný odnosom mafických prvkov. Inými slovami, alkalická metasomatóza dala impulz k migrácii Fe, Mg a Ca, čiže k vzniku horečnato-železnatej a Ca-metasomatózy. V dôsledku zachovania rovnováhy mafické prvky unikali zo systému, tvoriac akýsi „predvoj“ alkalickéj metasomatózy. Ich migráciu možno stotožniť s „bázickým frontom“ Reynoldsovej (1946).

Z uvedeného vyplýva, že migrácia katiónov pri metasomatických procesoch metabazitov Malej Fatry môže byť vyjadrená nasledovne:



Pre dosiahnutie extrémneho štádia premeny, t. j. štádia, kedy sa novovzniknutá hornina svojím minerálnym a chemickým zložením, a často i textúrnymi a štruktúrnymi znakmi, podobá plutonickej hornine je potrebná rozsiahlejšia výmena katiónov ako je to v prípade premeny pararúl. Vyplýva to z väčšieho rozdielu chemického zloženia metabazitov a plutonických hornín, ktorým sa vzniklé horniny miestami už podobajú (granosyenit, syenodiorit a i.).

Záver

(1) Terénne a laboratórne štúdium metabazitov Malej Fatry prinieslo dôkazy o uplatnení sa postkinematických metasomatických premien v týchto horninách. Na metabazitoch sa prejavili vtedy, keď sa nachádzajú v zónach migmatitizácie až anatexie. Rozsah premien metabazitov je veľký. Vcelku však nedosahuje intenzity premien metamorfitov rulového charakteru. Miestami vysokú intenzitu metasomatických premien chápem ako dôsledok intenzívneho, a pravdepodobne aj dlhodobého pôsobenia metatektu na „bariéry“, ktorými boli práve telesá amfibolitov.

(2) Premeny metabazitov mali postupný charakter. Boli vyčlenené tri štádiá týchto premien:

(a) V prvom štádiu došlo k vzniku metasomatického biotitu na úkor amfibolu. Prínos K_2O , ktoré v tejto etape zohralo rozhodujúcu úlohu, len v ojedinelých prípadoch viedol k vzniku K-živcov. I prípadne vzniklé K-živce boli v ďalších etapách premeny metabazitov albitizované;

(b) mladším procesom je feldšpatitizácia. V prvých etapách sa prejavila vznikom drobných zrn, resp. lemov kyslého plagioklasu okolo plagioklasov I. generácie. Proces feldšpatitizácie horniny je zavŕšený homogenizáciou plagioklasu. Pôvodný plagioklas je dekalifikovaný za vzniku kyslého plagioklasu (12–24 % An);

(c) pri kulminácii, no najmä pri doznievaní feldšpatitizácie metabazitov v podstatnej miere sa začína uplatňovať aj kremitá metasomatóza. Novovzniknutý kremeň má výrazný charakter posledne vzniknutého minerálu danej asociácie.

(3) V dôsledku nevýrazného uplatnenia sa kremitej metasomatózy v počiatočných, a miestami i kulminačných štádiách metasomatickej premeny metabazitov Malej Fatry, vznikajúce horniny majú minerálnu asociáciu syenodioritov až granosyenitov. Vzniknuté horniny miestami možno označiť

ako usmernené plagioklasové syenity až granosyenity. Procesy metasomatickej premeny metabazitov majú skôr charakter syenitizácie ako granitizácie. Pri intenzívnom uplatnení sa konečnej fázy metasomatických premien, t. j. kremitej metasomatózy, novovzniknuté horniny majú miestami charakter amfibolických migmatitov plagiogranitového zloženia.

Celkový deficit voľného SiO_2 pri metasomatických premenách metabazitov sa odráža aj na charaktere ložných žiliek (hniezd) i pravých žíl aplit-pegmatitického materiálu. Vo väčšine prípadov majú totiž charakter desilicifikovaných, resp. sčasti desilicifikovaných aplit-pegmatitov.

(4) Genéza páskovaných typov metabazitov (striped and banded amphibolites) v literatúre nie je chápaná jednotne. Je niekoľko možností vysvetlenia týchto textúr:

(a) páskovanosť je podmienená rozdielnosťou predmetamorfného materiálu, pričom existujúce rozdiely sa pri metamorfných procesoch zachovali;

(b) páskovanosť je dôsledok prenikania felsilického materiálu do metamorfovej osnovy, pričom preniky sú prevažne lit-par-lit;

(c) páskovanosť je dôsledok metamorfnej diferenciacie pôvodne homogénnej horniny.

Stromatitické amfibolity Malej Fatry vznikli prínosom metatektu do amfibolitového substrátu. Vyplýva to z výraznej postupnej zmeny chemického zloženia, rekryštalizácie minerálov v blízkosti svetlých polôh, minerálnej asociácie svetlých polôh, dvoch generácií niektorých minerálov, z odlišného geochemického charakteru homogénnych amfibolitov a stromatitických typov.

(5) V študovaných amfibolitoch sa zistilo niekoľko typov amfibolov:

(a) svetlo až tmavohnedý (γ') obecný amfibol, najmä v amfibolitoch s. s.;

(b) sýtozelený obecný amfibol (γ') v amfibolitoch s. s. i v migmatitizovaných amfibolitoch;

(c) svetlozelený amfibol aktinolitického zloženia. Je výrazne mladší ako amfiboly ad (a, b). V silne feldšpatitizovaných typoch pozorovať narastanie aktinolitického amfibolu okolo hnedého a sýtozeleného obecného amfibolu;

(d) modrozelený (γ') amfibol bol zistený len v metasomaticky premenených amfibolitoch, a to na styku zeleného amfibolu s plagioklasom II, resp. kremeňom. Tvorí lemy okolo amfibolu „b“ typu, menej aj samostatné stĺpčeky. Je výrazne mladší ako amfiboly ad a, b.

Otázka rôzneho sfarbenia amfibolov nie je jednoznačne vyriešená. Podľa Turnera (1948, in Hejtman, 1962, str. 50) hnedý amfibol vzniká pri vyššej teplote ako zelený amfibol. Tento poznatok by sa dal aplikovať na hnedé amfiboly niektorých amfibolitov s nevýrazne bridličnatou až masívnou textúrou, ktoré textúrne znaky predstavujú pravdepodobne dôsledok rekryštalizácie pôvodne bridličnatých amfibolitov.

Modrozelený, miestami až fialovkastý farebný odtieň je podľa mnohých autorov dôsledok zvýšeného obsahu Na, podľa iných (Seitsaari, 1953, in Hejtman, 1962, str. 50) je to dôsledok vyššieho obsahu vody a železa v týchto amfiboloch. Doterajšie štúdium neumožňuje riešenie tohto problému v študovaných horninách.

(6) Okrem hlavných minerálov metasomatické premeny metabazitov sa odrazili aj na kvantitatívnom zastúpení a kvalitatívnych znakoch akcesorických minerálov. Pre pôvodné amfibolity je charakteristická asociácia: titanit, ilmenit, apatit, pyrit, magnetit. Pri metasomatických premenách došlo jednak k premene pôvodnej minerálnej asociácie (leukoxenizácia Ti-minerálov, čiastočný rozklad pyritu, pri doznievaní uvedených procesov aj čiastočná limonitizácia rudných minerálov), jednak k vzniku novotvarov. Vznikli akcesorické minerály II. generácie: titanit II, apatit II, prípadne novotvary zirkónu, rutilu, epidotu, ortitu, klinozoizitu a granátu.

(7) Postkinematické premeny študovaných metabazitov Malej Fatry mali výrazne alochemicko-komplementárny charakter. Charakteristickým znakom týchto premien je petrochemická akumulácia niektorých prvkov na jednej a mobilita iných na strane druhej. Koncentrácia prvkov podmieňuje za daných „pt“ podmienok vznik maximálne stabilných minerálnych asociácií.

Sledovanie migrácie prvkov pri metasomatických premenách metabazitov medzi petrogennými prvkami umožnilo vyčleniť 3 skupiny: (a) *prinášané prvky*: K, Na, Si, Zr, Sr, Ba; (b) *prvky, ktorých obsah sa podstatne nemenil*: Al, Sc, Ga, Cr; (c) *odnášané prvky*: Ca, Fe, Ag, Ti, Ni, Co, Cu, V. Vytlačené mafické prvky v zónach migmatitizácie miestami spôsobili vznik mafických lemov (najmä vznik metasomatického biotitu). Ide o ekvivalent „bázického frontu“ Reynoldsovej (1946).

Zaujímavé je geochemické chovanie Sr. Tento prvok má výraznú geochemickú afinitu ku kalciumu. Obsah Ca sa počas metasomatických premien metabazitov znižuje, no i napriek tomu obsah Sr stúpa. Jedno z možných objasnení je to, že pri dekalifikácii plagioklasov pôvodných metabazitov dochádza síce k odnosu Ca, no stroncium sa viaže na zbývajúce Ca v mriežke vznikajúcich kyslejších plagioklasov.

Podľa terénnych i mikroskopických pozorovaní minerálna asociácia meta-tekta, a to najmä v počiatočných štádiách premeny metabazitov, sa sústreďuje v smere plôch bridličnatosti, pozdĺž trhlín, puklín a na okraje telies metabazitov, t. j. na kontaktné plochy. Z uvedeného vyplýva, že tieto textúrne prvky metabazitových telies boli cestami maximálneho transportu hmoty, pričom tento prebiehal v kvapalnej, resp. kvapalno-plynnej fáze. Minerálna asociácia sa počas prínosu stala nestálou; prinášané prvky reagovali s danou minerálnou asociáciou za zmenených pt podmienok, takže vznikali minerálne

novotvary. Po nasýtení textúrne predisponovaných migračných plôch došlo aj k uplatneniu intergranulárneho filmu (Wegman, 1935). Reakciou takto transportovaných iónov s danými minerálmi horniny vznikli premeny od okrajov, prípadne pozdĺž štiepných plôch existujúcich minerálov. Takto si možno vysvetliť vznik lemov plagioklasov II okolo plagioklasov I, biotitizáciu amfibolov od ich okrajov, vznik blastov kremeňa medzi zrnami minerálov metabazitu a i. No, a konečne v študovaných metabazitoch došlo aj k uplatneniu intramriežkovej metasomatózy. Jej produktom je difúzna biotitizácia amfibolov, nahradzovanie Ca v celej hmote plagioklasov a i.

Lektoroval prof. Ing. L. Rozložník.

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1958: Geológia československých Karpát — 1. SAV, Bratislava. — [2] Ball T. K., 1966: The geochemistry of the Randesund banded gneisses. Norsk Geol. Tidsskr., B. 46, H. 4. — [3] Barth T. W. F., 1955: Presentation of rocks analyses. Jour. Geol., 63. — [4] Bessoles B., 1962: Géologie de la région de Brie et d'Ippy (république Centrafricaine). Contribution a l'étude de la migmatitisation. Mém. Bur. Rech. et Min., No 18. — [5] Burchart J., 1960: O wystopowaniu skal wapienno-krzemianowych wsród amfibolitów tatrzańskich. Arch. Min., t. XXIV, z. 2. — [6] Cambel B., 1952: Amfibolické horniny v Malých Karpatoch. Geol. práce Zošit 28. — [7] Cambel B., 1954: Geologicko-petrografické problémy v severovýchodnej časti Malých Karpát. Geol. práce, Zošit 36. — [8] Cambel B., 1958: Príspevok ku geológii pezinsko-perneckého kryštalinika. Acta geol. et geogr. Univ. Com., Geol. Nr. 4. — [9] Cambel B. — Valach J., 1956: Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich geológia, petrografia a petrochémia. Geol. práce, Zošit 42. — [10] Cambel B. et alii, 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geol. mape ČSSR, 1 : 200 000, list Wien—Bratislava. Geofond, Bratislava. — [11] Cambel B. — Kupčo G., 1965: Petrochemie und Geochemie der metamorphen Hornblendegesteine aus der Kleinkarpatenregion. Náuka o Zemi, Geol. No 1. — [12] Cannon T. R., 1963: Classification of amphibolites. Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 74, No 8. — [13] Dagelajskij V. B., 1963: Granity Murmansko-lokaňgskogo massiva. Tr. lab. geol. dokembr., vyp. 15. — [14] Fairbairn H. W. — Ahrens L. H. — Lorraine G. Gorfinkle, 1953: Minor element content of Ontario diabase. Geochim. et Cosmochim. Acta, 3. — [15] Fediuk F. — Ichinkhorloo B. — Ciniburg M., 1966: The Neratovice Complex — a Product of Metasomatic Transformation of Volcanic into Rocks of Plutonic Appearance. Paleovolcanites of the Bohemian Massif, Praha. — [16] Gawel A., 1959: Zagadnienia petrograficzne trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich. IG Biul., 149. — [17] Goldschmidt V. M., 1954: Geochemistry (ed. by Muir A.). Oxford Univ. Press. — [18] Gorek A., 1959: Prehľad geologických a petrografických pomerov kryštalinika Vysokých Tatier. Geol. zbor. X, 1. — [19] Grubenmann V., 1910: Die kristallinen Schiefer. Eine Darstellung der Erscheinungen der Gesteinsmetamorphose und ihrer Produkte. Berlin. — [20] Harker A., 1956: Metamorphism. A study of the transformation of rock masses (3 rd ed). Metven — London. — [21] Harman M., 1963: Petrografia iniciálnych bázických vulkanitov krakovskej zóny. Archív katedry petrografie PFUK, Bratislava. — [22] Heier K. S., 1962: The possible origin of amphibolites in an area of high metamorphic grade. Norsk Geol. Tidsskr., 42. — [23] Hejtman B., 1962: Petrografie metamorfovaných hornin. Nakl. ČSAV, Praha. —

- [24] Hietanen A., 1962: Metasomatic metamorphism in Western Clearwater County, Idaho. Geol. Surv., Prof. Paper, 344 A. — [25] Hovorka D. in M. Kuthan a kol., 1963: Predtriasové útvary veporíd. Vysvetlivky k prehľad. geol. mape ČSSR 1:200 000, list Zvolen. Geofond, Bratislava. — [26] Hovorka D., 1967: Metaultrabasites of the Kraklová zone of the veporides. Geol. práce, Správy 41. — [27] Hovorka D., 1969: O možnosti odlíšenia para- a ortoamfibolitov. Čas. pro min. a geol., Praha. — [28] Hovorka D., 1969: Die Genese der Amphibolite der Westkarpaten. Geol. zbor. XVIII. 1. — [29] Ilavský J., 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 46. — [30] Ivanov M., 1957: Genéza a vzťah granitoidných intrúzií k superkrustálnym sériám kryštalinika Suchého a Malej Magury. Geol. práce, Zošit 47. — [31] Ivanov M. — Kamenický L., 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika Malej Fatry. Geol. práce, Zošit 45. — [32] Ivanov M., 1962: K pôvodu kryštálických bridlic a granitoidov v severovýchodnej časti veporíd. Věstn. ÚÚG, XXXVII, 6. — [33] Kamenický L., 1956: Predbežná správa o základnom geologickom výskume kryštalinika Braniska. Manuscript; Geofond, Bratislava. — [34] Kamenický L. — Marková M., 1957: Petrografické štúdiá fylit-diabázovej série gemerid. Geol. práce, Zošit 45. — [35] Kamenický J. in M. Maheľ a kol., 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II, zv. 1. Nakl. ČSAV, Praha. — [36] Kamenický J., 1967: Die Regionalmetamorphose in den Westkarpaten. Acta Geol. Acad. Scient. Hung., T. 11 (1—3). — [37] Kordymowicz I., 1958: Przejawy granitizacji amfibolitu. Roczn. Pol. Tow. Geol., XXVII, z. 1—4. — [38] Klinec A., 1958a: Kryštalinikum severovýchodnej časti Malej Magury. Geol. práce, Správy 12. — [39] Klinec A., 1958b: Geologické poznámky o kryštaliniku Žiaru. Geol. práce, Správy 12. — [40] Koutek J., 1935: O krystalických břídlících skupiny Barance (2184) v Liptovských Holcích. Věstn. SGÚ, 11. — [41] Krist E., 1959: Geologicko-petrografické pomery severovýchodnej časti kryštalinika pohoria Tribča. Archív katedry petrografie PFUK, Bratislava. — [42] Kubíny D., 1959: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní v širšom okolí Kráľovej hole. Geol. práce, Správy 16. — [43] Kužvart M., 1956: Geologické a petrografické pomery mastkových ložísek a jejích okolí u Hnúšťa na Slovensku. Sbor. ÚÚG, XXII, odd. geol. — [44] Lange H., 1965: Zur Genese der Metabasite im Sächsischen Erzgebirge. Freib. Forsch., C 177, Min. — Lagerstättenlehre. — [45] Lázníčka P., 1964: Geologicko-mineralogické pomery rudního výskytu Dúhovo a jeho okolí. Geol. práce, Správy 31. — [46] Levinson — Lessing F. Ju. — Struve E. A., 1963: Petrografičeskij slovar. Moskva. — [47] Losert J., 1963: Geologie a petrografie záp. časti Iubietovské zóny a prílehlého subtatrika. Rozpr. Čes. Akad. věd um., 73. — [48] Matthes S. — Krämer H., 1955: Die Amphibolite und Horblendegneise im mittleren kristallinen Vor-Spessart und ihre petrogenetische Stellung. N. Jb. Miner. Abh., 88, H. 2. — [49] Mehnert K. R., 1962: Zur Systematik der Migmatite. Krystalinikum, 1 Praha. — [50] Michalik A. — Kotanski Z., 1959: Wycieczka B 3. Kasprowy Wierch — Czuby Goryczkowe — Beskid — Liliowe — Skrajna Turnia — Swinica — Kasprowy Wierch. Przew. XXXII Zjazdu PTG v Tatrach i na Podhalu. Warszawa. — [51] Misch P., 1949: Metasomatic granitization of batholithic dimension. II — Static granitization in Shaku area. Amer. Jour. Sci., 247, 6. — [52] Nockolds S. R. — Allen R., 1953: The geochemistry of some igneous rocks series I. Geochim. et Cosmochim. Acta, 4. — [53] Palivcová M., 1966: Dioritization of metabasites of the spilite-keratophyre association at the contact of the Central Bohemian Pluton, the „islets“ zone and the Moldanubicum. Paleovolcanites of the Bohemian Massif, Praha. — [54] Peterlongo J. M., 1955: Étude des phenomenes metasomatiques dans les amphibolites des Monts des Lyonnais. Bull. Soc. Géol. Fr., 6, 6. — [55] Pinajeva N. I., 1963: Metasomatičeskije preobrazovanija osnovnych porod. Tr. lab. geol. do-

kembr., vyp. 15. — [56] Rankama K. — Sahama T. G., 1950: Geochemistry. Univ. of Chicago Press. — [57] Reynolds D. L., 1946: The sequence of geochemical changes leading to granitization. *Quart. Jour. Geol. Soc.*, 413. — [58] Rozložník L., 1965: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. *Zbor. geol. vied — rad ZK*, zv. 4. — [59] Rösing F., 1947: Die geologischen Verhältnisse des Branisko-Gebirges und des Čierna hora (Karpathen). *Zeitschr. Deutsch. geol. Ges.*, 99. — [60] Rudnik V. A., 1966: Metody opredelenija količestvennogo izmenenija veščestva pri metasomatoze, in zb.: *Metasomatičeskije izmenenija bokovyh porod i ich rol v rudo-obrazovaniji*. Moskva. — [61] Seitssari J., 1951: The schists belt northeast of Tampere in Finland. *Bull. Comm. Géol. Finl.*, No 153. — [62] Sergejev A. S., 1964: K voprosu o podvižnosti ionov v metasomatičeskich processach. *Differencialnaja podvižnost Na i K pri diffuzionnom metasomatoze*. *Vestn. Leningr. univ.* No 18. — [63] Snook J. R., 1965: Metamorphic and structural history of „Colville Batholith“ gneisses, north-central Washington. *Bull. Geol. Soc. Am.*, Vol. 76, No 7. — [64] Soen O. I., 1962: Hornblende rocks and their polymetamorphic derivatives in an area NW of Ivigtut, South Greenland. *Gronlands Geol. unders.*, Br. 169, No 6. — [65] Stillwell F. L., 1918: The metamorphic rocks of Adelie Land, Australian Exped. 1911—1941. *Sci Repts.*, Ser. A, vol. 111. pt. 1. — [66] Sudovikov N. G., 1954: Tektonika, metamorfizm, migmatitizacija i granitizacija porod ladožskoj formaciji. *Tr. lab. geol. dokembr.*, vyp. 4. — [67] Šurkin K. A. — Gorlov N. V. — Salja M. E. — Luk V. L. — Nikitin Ju. V., 1962: Belomorskij kompleks severnoj Kareliji i juga-zapada Kolskogo poluostrova. *Tr. lab. geol. dokembr.*, vyp. 14. — [68] Turekian K. K. — Kulp J. L., 1956: The geochemistry of strontium. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 10, 5—6. — [69] Višnevskaja I. I. — Trusova I. F., 1965: Akžalskij massiv ultrasnovnyh porod (Centralnyj Kazachstan). *Izv. vysš. učeb. zaved. Geologija i razvedka*, No 5. — [70] Wager L. R. — Mitchell R. L., 1953: Trace elements in a suite of Havaian lavas. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 3. — [71] Wegman C. E., 1935: Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundschau*, V, 26. — [72] Winkler H. G. F., 1965: *Die Genese der metamorphen Gesteine*. Springer-Verlag Berlin—Heidelberg—New York. — [73] Zoubek V., 1936: Diority v okolí Bratislavy jako příklad magmatické diferenciacie in situ. *Věda přír.*, 17, Praha. — [74] Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. *Věst. Geol. Úst. ČSR*, 12.

METASOMATIC TRANSFORMATIONS OF AMPHIBOLITES OF THE MALÁ FATRA MTS.

DUŠAN HOVORKA

Amphibolites representing metamorphosed basic eruptive rocks (Hovorka, 1969) are a sporadic though typical member of the Malá Fatra metamorphite group. Besides predominating amphibolites s. s. also biotitic, garnet and epidotic amphibolites, hornblende gneisses and massive rocks with high amphibole content were found. The mentioned types, except for amphibolites s. s. occur in migmatites up to anatectites.

During the first stage of field and laboratory investigation of metabasites of the Malá Fatra Mts., the main attention was drawn to the study of sequency of metasomatic alternations of metabasites and their temporary succession. The study of the migration of petrogenic and trace elements is discussed on the basis of the results of 18 silicate analyses of various metabasite types and 18 spectral quantitative analyses of these rocks.

The results of field and laboratory investigations can be summarized as follows:

The field and laboratory investigations carried out on metabasites of the Malá Fatra Mts. brought evidence about the applying of postkinematic metasomatic alterations in these rocks. They revealed on metabasites when these appear in zones of migmatitization up to anatexis. The extent of metabasite transformations is great. In the whole it does not reach the intensity of metamorphic alterations of gneiss character. The high intensity of metasomatic alteration in places I hold for the consequence of intensive and probably also longterm effect of metatect on the „barriers“, represented by amphibolite bodies.

The metabasite alterations showed gradual character. Three stages of these transformations were distinguished:

(a) In the first stage metasomatic biotite originated on the expense of hornblende. The contribution of K_2O , which made up in this stage the decisive role, only in sporadic cases lead to the formation of kalium feldspars. Eventually originated K — feldspars were also albitized during further stages of metabasite transformation.

(b) Feldspatization is a younger process. During the first stage it revealed by the formation of minute grains resp. rims of acid plagioclase around the plagioclases of I. generation. The process of rock feldspatitization is completed by homogenization of plagioclase. The native plagioclase is decalcificated under the formation of acid plagioclase (12–24 % An).

(c) At the culmination, but especially at the fading of feldspatization of metabasites, also Si metasomatism is getting active in a substantial extent. The newly-formed quartz shows the pronounced character of the last originated mineral of mentioned association.

Owing to unobvious applying of quartz metasomatism during the initial and in places also culmination stages of metasomatic alteration of the Malá Fatra metabasites, the originating rocks show the mineral association of syenodiorites to granosyenites. The originated rocks can be classified as oriented plagioclase syenites to granosyenites. The processes of metasomatic metabasite alteration show rather the character of syenitization as granitization. In intensive applying of the final phase of metasomatic alteration, i. e. quartz metasomatism, the newly-formed rocks have in places the character of amphibolitic migmatites of plagiogranite composition.

The total deficiency of free SiO_2 in metasomatic metabasite alterations does reflect also on the character of sills (chamber deposits) and dykes of aplite—pegmatitic material. They mostly show the character of desilicified, resp. partly desilicified aplite—pegmatites.

The genesis of striped and banded metabasite types is not regarded unanimously in the literature. There are several possibilities of explanation for these features:

(a) the banding is conditioned by the difference of the premetamorphic material, whereby the differences in composition of the individual beds were preserved during metamorphic processes;

(b) the banding is due to the penetration of felsic material into the metamorphic bone, and the type of penetration is lit-par-lit;

(c) the banding is due to the metamorphic differentiation of the originally homogenous rocks in the sense of Stillwell (1918).

The stromatitic amphibolites of the Malá Fatra Mts. originated by the contribution of metatect into the amphibolite. It follows from the pronounced gradual change of chemical composition, from the recrystallization of minerals in the vicinity of light positions, from the mineral association of the light positions, two generation of some minerals,

from the diversity of geochemical character of homogenous amphibolites and stromatitic types.

The presence of several amphibole types was found in the investigated amphibolites:

(a) *light — to darkbrown* (γ') *common hornblende*. It is present especially in s. s. amphibolites;

(b) *deepgreen common hornblende* (γ'). It was observed in s. s. amphibolites and in migmatitized amphibolites;

(c) *lightgreen amphibole of actinolite character*. It is conspicuously younger than the amphibole mentioned under a, b. In stronger feldspatitized types the growth of actinolitic amphibole around the brown and deep-green common hornblende can be recognized.

(d) *Blueishgreen* (γ') *amphibole* was found only in metasomatically altered amphibolites, mainly on the contact of green amphibole with plagioclase II, resp. quartz. It makes up rims around the amphibole of „b“ type, in a less amount also columns. It is conspicuously younger than the amphiboles mentioned under (a, b).

The problem of the diverse colour of amphiboles is not solved unanimously. According to Turner (1948, in Hejtman, 1962, p. 50) the brown amphibole originated at higher temperature, as the green amphibole. The mentioned knowledge could be applied to brown amphiboles of some amphibolites with undistinct schistose to massive structure, which structural features represent probably the consequence of recrystallization of the natively schistose amphibolites.

The blueishgreen, in places up to violet tint (γ') is according to statements of many authors due to the increased Na—content, according to others (Seitsaari, 1953, in Hejtman, 1962, p. 50), it is the consequence of a higher water and iron content in these amphiboles. The investigation made by now does not enable the solution of this problem in the studied rocks.

In addition to the minerals, the metasomatic alterations of metabasites reflected also on the quantitative representation and qualitative features of the accessory minerals. The association: titanite, ilmenite, apatite, pyrite, magnetite, is characteristic for the original amphibolites. During metasomatic transformations, the alteration of the native mineral association set in (leucoxenization of Ti—minerals, partial decomposition of pyrite, dying out of the mentioned processes also the partial limonitization of ore minerals), as well as the origin of new-formations. Accessory minerals of the II. generation originated: titanite II, apatite II, ev. new-formations of zircon, rutile, epidote, orthite, clinozoisite and garnet.

The postkinematic alterations of the investigated Malá Fatra metabasites showed pronounced allochemico—complementary character. The petrochemical accumulation of some elements on one, and the mobility of others on the other side is a characteristic feature of the mentioned processes. The concentration of the elements conditions under the given „pt“ conditions the origin of maximally stable mineral associations.

The tracing of element migration in metasomatic alterations of metabasites among the petrogenic elements enabled to distinguish 3 groups: (a) *introduced elements*: K, Na, Si, Zr, Sr, Ba; (b) *elements, the content of which did not change substantially*: Al, Sc, Ga, Cr; (c) *elements carried off*: Ca, Fe, Mg, Ti, Ni, Co, Cu, V.

The expelled mafic elements in the migmatization zones induced in places the origin of mafic rims (especially the formation of metasomatic biotite). The equivalent of the „basic front“ of Reynolds (1946) is concerned.

The geochemical behaviour of Sr is of interest. This element has a pronounced geo-

chemical affinity to calcium. The Ca-content has been reduced during the metasomatic alteration of metabasites, though the content of Sr increased. One of the possible explanations is the fact, that with decalcification of plagioclases of the native metabasites removal of Ca sets in, but strontium is fixed to the Ca in the lattice of the generating more acid plagioclases.

According to field and microscopical findings, the mineral association of the metatect especially during the initial stages of metabasite alterations does concentrate in the direction of the schistosity planes, along cracks, joints and on the border of metabasite bodies, i. e. on contact planes. Thus it follows, that these structural elements of metabasite bodies made up the way of maximal mass transfer, whereby this did realize in the liquid resp. liquidgaseous phase. The mineral association got unstable during the contribution period; the introduced elements reacted with the given mineral association under changed *pt* conditions, so that mineral new-formations originated. After the saturation of the mentioned structurally predisposed migration planes, also an intragranular film applied (Wegman, 1935). By the reaction of so transferred ions with the given rock minerals, alterations originated from the margins, ev. along the cleavage planes of the existing minerals. The origin of rims of plagioclase II around plagioclases I, the biotitization of amphiboles from the borders, the formation of quartzblasts among grains of metabasite minerals can be explained by this way. Finally in the investigated metabasites also intralattice metasomatism occurred. Its product is the diffuse biotitization of amphiboles, the substitution of Ca in the whole plagioclase mass a. o.

Vysvetlivky k foto-tabulkám I—VIII

Tab. I

Obr. 1. Malá Fatra, dolina Mlynského potoka pri Martine. Migmatitizovaný amfibolit s flebiticko-stromatitickou textúrou. Ložné polohy neosomu sa striedajú s polohami flebitického charakteru. Prítomnosť väčšieho množstva neosomu podmieňuje rekryštalizáciu amfibolov.

Obr. 2. Malá Fatra, dolina Mlynského potoka pri Martine. Migmatitizovaný amfibolit s nebulitickou textúrou. Hornina miestami nadobúda už charakter amfibolickej ruly. Neosom difúzne prenikol celou hmotou metabazitu.

Tab. II

Obr. 1. Malá Fatra, dolina Mlynského potoka pri Martine. Migmatitizovaný amfibolit s nebulitickou textúrou. Preniknutie neosomu metabazitom je nerovnomerné.

Obr. 2. Malá Fatra, dolina Mlynského potoka pri Martine. V migmatitizovanom amfibolite so stromatitickou textúrou pravé žily desilicifikovaného aplit-pegmatitu. Tenšia žila je metasomatického pôvodu — je v nej zachovaná palimpsestná prednostná orientácia minerálov metabazitu.

Tab. III

Obr. 1. Malá Fatra, dolina Mlynského potoka pri Martine. Migmatitizovaný amfibolit so stromatitickou textúrou (okrajové polohy) a šlirovou textúrou (stredná časť obrázku). V strednej časti zároveň pozorovať výrazné zväčšenie veľkosti zrna amfibolov v dôsledku preniku neosomu.

Obr. 2. Malá Fatra, dolina Mlynského potoka pri Martine. Migmatitizovaný amfibolit s nebulitickou textúrou. Intenzita rekryštalizácie klesá od žily desilicifikovaného aplit-pegmatitu do bridličnatého amfibolitu.

Tab. IV

Obr. 1. Malá Fatra, dolina Mlynského potoka pri Martine. Amfibolit s granonemato-
blastickou štruktúrou. Zväčš. 14 ×, X nikoly

Obr. 2. Malá Fatra, zárez cesty z Vrútok na Martinské hole, j. od Kalužnej. Mono-
minerálny bridličnatý amfibolovec s nematoblastickou štruktúrou. Zväčš. 14 ×, X nikoly.

Tab. V

Obr. 1. Malá Fatra, zárez cesty z Vrútok na Martinské hole, j. od Kalužnej. Granátický
amfibolit s diablastickou štruktúrou. Zväčš. 14 ×, X nikoly.

Obr. 2. Malá Fatra, zárez cesty z Vrútok na Martinské hole. Granátický amfibolit
s porfyroblastami granátov. Hornina sa vyznačuje „centrickou stavbou“. V strede obr.
pseudomorfózy diablastického kremeňa a chloritu po granáte. Zväčš. 14 ×, X nikoly.

Tab. VI

Obr. 1. Malá Fatra, xenolit amfibolitu v granitoidoch v hrebeňovej časti Martinských
holí. Granonematoblasticko-poikiloblastická štruktúra. Zväčš. 14 ×, X nikoly.

Obr. 2. Malá Fatra, xenolit amfibolitu v granitoidoch hrebeňovej časti Martinských
holí. V jemnozrnnom bridličnatom amfibolite ložná poloha hrubozrnného aplit-
pegmatitického materiálu. Na styku paleosomu a neosomu došlo k zbernej rekrystalizácii
najmä amfibolov. Zväčš. 11 ×, X nikoly.

Tab. VI

Obr. 1. Malá Fatra, zárez cesty z Vrútok na Martinské hole, j. od Kalužnej. Granoblastic-
ko-poikiloblastická štruktúra amfibolitu. Zväčš. 14 ×, X nikoly.

Obr. 2. Malá Fatra, dolina Mlynského potoka pri Martine. Migmatizovaný, silne bioti-
tizovaný amfibolit s granolepidoblastickou štruktúrou. Zväčš. 14 ×, X nikoly.

Tab. VIII

Obr. 1. Malá Fatra, dolina Mlynského potoka pri Martine. Migmatizovaný amfibolit.
V polohe obohatenej neosomom zrast idiomorfného ortitu lemovaný klnozoitom.
Zväčš. 55 ×, X nikoly.

Obr. 2. Malá Fatra, dolina Mlynského potoka pri Martine. V migmatizovanom amfi-
bolite lemy titanitu II. generácie okolo titanomagnetitu. Titanit II vznikol v procesoch
migmatitizácie amfibolitov. Zväčš. 43 ×, // nikoly; Všetko foto: L. Osvald.

Explanations to the photographs on Table I—VIII.

Tab. I

Fig. 1. Malá Fatra Mts., Mlynská dolina valley. Migmatitized amphibolite with flebitic-
stromatitic structure. Bedded neosom layers vary with beds of flebitic character. The
presence of a greater amount of neosom conditions the recrystallization of common
hornblendes.

Fig. 2. Malá Fatra Mts., Mlynská dolina valley. Migmatitized amphibolite with nebulitic
texture. In places the rock reaches the character of hornblende gneiss. Neosom did
diffusely penetrate the whole metabasite mass.

Tab. II

Fig. 1. Malá Fatra Mts., Mlynská dolina valley. Migmatitized amphibolite with nebulitic
structure. The penetration of the neosom through the metabasite is uneven.

Fig. 2. Malá Fatra, Mts., Mlynská dolina valley. In the migmatitized amphibolite with stromatitic structure dykes of desilicified aplite-pegmatite. The thinner vein is of metasomatic origin — the palimpsest preferred orientation of the metabasite minerals is preserved in it.

Tab. III

Fig. 1. Malá Fatra Mts., Mlynská dolina valley. Migmatitized amphibolite of stromatitic structure (marginal sites) and schliered texture (central part of the figure). In the central part a pronounced increase of hornblende grain size can be recognized, due to neosom penetration.

Fig. 2. Malá Fatra Mts., Mlynská dolina valley. Migmatitized amphibolite of nebulitic structure. The intensity of recrystallization falls up from the desilicificated aplite-pegmatite vein towards the schistose amphibolite.

Tab. IV

Fig. 1. Malá Fatra Mts., Mlynská dolina valley. Amphibolite of granonematoblastic structure. Magn. $14\times$, X nicols.

Fig. 2. Malá Fatra Mts., road-cut between Vrútky and Martinské hole, south of Kalužná. Monomineralic schistose common hornblende rock of nematoblastic structure. Magn. $14\times$, // nicols.

Tab. V

Fig. 1. Malá Fatra Mts., road-cut between Vrútky and Martinské hole, south of Kalužná. Garnet amphibolite of diablastic structure. Magn. $14\times$, X nicols.

Fig. 2. Malá Fatra Mts., road-cut between Vrútky and Martinské hole, south of Kalužná. Garnet amphibolite with garnet porphyroblasts. The rock is marked by „centric texture“. In the centre of the figure pseudomorphs of diablastic quartz and chlorite after garnet. Magn. $14\times$, X nicols.

Tab. VI

Fig. 1. Malá Fatra Mts., amphibolite xenolit in granitoids in the ridge tract of Martinské hole Mts. Granonematoblastic-poikiloblastic structure. Magn. $14\times$, X nicols.

Fig. 2. Malá Fatra Mts., amphibolite xenolit in granitoids in the ridge tract of Martinské hole Mts. In the fine-grained schistose amphibolite a bedded position of a coarser-grained aplite-pegmatite material. On the contact of paleosom and neosom each recrystallization, namely of common hornblendes, set in. Magn. $11\times$, X nicols.

Tab. VII

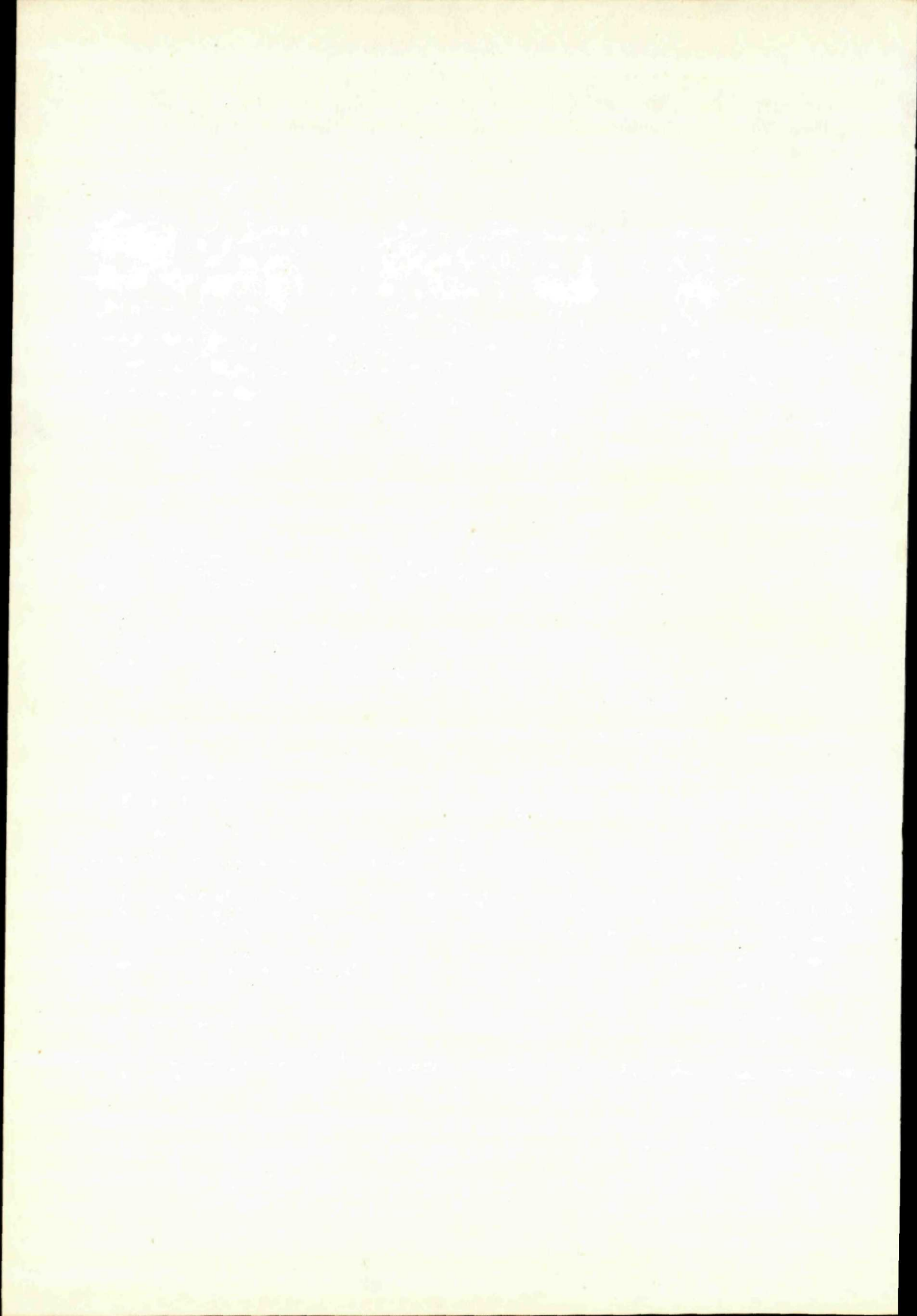
Fig. 1. Malá Fatra Mts., road-cut between Vrútky and Martinské hole, south of Kalužná. Granoblastic-poikiloblastic amphibolite texture. Magn. $14\times$, X nicols.

Fig. 2. Malá Fatra Mts., Mlynský potok valley. Migmatitized, strongly biotitized amphibolite of granolepidoblastic texture. Magn. $14\times$, X nicols.

Tab. VIII

Fig. 1. Malá Fatra Mts., Mlynský potok valley. Migmatitized amphibolite. In position enriched by neosom an idiomorphic orthite (allunite) intergrowth bordered by clinzoizite. Magn. $55\times$, X nicols.

Fig. 2. Malá Fatra Mts., Mlynský potok valley. In the migmatitized amphibolite rims of the II titanite generation round the titanomagnetite. Titanite II originated during the processes of amphibolite migmatitization. Magn. $43\times$, X nicols. Photo: L. Osvald.



TIBOR ĎURKOVIČ

**MINERALOGICKÝ A GEOCHEMICKÝ VÝSKUM ÍLOVCOV
DUKELSKEJ JEDNOTKY
(Flyš východného Slovenska)**

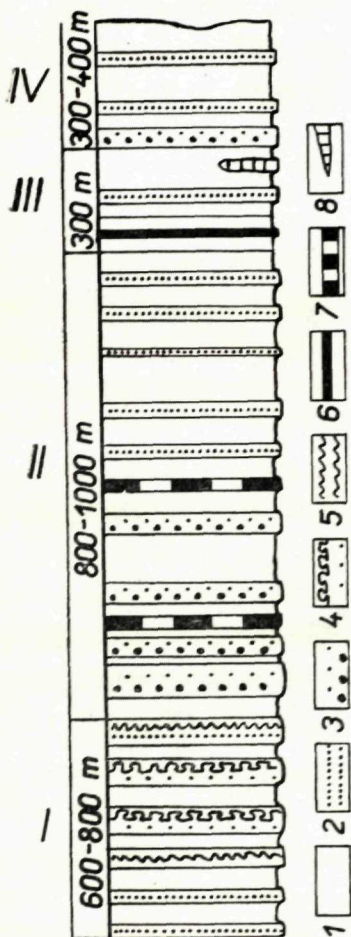
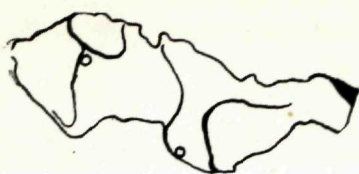
Abstrakt. V predloženej práci podávam výsledky mineralogického a geochemického výskumu ílovcov dukelskej jednotky. Mineralogické a chemické zloženie ílovcov sme študovali v týchto vrstvách: 1. vrchnokriedové, 2. podmenilitové, 3. menilitové, 4. krosnenské. Stratigrafické rozpätie študovaných súvrství je vrchná krieda — spodný oligocén.

Litologická charakteristika sedimentov dukelskej jednotky

V dukelskej jednotke (Leško—Nemčok—Koráb 1960; Koráb—Nemčok 1968; Ďurkovič 1966; Leško—Samuel 1968) sú stratigraficky, litologicky a sedimentologicky opísané tieto vrstvy (obr. 1.):

1. *Vrchnokriedové súvrstvie* je vyvinuté v dvoch litologických celkoch: spodnejší je drobnorytmický (5—10 cm), mocné vrstvy siltovcov a pieskovcov sa striedajú s ílovcami (20—30 cm mocnými); vrhnejší je hruborytmický, charakterizovaný pribúdaním mocnejších vrstiev pieskovcov. Prevládajúcim typom zvrstvenia klastík je konvolútna laminácia a laminácia vôbec. Z klastických sedimentov prevládajú jemnozrnné nad strednozrnnými pieskovecami a siltovcami. Po petrografickej stránke sú v prevahe drobové pieskovce.

2. V *podmenilitových vrstvách* sa striedajú drobnorytmické flyšové komplexy s polohami mocnejších pieskovcov, ktoré na rozdiel od vrchnokriedového súvrstvia sú hrubozrnejšie. Klastické sedimenty tvoria vo väčšine prípadov lavicovité tvary. Sporadicky sa vyskytujú podmorské fosílné zosuvy, max. 50 cm mocné. Z interných sedimentárnych textúr pre mocnejšie lavice pieskovcov je charakteristické gradačné zvrstvenie. Na báze týchto pieskovcov sa vyskytujú ojedinele zlepenca. Dominujúcimi horninami z klastických sedi-



Petrografická charakteristika a mineralogické zloženie ílovcov

Stupeň rekryštalizácie ílovitých hornín je dnes základným kritériom pre odlíšenie ílovitých bridlíc od ílovcov (Kukal 1962; Petránek 1963). Ak je najmenej polovica horniny rekryštalizovaná tak, že šupinky ílových minerálov sú väčšie ako 30 mikróv, označujú sa takéto horniny ako ílovité bridlice. Na základe tohto kritéria patria ílovce dukelskej jednotky medzi ílovce.

mentov sú aj tu jemnozrnné pieskovce. Po petrografickej stránke prevládajú drobové pieskovce nad kremennými pieskvcami, drobami a arkózami. Zvláštnym litotypom podmenilitových vrstiev sú pestré vrstvy, tvorené ílovcami červenej a zelenej farby.

3. *Menilitové vrstvy* predstavujú súvrstvie, ktorého litologickú náplň tvoria ílovce, siltovce, pieskovce, pelocarbonáty a silicity. V tomto súvrství je nápadná prevaha ílovcov nad pieskvcami.

4. *Krosnenské vrstvy* sú najmladším stratigrafickým členom dukelskej jednotky. Majú dva faciálne vývoje: prvý s drobnorytmickým flyšom, tvorený hlavne siltovcami a jemnozrnnými pieskvcami, ktoré sa striedajú s vápňitými ílovcami; druhý je bez klastických členov a prevládajú v ňom ílovce.

Obr. 1. Vyznačenie študovanej oblasti a schematický litologický profil dukelskou jednotkou. I. vrchnokriedové, II. podmenilitové; III. menilitové; IV. krosnenské vrstvy. 1. ílovce; 2. homogénne pieskovce; 3. gradačne zvrstvené pieskovce; 4. konvolútna laminácia v pieskovcoch; 5. laminované pieskovce; 6. rohovce; 7. pestré vrstvy; 8. pelocarbonáty.

Fig. 1. The studied area and schematic lithological profile of the Dukla Unit. I. Upper Cretaceous, II. Submenilite, III. Menilite, IV. Krosno beds. 1. claystones, 2. homogenous sandstones, 3. graded bedded sandstones, 4. convolute lamination in sandstones, 5. horizontal lamination in sandstones, 6. cherts, 7. variegated beds, 8. pelocarbonates.

Obsah klastických prímiesí (hlavne siltu) v ílovcoch bol sledovaný na základe pomeru $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Tento pomer označuje množstvo voľného klastického kremeňa (Kukal l. c.). Dáta z jednotlivých súvrství dukelskej jednotky sú v tab. 1. Ako vidieť z tejto tabuľky, ílovce dukelskej jednotky majú zvýšený obsah klastických prímiesí (nad 25 %), ktorý narastá smerom od vrchnokriedového súvrstvia až po menilitové vrstvy, kde dosahuje max. hodnotu. Po mineralogickej stránke klastickú prímies v ílovcoch tvorí hlavne kremeň siltovej, resp. piesčitej veľkosti; menej častý je muskovit, živec.

Tab. 1. Hodnoty pomerov $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ a $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ pre ílovce jednotlivých súvrství dukelskej jednotky

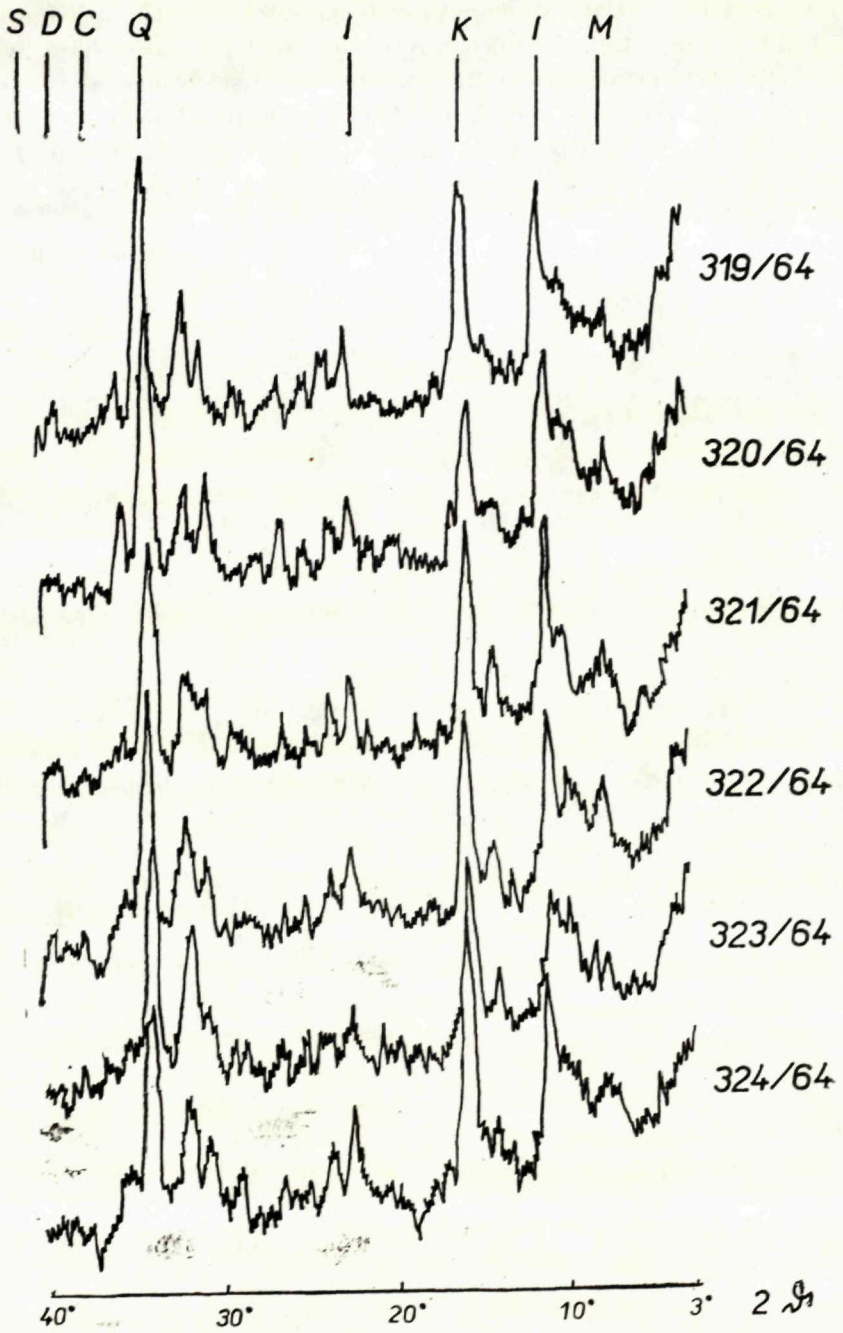
$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ and $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ ratio values in claystones of studied beds

$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	Voľný klastický kremeň	Vrstvy	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	N	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$	N
do 2,0	pod 5 %	krosnenské	3,5	28	18,6	6
2,0–2,5	5–12 %	menilitové	4,5	39	30,2	14
2,5–3,0	12–25 %	podmenilitové	3,8	51	17,7	6
nad 3,0	nad 25 %	vrchnokriedové	3,0	30	17,8	5

Prvé dva stĺpce sú podľa Z. Kukala (1962). N = počet analýz (number of analyses).

Najhojnejšou štruktúrou v študovaných ílovcoch je aleuopelitická; vyznačuje sa prítomnosťou siltovej prímiesi v základnej hmote (od 5–50 %). Štruktúra psamopelitická je zastúpená v menšej miere, zoopelitická sa vyskytuje v ílovcoch menilitových vrstiev. Z interných sedimentárnych textúr je charakteristická pre ílovce laminácia, ktorá sa prejavuje najčastejšie zmenou farby a prítomnosťou siltového materiálu, resp. rastlinnej drviny. Farba študovaných ílovcov je šedá.

Rtg. a DTA analýzy z ílovcov dukelskej jednotky vyhotovil a vyhodnotil Ing. Čičel. Snímky sa robili na prístroji Chirana, goniometer GON-3. Približný odhad mineralogického zloženia ílovcov na základe intenzít difrakčných čiar je v tab. 2. V ílovcoch vrchnokriedových vrstiev sú oproti ostatným súvrstviám hojne zastúpené zmiešané I-M (ilit-montmorilonitové) štruktúry. Pre ílovce podmenilitových vrstiev je charakteristická silná prevaha kaolinitu, vedľa ilitu. Spora dicky je prítomný kalcit a dolomit. Rtg. záznam je na obr. 2. V menilitových vrstvách sú v rovnakej miere prítomné minerály zmiešaných I/M štruktúr a ilit. Montmorilonit sa v tomto súvrství nezistil. Pre krosnenské vrstvy je charakteristický z ílových minerálov kaolinit a ilit. Ako vidno z tab. 2, mineralogické zloženie ílovcov študovaných súvrství je monotónne; menia sa hlavne pomery v zastúpení jednotlivých minerálov.



Tab. 2. Približný odhad zastúpenia jednotlivých minerálov v ílovcoch dukelskej jednotky na základe intenzít difrakčných čiar

Estimations of mineralogical composition of Dukla Unit claystones based on the diffraction lines intensities

Vrstvy	M	I-M	I	K	Q	C	D
krosnenské	2 %	6 %	21 %	17 %	24 %	17 %	13 %
menilitové	—	15	14	3	37	19	12
podmenilitové	3	12	34	40	9	1	1
vrchnokriedové	9	23	34	18	9	8	—

M = montmorilonit (montmorillonite), I-M = zmiešané štruktúry illit-montmorilonit (mixed illite-montmorillonite structures), I = illit (illite), K = kaolinit (kaolinite), Q = kremeň (quartz), C = kalcit (calcite), D = dolomit (dolomite).

Chemické zloženie ílovcov

Pre výskum chemického zloženia ílovcov dukelskej jednotky sme mali k dispozícii kompletne silikátové analýzy, kde boli stanovené tieto zložky: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , TiO_2 , MnO , P_2O_5 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , CO_2 , H_2O^+ , H_2O^- . Väčšina analýz bola rázu technického; sledovali sa obsahy SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , C_{org} . Z mikroprvkov sme sledovali kvantitatívne zastúpenie Pb, Ba, V, Zr, Ni, Co, Cr, Li, Sn, Sr, Ga.

Štatistické vyhodnotenie materiálu

V predloženej práci ílovce dukelskej jednotky predstavujú štatisticky jeden ucelený súbor. Ílovce jednotlivých súvrství predstavujú čiastkové štatistické súbory. Pre každý študovaný prvok v čiastkových a celkovom súbore boli vypočítané tieto hodnoty: \bar{x} = aritmetický priemer, s = štandardná odchýlka, $V\%$ = koeficient variácie v %. Okrem toho sme určovali aj minimálny a maximálny obsah každého prvku (tab. 3 a 5). Koeficient korelácie (r) slúžil ako kritérium pri analýze vzťahov (voľné alebo úzke) medzi jednotlivými prvkami v rámci čiastkových i v celkovom súbore (tab. 6).

Koeficient variácie menších súborov podľa Shawa (1961) slúži ako krité-

Obr. 2. Rtg. záznam z ílovcov podmenilitových vrstiev. S — siderit, D — dolomit, C — kalcit, Q — kremeň, I — illit, K — kaolinit, M — montmorilonit.

Fig. 2. Diffractograms of Submenillite beds claystones. S — siderite, D — dolomite, C — calcite, Q — quartz, I — illite, K — kaolinite, M — montmorillonite.

Tab. 3. Štatistické údaje pre makro a mikroprvky flovcov dukelskej jednotky.
 Statistical data for major and minor elements of Dukla Unit claystones

	\bar{x}	min.	max.	s	V %	χ^2 test	N
SiO ₂ (%)	54,08	25,72	84,05	9,44	17,46	$\chi^2 = 3,65 < \chi_{0,05}^2 = 9,5$	145
Al ₂ O ₃	15,57	2,47	24,70	3,97	25,50		145
Fe ₂ O ₃	2,81	0,04	12,71	1,68	59,79	$\chi^2 = 10,38 > \chi_{0,05}^2 = 7,8$	146
FeO	2,39	0,26	5,94	1,45	60,67	$\chi^2 = 32,81 > \chi_{0,05}^2 = 15,5$	143
TiO ₂	0,74	0,17	1,32	0,32	43,24	$\chi^2 = 2,41 < \chi_{0,05}^2 = 6,0$	26
MnO	0,09	0,02	0,20	0,05	55,55	$\chi^2 = 3,56 < \chi_{0,05}^2 = 6,0$	28
P ₂ O ₅	0,20	0,02	2,06	0,35	175,00		31
CaO	5,90	0,14	22,43	5,91	100,17	$\chi^2 = 66,51 > \chi_{0,05}^2 = 14,1$	145
MgO	2,64	0,34	13,30	1,61	60,98	$\chi^2 = 5,70 < \chi_{0,05}^2 = 6,0$	23
K ₂ O	2,05	0,16	3,42	0,81	39,51	$\chi^2 = 2,09 < \chi_{0,05}^2 = 3,8$	131
Na ₂ O	0,69	0,08	1,34	0,31	44,93	$\chi^2 = 0,74 < \chi_{0,05}^2 = 3,8$	31
C _{org.}	1,17	0,09	4,02	0,83	70,94		92
Pb (ppm)	51,16	16	91	17,35	33,91	$\chi^2 = 26,50 > \chi_{0,05}^2 = 12,6$	96
Ga	12,83	6	21	3,40	26,50	$\chi^2 = 13,66 > \chi_{0,05}^2 = 12,6$	108
Sn	25,99	18	32	3,60	13,85		12
Li	100,40	10	245	54,38	54,16		27
V	119,42	10	229	49,60	41,53		104
Zr	239,13	11	575	122,42	51,19	$\chi^2 = 25,34 > \chi_{0,05}^2 = 12,6$	103
Ni	61,29	7	182	29,94	48,85	$\chi^2 = 23,66 > \chi_{0,05}^2 = 11,1$	105
Co	23,07	7	76	10,57	45,82	$\chi^2 = 13,65 > \chi_{0,05}^2 = 7,8$	98
Cr	137,49	25	316	45,35	32,98	$\chi^2 = 36,71 > \chi_{0,05}^2 = 11,1$	104
Ba	272,18	89	1 000	144,93	53,25	$\chi^2 = 19,92 > \chi_{0,05}^2 = 7,8$	104
Sr	132,66	27	676	92,10	69,42	$\chi^2 = 26,27 > \chi_{0,05}^2 = 6,0$	101

\bar{x} = aritmetický priemer (arithmetic mean), min. = najnižší obsah (lowest content), max. = najvyšší obsah (highest content), s = štandardná odchýlka (standard deviation), V % = koeficient variácie v % (coefficient of variation in per cent), N = počet analýz (number of analyses).

rium pre odlišenie normálneho a lognormálneho rozdelenia. Ak je $V < 0,2$ oba zákony majú rovnakú pravdepodobnosť výskytu; ak je $V > 0,2$, lognormálne rozdelenie je viac pravdepodobné. Hodnoty tohto koeficientu sú v tab. 3. Len v prípade SiO_2 je hodnota menšia ako 20 % (koeficient variácie vypočítaný v %).

χ^2 test sme použili u niektorých prvkov ako kritérium normálneho rozdelenia (tab. 3); $\chi^2 < \chi_{0,05}^2$ je u SiO_2 , TiO_2 , MnO , MgO , K_2O , Na_2O . V týchto prípadoch nezamietame nulovú hypotézu a nemáme dôvod nepovažovať normálne rozdelenie za model pre skúmané rozdelenie experimentálnych údajov. Vo väčšine prípadov je $\chi^2 > \chi_{0,05}^2$ (tab. 3). Tu zamietame nulovú hypotézu a nemáme dôvod, aby sme normálne rozdelenie považovali za model pre skúmané rozdelenie experimentálnych údajov. Histogramy početnosti pre makro a mikroprvky sú na obr. 3 a 4.

Makroprvky

SiO_2 . Ako vidieť z tab. 5 najnižší obsah SiO_2 je v najmladšom súvrství dukelskej jednotky (krosnenské vrstvy), najvyšší v menilitových vrstvách. Priemerný obsah SiO_2 v ílovcoch dukelskej jednotky je 54,08 %. Oproti ílovým horninám podľa Clarkeho (1924), Shawa (1954), Ronova a ost. (1965) (porovn. tab. 4) v ílovcoch dukelskej jednotky pozorovať podstatne nižší obsah SiO_2 .

Cesty kremíka do oceanických sedimentov sú podľa Chestera (1965) tieto: (1) v roztokoch, pričom časť Si býva vyvázaná biologickou cestou z morskej vody ako opál, podstatne menšia časť anorganickou cestou; (2) kremík vystupuje ako súčasť mriežky

Tab. 4. Porovnanie priemerného chemického zloženia ílovcov dukelskej jednotky s ostatnými sedimentmi
Comparison of the chemical composition of the Dukla Unit claystones with other pelitic sediments

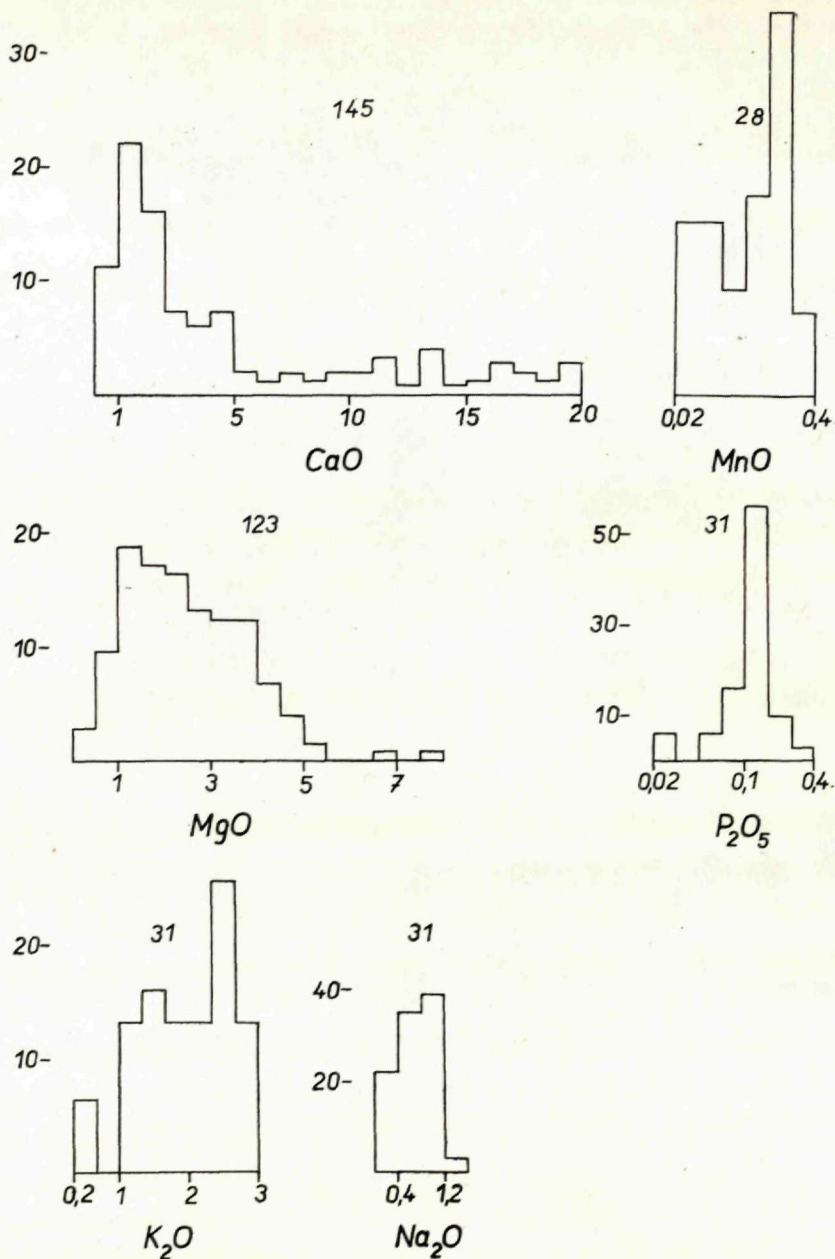
	Ílovce dukelskej jednotky	Clarke (1924)	Shaw (1954)	Ronov a ost. (1965)
SiO_2	54,08	58,10	60,76	56,19
TiO_2	0,74	0,65	0,81	0,88
Al_2O_3	15,57	15,40	16,73	18,98
Fe_2O_3	2,18	4,02	2,53	3,85
FeO	2,39	2,45	3,85	2,18
MgO	2,64	2,44	2,49	2,44
CaO	5,90	3,11	1,74	1,04
Na_2O	0,69	1,30	1,82	1,14
K_2O	2,05	3,24	3,41	2,66
P_2O_5	0,20			0,13
MnO	0,09			0,06

Tab. 5. Štatistické údaje pre makro a mikroprvky v floveoch jednotlivých súvrství dukelskej jednotky. Statistical data for major and minor elements of the separate beds of Dukla Unit claystones

	\bar{x}								min.			
	vrstvy								vrstvy			
	N	kros- nenské	N	menili- tové	N	podmeni- litové	N	vrchno- kriedové	kros- nenské	menili- tové	podmeni- litové	vrchno- kriedové
SiO ₂ (%)	28	48,61	39	58,62	51	52,48	30	56,01	40,04	25,72	27,45	33,72
Al ₂ O ₃	28	13,81	39	12,99	51	17,00	30	18,59	9,63	2,42	4,93	14,72
TiO ₂	6	0,82	14	0,49	6	1,17	5	1,04	0,56	0,90	0,17	1,00
FeO	28	2,04	39	1,40	50	3,45	30	2,12	0,34	0,35	0,26	1,05
Fe ₂ O ₃	28	2,90	39	2,63	51	2,53	20	3,34	0,49	0,05	0,04	1,17
K ₂ O	6	2,35	14	1,55	6	2,42	5	2,65	1,32	0,16	1,45	2,20
Na ₂ O	6	0,74	14	0,43	5	0,96	5	1,04	0,64	0,08	0,65	0,82
CaO	28	9,27	37	7,27	51	4,62	30	3,24	0,82	0,14	0,71	0,57
MgO	28	3,95	39	1,65	51	3,03	30	2,05	1,82	0,34	0,70	1,10
C _{org.}	22	0,81	22	2,05	33	0,72	15	1,32	0,09	0,82	0,27	0,37
Cr (ppm)	28	129,18	24	111,58	32	161,50	20	144,30	85	25	107	89
V	28	107,75	24	68,54	32	154,96	20	139,95	58	10	75	61
Ni	28	59,46	24	47,65	32	78,40	20	52,45	40	7	48	37
Co	28	16,42	24	13,50	32	31,59	20	28,15	7	10	18	21
Pb	28	33,53	24	58,96	32	57,29	20	59,47	16	40	48	40
Ga	28	11,86	23	10,52	32	13,78	20	15,30	7	6	7	12
Sr	28	131,78	24	161,37	32	126,03	20	110,05	27	28	52	67
Ba	28	174,32	24	358,71	32	303,40	20	257,00	89	134	141	147
Li	21	95,25			7	115,14			10		83	
Sn	3	22,23	3	28,33	6	26,16			18	25	21	

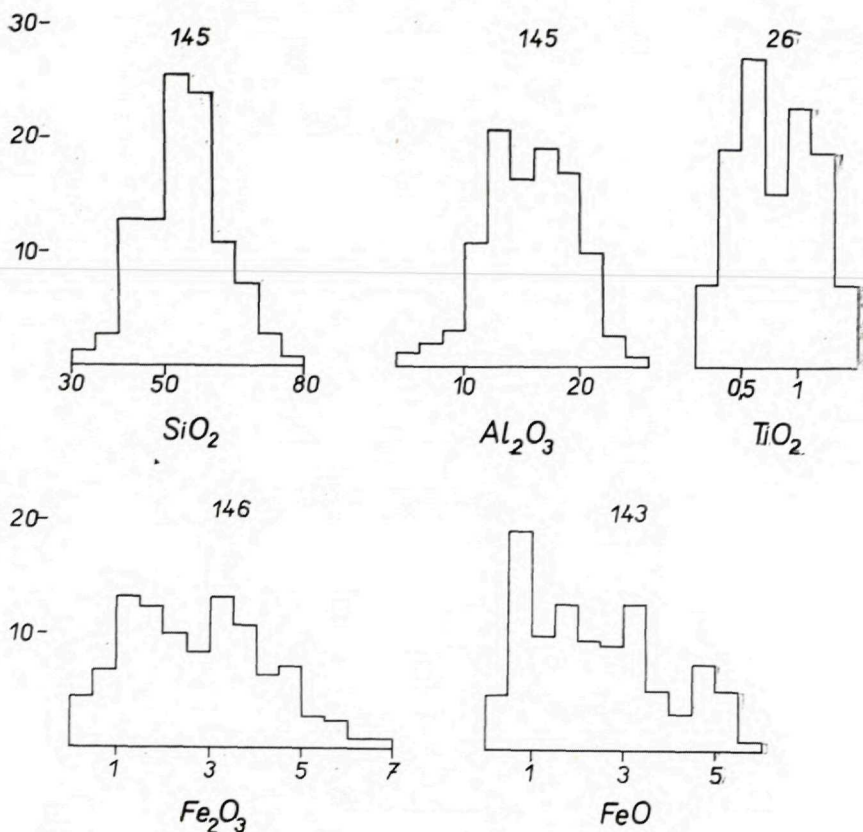
\bar{x} = aritmetický priemer (arithmetic mean), N = počet analýz (number of analyses), min. = najnižší obsah (lowest content), max. = najvyšší obsah (highest content), s = štandardná odchýlka (standard deviation), V % = koeficient variácie v % (coefficient of variation in per cent).

	max.				s				V %			
	vrstvy				vrstvy				vrstvy			
	kros- nenské	menili- tové	podmeni- litové	vrchno- kriedové	kros- nenské	menili- tové	podmeni- litové	vrchno- kriedové	kros- nenské	menili- tové	podmeni- litové	vrchno- kriedové
SiO ₂ (%)	60,72	65,61	65,61	63,44	5,83	13,01	7,51	5,11	12,00	22,20	14,31	9,66
Al ₂ O ₃	18,10	21,02	24,69	23,01	2,06	4,07	3,91	2,32	14,96	31,33	23,01	12,51
TiO ₂	1,16	0,80	1,32	1,08	0,23	0,17	1,14	0,03	27,11	35,48	12,25	3,07
FeO	3,79	5,41	5,94	2,70	1,15	1,14	1,49	0,62	56,68	81,61	43,22	29,39
Fe ₃ O ₃	6,12	6,53	12,71	5,79	1,68	1,72	1,85	1,04	58,48	65,61	73,26	30,66
K ₂ O	2,84	2,94	3,22	3,42	0,51	0,70	0,85	0,46	21,79	44,99	35,08	17,71
Na ₂ O	0,90	0,80	1,16	1,34	0,08	0,21	0,16	0,18	11,82	50,43	16,59	17,65
CaO	16,07	22,43	18,66	21,00	4,47	8,25	4,34	3,55	48,22	113,46	93,78	109,62
MgO	5,16	9,29	13,50	3,51	0,67	1,74	1,66	0,58	17,01	106,24	55,01	28,37
Corg.	1,67	4,02	1,20	2,76	0,36	0,81	0,68	0,68	45,29	39,79	95,09	51,52
Cr (ppm)	203	199	316	204	34,20	48,61	46,33	31,81	26,48	43,57	28,68	22,04
V	166	128	229	223	30,26	27,94	42,23	44,50	28,08	40,76	27,25	31,79
Ni	125	182	154	97	4,91	42,83	26,04	15,01	29,92	89,89	33,21	28,63
Co	30	38	76	40	4,91	8,54	9,91	5,62	29,92	48,46	31,39	19,97
Pb	64	87	70	91	16,26	13,83	6,05	16,89	48,48	23,46	10,56	28,40
Ga	18	18	19	21	3,36	2,96	2,74	2,61	28,39	28,14	19,93	17,05
Sr	676	407	281	173	116,88	113,77	65,78	30,96	88,69	70,60	52,19	28,13
Ba	380	1 000	645	457	70,56	131,01	140,29	85,82	40,48	50,46	46,39	33,39
Li	200		245		39,68		53,73		41,65		46,66	
Sn	28	32	29		3,38	0,55	3,07		14,49	1,94	14,76	



Obr. 3. Histogramy rozdelenia početnosti makroprvkov z ílovcov dukelskej jednotky aj na str. 73 — (145, 26 = počet chemických analýz).

Fig. 3. Histograms of major element distributions of Dukla Unit claystones (145, 26 = number of analyses).



flových minerálov; (3) vo forme kremeňa, ktorý môže byť transportovaný do sedimentu ako detritická zložka vodou, vetrom, resp. ľadom. Pre študované sedimenty predpokladáme dva zdroje SiO_2 , a to viazané v mriežke flových minerálov a dodávané v klastickej prímesi.

Al_2O_3 . Priemerný obsah Al_2O_3 je najvyšší v flovcoch najstaršieho (vrchnokriedového) súvrstvia (tab. 5). Smerom k mladším súvrstviam dukelskej jednotky pozorovať znižovanie jeho priemerného obsahu; v celkovom súbore (všetky flovce dukelskej jednotky) činí 15,57 % a je zhodný s obsahom Al_2O_3 v flovcoch podľa Clarkeho (l. c.) a nižší ako údaje Shawa (l. c.) a Ronova a ost. (l. c.) (pozri tab. 4).

Pomer $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ podľa Pettijohna (1957) vyjadruje stupeň chemickej zrelosti flových hornín. U hornín chemicky najzrelejších je až 125, pričom u nezrelých flovcov klesá až pod 10. Dáta pre flovce jednotlivých súvrství sú v tab. 1, z ktorej vidieť, že flovce dukelskej jednotky sú horniny s nízkym stupňom chemickej zrelosti. Podobné nízke hodnoty tohto pomeru z flových sedimentov platformných a geosynklinálnych oblastí uvádza Ronov a ost. (l. c.).

Tab. 6. Korelačné vzťahy medzi makro a mikroprvkami
Correlations between major and minor elements based on the coefficient

Vrstvy	Al ₂ O ₃			Fe ₂ O ₃		
	Fe ₂ O ₃	V	Ga	V	Ga	C _{orr.}
krosnenské	0,523	0,229	0,105	0,405	0,564	0,351
menilitové	0,760	0,315	0,224	0,193	0,078	0,014
podmenilitové	-0,258	-0,374	0,796	0,161	-0,087	0,209
vrchnokriedové	-0,576	0,597	-0,133	-0,341	0,506	0,268
dukelská jednotka	0,103	0,464	0,534	0,064	0,298	0,040

Korelačné vzťahy medzi Al₂O₃ a Fe₂O₃, V, Ga pre ťoľce jednotlivých súvrství, ako aj pre všetky ťoľce dukelskej jednotky sú v tab. 6. Ako vidieť z tejto tabuľky, najužší korelačný vzťah je medzi Al a Fe⁺³. Je to spôsobené najskôr izomorfným zastupovaním týchto prvkov v mriežke ťoľých minerálov. Pri korelačnom vzťahu medzi Al₂O₃ a vanádom pozorovať postupné znižovanie hodnôt koeficientu korelácie smerom od najstarších vrstiev k mladším (tab. 6). Najvyššiu hodnotu koeficientu korelácie ($r = 0,796$) sme získali pri vzťahu medzi Al₂O₃ a gáliom v podmenilitových vrstvách. Pri korelačnom vzťahu Al₂O₃ a Ga v ťoľcoch dukelskej jednotky (obr. 5) sme zistili zhruba lineárnu závislosť medzi uvedenými zložkami ($r = 0,534$). Predpokladáme izomorfné zastupovanie Ga a Al v mriežke ťoľých minerálov.

TiO₂. Priemerný obsah TiO₂ v ťoľcoch dukelskej jednotky je 0,74 %, teda nižší ako v ťoľých horninách podľa Shawa (l. c.). Ako uvádza Midgison (1960), titan sa môže vyskytovať vo forme izomorfných prímiesí v montmorilonite a beydelite, kde zamieňa v mriežke ťoľých minerálov hliník a kremík. Lineárna závislosť medzi TiO₂ a Fe_{total} preukázaná v recentných hlbokovodných sedimentoch (El Wakeel – Riley 1961) bola zistená aj v študovanom materiáli.

FeO, Fe₂O₃. Štatistické parametre FeO a Fe₂O₃ pre študované ťoľce sú v tab. 3 a 5. FeO dosahuje maximálne koncentrácie v podmenilitových, Fe₂O₃ vo vrchnokriedových vrstvách dukelskej jednotky. Priemerný obsah železa (FeO + Fe₂O₃) v ťoľcoch dukelskej jednotky je o niečo nižší, ako ho udávajú rôzni autori z ťoľých sedimentov (pozri tab. 4). Korelačné vzťahy medzi dvoj- a trojmocným železom a niektorými makro a mikroprvkami sú v tab. 6. Najtesnejší vzťah sme zistili medzi Fe₂O₃ a Al₂O₃. Korelačné vzťahy medzi Fe⁺³ a ostatnými prvkami sú podstatne voľnejšie. V súhlase s názorom Carrolovej (1958) predpokladáme, že železo v študovaných sedi-

vyjadrené koeficientom korelácie
of linear correlation calculation

Sr			V				C _{org.}		Cr	
Ba	Pb	CaO	Ni	Cr	Ga	C _{org.}	CaO	FeO	Ni	Ga
0,219	0,158	-0,202	0,443	0,539	0,604	0,007	-0,327	-0,318	0,037	0,727
0,070	-0,484	0,761	0,258	0,688	0,194	0,153	-0,034	-0,060	0,065	0,533
-0,274	0,444	0,770	0,562	0,496	0,344	0,355	0,138	0,053	0,352	0,312
0,540	0,476	-0,124	0,189	0,362	0,084	-0,432	-0,441	0,293	0,186	0,215
0,068	0,030	0,454	0,367	0,609	0,363	-0,264	-0,113	-0,373	0,316	0,496

mentoch vystupuje ako prvok v mriežke ílových minerálov a ako oxid na povrchu šupiniek ílových minerálov.

MnO vyskytuje sa v študovaných ílovcoch vo veľmi malých množstvách. Priemerný obsah MnO pre ílovce dukelskej jednotky (0,09 %) je o niečo vyšší ako udávajú Ronov a ost. (l. c.) (porov. tab. 4).

K₂O. Obsahy draslíka vo forme K₂O v študovaných ílovcoch sú v tab. 3 a 5. Najvyšší obsah K₂O je v najstaršom (vrchnokriedovom) súvrství; smerom do nadložia až po menilitové vrstvy sa priemerný obsah K₂O znižuje. V ílvcoch dukelskej jednotky je 2,05 %, teda nižší ako údaje z literatúry pre horniny obdobného charakteru (tab. 4).

Na₂O. Najvyšší priemerný obsah Na₂O nachádzame opäť v najstaršom vrchnokriedovom súvrství. Smerom do nadložia až po menilitové vrstvy (tab. 5) sa priemerný obsah Na₂O znižuje; v ílvcoch dukelskej jednotky je 0,69 % teda podstatne nižší ako údaje z literatúry (tab. 4).

Ako je známe, v recentných hlbokovodných i príbrežných sedimentoch (Welby 1958) celkové množstvo alkálií vystupuje v asociácii s ílovitou frakciou. Zatiaľ nie je známe, ktorý zo skupiny alkalických prvkov je viazaný na špecifický ílový minerál. Sodík a draslík sa rozchádzajú počas procesov zvetrávania a depozície (Rankama — Sahama 1950), pričom vyvrelé horniny obsahujú zhruba rovnaké množstvo K a Na. Oceanické sedimenty obsahujú v priemere dvakrát viac K₂O ako Na₂O. Z tohto pravidla sa nevymykajú ani študované sedimenty dukelskej jednotky.

P₂O₅. Fosfor bol v študovaných ílvcoch stanovený ako P₂O₅. Jeho priemerný obsah v ílvcoch dukelskej jednotky (tab. 3) je 0,20 %, teda vyšší ako údaje Ronova a ost. (l. c.).

CaO. Ako vidieť z tab. 5, obsah CaO má vzostupný trend od vrchnokriedového súvrstvia po krosnenské vrstvy. Priemerný obsah CaO v ílvcoch

dukelskej jednotky (tab. 4) je podstatne vyšší ako v ílových sedimentoch podľa Shawa (l. c.), Clarkeho (l. c.), resp. Ronova a ost. (l. c.).

MgO. Na základe priemerných obsahov MgO v študovaných sedimentoch (tab. 3, 5) nepozorujeme žiadnu výraznú koncentráciu, resp. podobný trend ako u CaO. Priemerný obsah MgO v ílovcoch dukelskej jednotky je 2,64 (tab. 4, 5), teda o niečo vyšší ako údaje v literatúre.

C_{org}. V študovaných sedimentoch (tab. 5) pozorovať vzostupný trend obsahu C_{org}. od najstaršieho vrchnokriedového súvrstvia až po menilitové vrstvy, kde je najvyšší priemerný obsah C_{org}. v sedimentoch dukelskej jednotky (2,05 %). Medzi C_{org}. a Fe₂O₃, FeO, CaO, Ga, V (tab. 6) nebol zistený žiadny výraznejší korelačný vzťah.

Mikroprvky

Chróom. Štatistické údaje pre chróm sú v tab. 3 a 5. Najvyšší priemerný obsah Cr je v ílovcoch podmenilitových vrstiev, najnižší v menilitových vrstvách.

Wedepohl (1960) a Young (1954) na základe štúdia distribúcie chrómu v recentných sedimentoch udávajú, že v príbrežných a hlbokovodných íloch je obsah Cr približne zhodný. Údaje z tab. 7 (podľa Chestera 1965) však ukazujú, že vyššia koncentrácia chrómu je v príbrežných íloch. Goldberg—Arrhenius (1958) a El Wakeel—Riley (1961) spájajú vysoké obsahy chrómu v recentných pelagických sedimentoch s bazaltovými pyroklastikami. Predpokladajú, že prítomnosť vyššieho obsahu Cr ako 100 p. p. m. v sedimentoch indikuje prítomnosť premenených, resp. nepremenených pyroklastík.

Podľa Fröhlicha (1960) chróm v sedimentoch sa väčšinou koncentruje v sludách a v ílových mineráloch, hlavne v ílitoch a montmorilonitoch.

Tab. 7. Distribúcia stopových prvkov vo vyvrelých horninách a v morských sedimentoch. (Údaje sú v p. p. m. podľa Chestera 1965).

The distribution of trace elements in marine environments and igneous rocks. (After Chester 1965, concentrations in p. p. m.).

Prvok	Vyvrelé horniny	Príbrežné sedimenty	Hlbokovodné ílovce Pacifik
Cr	65	100	77
V	127	130	330
Cu	42	48	570
Pb	13	20	162
Ni	50	55	293
Co	19	13	116
Ba	530	750	2 237
Sr	335	250	587
Zr	152	160	145
Ga	17	19	20

Porovnanie obsahu Cr v ílovcoch dukelskej jednotky s ostatnými pelitickými sedimentami je v tab. 8. Ako vidieť, obsah Cr v ílovcoch dukelskej jednotky je najviac zhodný s obsahom Cr vo fylitoch podľa Goldschmidta (1937). Je podstatne vyšší ako v morských, resp. sladkovodných ílovcoch a íloch (podľa Pottera a ost. 1963).

Predpokladáme, že zvýšený obsah chrómu v jednotlivých súvrstviach dukelskej jednotky (nad 100 p. p. m.) je v spojitosti s prítomnosťou montmorilonitu, ktorý je v konečnom dôsledku produktom rozkladu najskôr pyroklastických hornín.

Vanád. Najvyšší priemerný obsah vanádu je v ílovcoch podmenilitových a najnižší v ílovcoch menilitových vrstiev dukelskej jednotky (tab. 5).

Asociácia vanádu s ílovými minerálmi bola preukázaná viacerými autormi. Podľa Rankamu — Sahamu (1950) veľa vanádu sa dostáva do ílových minerálov počas zvetrávania vyvrelých hornín. Hirst (1962) preukázal prítomnosť vanádu v mriežke ílových minerálov (hlavne montmorilonitu). V recentných sedimentoch Nicholls — Loring (1962) preukázali prítomnosť vanádu aj v kaolinite a ilite. Goldberg — Arrhenius (l. c.) udávajú, že vanád v pelagických sedimentoch Pacifiku sa vyskytuje v rovnakých množstvách v rôznych zrnitostných frakciách. Cit. autori preukázali aj korelačný vzťah medzi bazaltovými pyroklastikami a obsahom vanádu. Obsah vanádu sa znižuje so vzdialovaním sa od vulkanického zdroja.

Priemerný obsah vanádu v ílovcoch dukelskej jednotky (tab. 8) sa úplne zhoduje s údajmi Shawa (1954), Josta (1932), Pottera a ost. (1963), Lebedeva (1967). Korelačné vzťahy sme sledovali medzi vanádom a Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Ni, Cr, Ga, C_{org} . Najužší korelačný vzťah sme zistili medzi vanádom a Cr (tab. 8). Grafické znázornenie korelačného vzťahu medzi vanádom a (Ni + Cr) je na obr. 6.

Nikel. Základné údaje o zastúpení niklu v študovaných ílovcoch sú v tab. 3 a 5. Najnižšiu priemernú hodnotu (47 p. p. m.) nachádzame v menilitových vrstvách, najvyššiu (78 p. p. m.) v podmenilitových vrstvách. Korelačný vzťah medzi vanádom, chrómom a niklom (tab. 6) je dosť voľný.

Ako vyplýva z údajov Chestera (1965) (tab. 7), nikel sa v recentných sedimentoch výraznejšie koncentruje v pelagických faciách ako vo vyvrelých horninách, resp. príbrežných sedimentoch. Goldberg — Arrhenius (1958) uvádzajú, že nikel sa vyskytuje v koloidnej frakcii recentných pelagických sedimentov, pričom pôvodný minerál-zdroj Ni nie je známy. Časť niklu je viazaná na ílové minerály.

Krauskopf (1956) zdôvodňuje význam organických reakcií ako kontrolný faktor pri vyzrážaní niklu z morskej vody a podporuje svoj názor relatívne vysokou koncentráciou niklu v sedimentoch bohatých na C_{org} . Tento fakt odporuje výsledkom, ktoré udávajú Tourtelot — Schultz — Gill (1960); podľa nich obsah Ni v ílovcoch sa podstatne nemení v závislosti na obsahu C_{org} .

Priemerný obsah niklu v ílovcoch dukelskej jednotky (tab. 8) je zhodný s údajmi Lebedeva (1967) a Shawa (1954).

Tab. 8. Porovnanie obsahov mikroprvkov v ťlovcoch dukelskej
Comparison of the minor element content of Dukla

Hornina	Autor	Cr		V		Ni	
		N	\bar{x}	N	\bar{x}	N	\bar{x}
ťlovce dukelskej jednotky	Đurkovič	104	137,5	104	119,4	104	61,3
ťlovce, bridlice, ruly	Shaw (1954)	63	110	63	120	63	64
bridlice	Nockolds – Mitchell (1948)	10	170	10	82	10	27
fylity	Goldschmidt (1937)	18	140				
ťl	Lundegardh (1949)	63	8			63	42
kremité bridlice	Leutwein (1951)	128	40	180	670	133	70
červený ťl	Clarke (1924)	51	82	51	240		
recentné morské ťly	Potter a ost. (1963)	14	72,5	14	125,5	14	40,7
recentné sladkovodné ťly	Potter a ost. (1953)	19	56	19	75,8	19	27,9
morské ťlovce (karbón)	Potter a ost. (1963)	20	76,2	20	118,2	20	41,8
ťly, ťlovce	Jost (1932)			17	120		
ťl	Petterson – Rotschi (1952)					11	160
sladkovodné, nevápnité ťly	Tourtelot (1964)	8	59	8	101	8	32
sladkovodné vápnité ťly	Tourtelot (1964)	14	52	14	93	14	19
príbrežné morské ťly a ťlovce	Tourtelot (1964)	32	82	32	158	32	32
batyálne morské ťly a ťlovce	Tourtelot (1964)	53	106	53	243	53	53
červený ťl	Degenhardt (1957)						
ťlovce	Carr – Turekian (1961)						
recentné ťly	Tatsamuto (1957)						
recentné ťly	Young (1954)						
morské ťlovce (jura) Západ. Sibír	Lebedev (1967)	259	200	259	170	259	150
morské ťlovce, jura, Pri- kaspická oblasť	Lebedev (1967)	180	91	180	120	180	61
morské ťlovce	Degens a ost. (1957)						

N = počet analýz (number of analyses), \bar{x} = aritmetický priemer (arithmetic mean).

Kobalt. Najvyšší priemerný obsah kobaltu sme zistili v ťlovcoch podmenilitových a najvyšší v ťlovcoch menilitových vrstiev (tab. 5). Kobalt (tab. 7) býva oveľa intenzívnejšie koncentrovaný v hlbokomorských sedimentoch pri porovnaní s vyvrelými horninami a príbrežnými recentnými sedimentami.

Podľa Wedepohla (1960) kobalt a ostatné stopové prvky hlbokovodných sedimentov pochádzajú z dvoch nezávislých zdrojov, a to z detritických ťlov a vulkanických exhalácií. Carr – Turekian (1961) predpokladajú dva nezávislé zdroje, ktoré dodávali kobalt do morských sedimentov. Zamietajú vulkanické exhalácie ako zdroj a dva zdroje kobaltu vidia v prínose detritických ťlov a v materiáli prinášanom riekami do oceánov. Hirst (1962) predpokladá možnosť absorpcie Co organickou hmotou.

Ako vidieť z tab. 8 priemerný obsah kobaltu v ťlovcoch dukelskej jednotky je vyšší ako udávajú rôzni autori. Získané údaje sú najviac zhodné s analýzami Leutweina (1951).

Olovo. Ako vidieť z tab. 5, priemerný obsah olova v ťlovcoch vrchnokrie-

jednotky s ostatnými pelitickými sedimentami. (Údaje sú v p. p. m.).

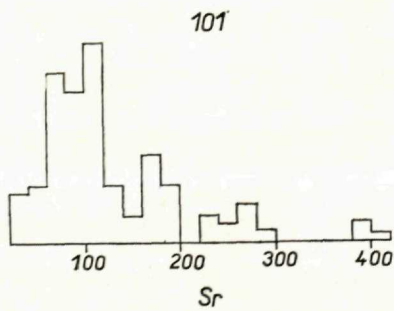
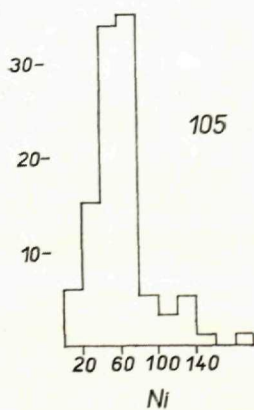
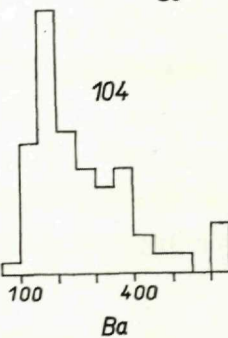
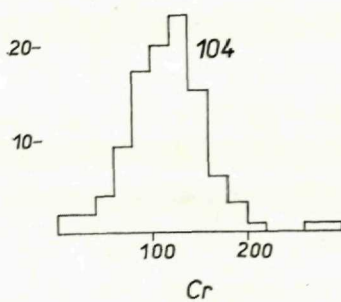
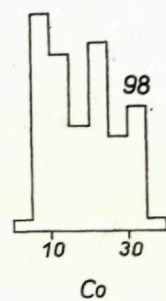
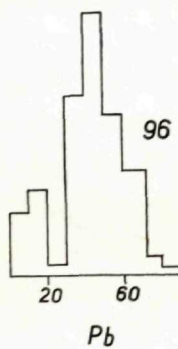
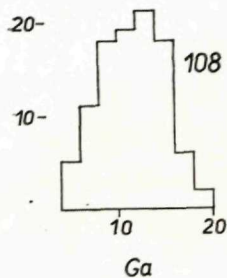
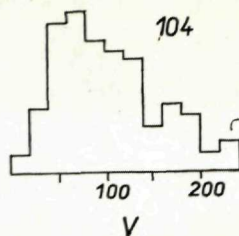
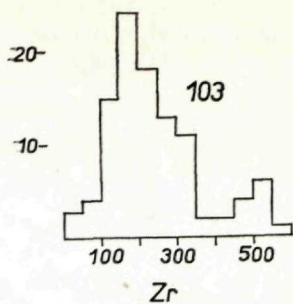
Unit claystones with other pelitic rocks. (in p. p. m.).

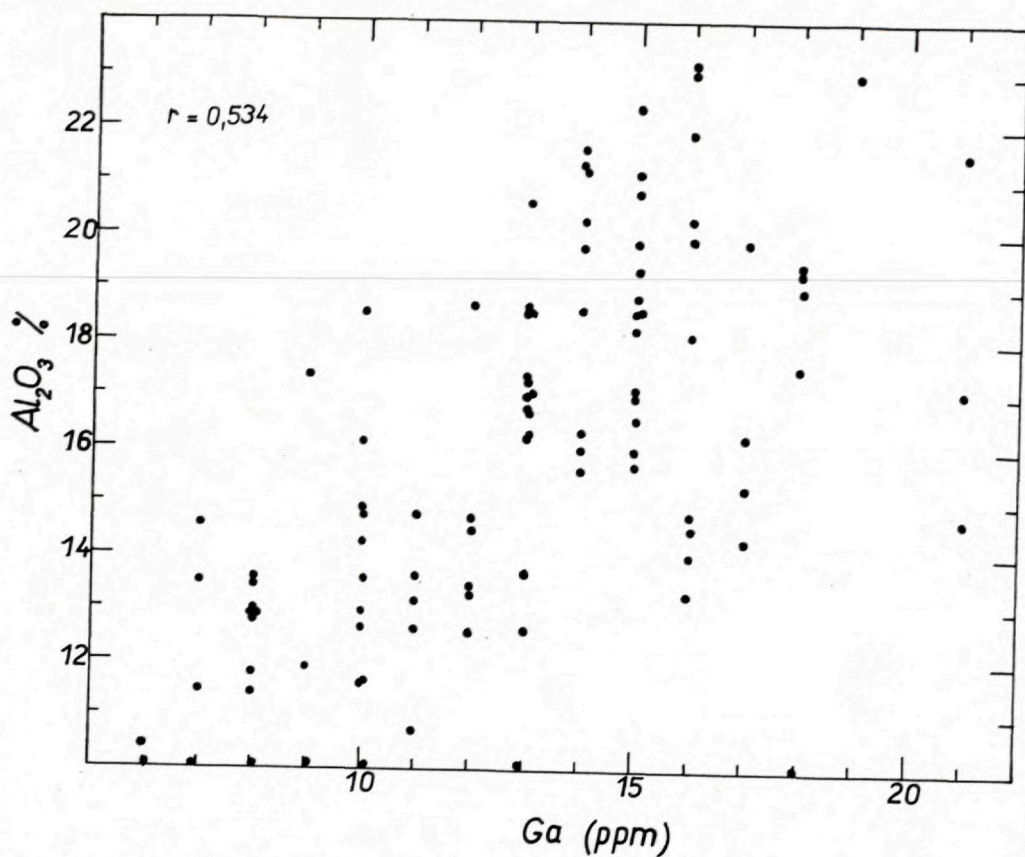
Co		Pb		Ga		Sr		Zr		Li		Ba	
N	\bar{x}	N	\bar{x}	N	\bar{x}	N	\bar{x}	N	\bar{x}	N	\bar{x}	N	\bar{x}
104	23	96	51,1	103	12,8	104	132,6	104	239,1	27	100,4	104	272,2
63	18	63	23,7	63	19	57	710	63	204	63	106		
10	12					10	850	10	365	10	41		
63	21												
9	11	14	176	63	59	49	82	19	24				
		51	74			51	250						
		14	20,8	14	20								
		14	26										
		20	13,3										
8	12	8	23	8	20			8	200				
14	10	14	26	14	20			14	243				
32	11	32	25	32	20			32	167				
53	15	53	21	53	16			53	193				
									245				
68	19												
	14												
29	11												
							259	230	259	210		259	400
							180	360	180	240		180	440
				75	9								

dových, podmenilitových a menilitových vrstiev dukelskej jednotky je približne rovnaký. Podstatne nižší obsah bol zistený v ílovcach krosnenských vrstiev.

Ako uvádzajú Chow-Patterson (1962) dve tretiny olova vo všetkých pleistocénnych sedimentoch sa vyzrážalo chemickou cestou z morskej vody; zvyšné olovo bolo transportované do mora ako detritický materiál. Podľa El Wakeela — Rileya (1961) väčšina olova vyzrážaného z morskej vody je viazaná na Fe, Mn-minerály a zvyšok v koloidných frakciách sedimentov, pravdepodobne v ílových mineráloch. Krauskopf (1956) preukázal experimentálne, že olovo je efektívne adsorbované z morskej vody oxidmi Fe^{+3} .

Je vhodné na tomto mieste poukázať na niektoré významné rozdielnosti v geochemii stopových prvkov (Cr, V, Ni, Co a Pb) v morskom prostredí. Možno ich rozdeliť do dvoch skupín: (1) *nedetritická frakcia*, ktorá sa vyzráža priamo z morskej vody (Krynine 1948) a (2) *detritická frakcia*, ktorá sa dostáva do sedimentačného prostredia v pevnom stave. Obsah určitého stopového prvku v ľubovoľnom morskom prostredí bude takto pochádzať z jedného, alebo — čo je viac pravdepodobné — z oboch týchto zdrojov. Z výskumov viacerých autorov (Wedepohl l. c.; El Wakeel — Riley l. c.) je evidentné, že koncentrácie chrómu a vanádu sú rovnaké v príbřežných i v pelagických sedi-





Obr. 5. Korelačný vzťah medzi Al_2O_3 a Ga v ílovcoch dukelskej jednotky (r = koeficient korelácie).

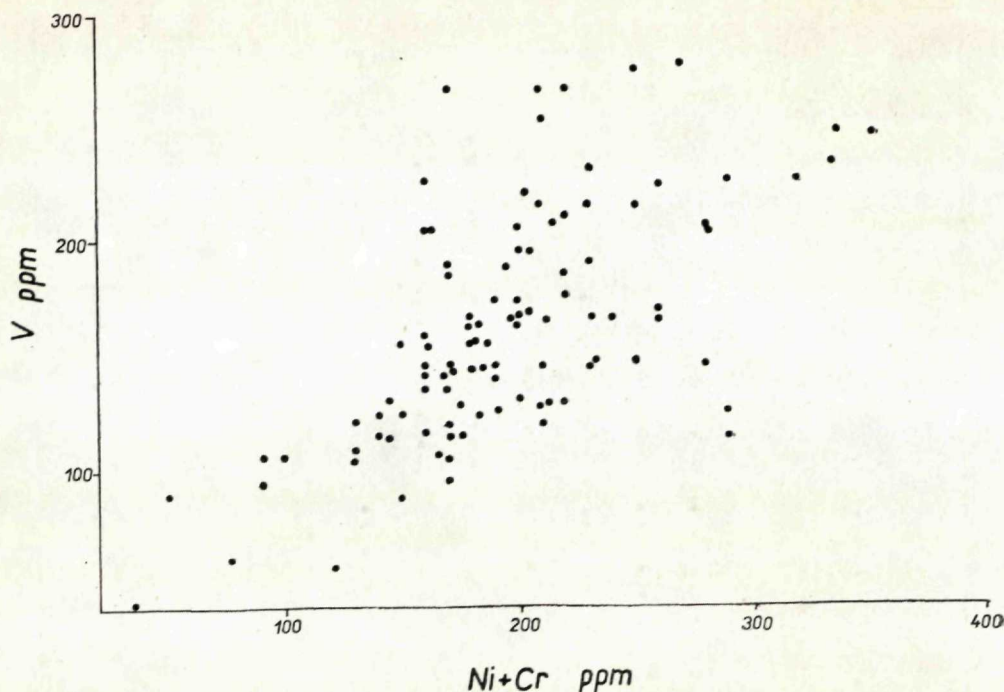
Fig. 5. Al_2O_3 content plotted against Ga content in Dukla Unit claystones (r = coefficient of linear correlation).

mentoch, kým Ni, Co, Cu, Pb sa hromadia v pelagických sedimentoch. Zatiaľ však nie je preukázané, v akých proporciách ten-ktorý prvok je vyvráňaný z morskej vody, resp. aké množstvo je detritického pôvodu.

Ako vidieť z tab. 8, ílovce dukelskej jednotky sú obohatené o olovo (51 p. p. m.) pri porovnaní s ostatnými pelitickými sedimentmi rôznej vekovej a faciálnej príslušnosti.

←
Obr. 4. Histogramy rozdelenia početnosti mikroprvkov z ílovcov dukelskej jednotky (103, 104 = počet chemických analýz).

Fig. 4. Histograms of minor element distributions of Dukla Unit claystones (103, 104 = number of analyses).



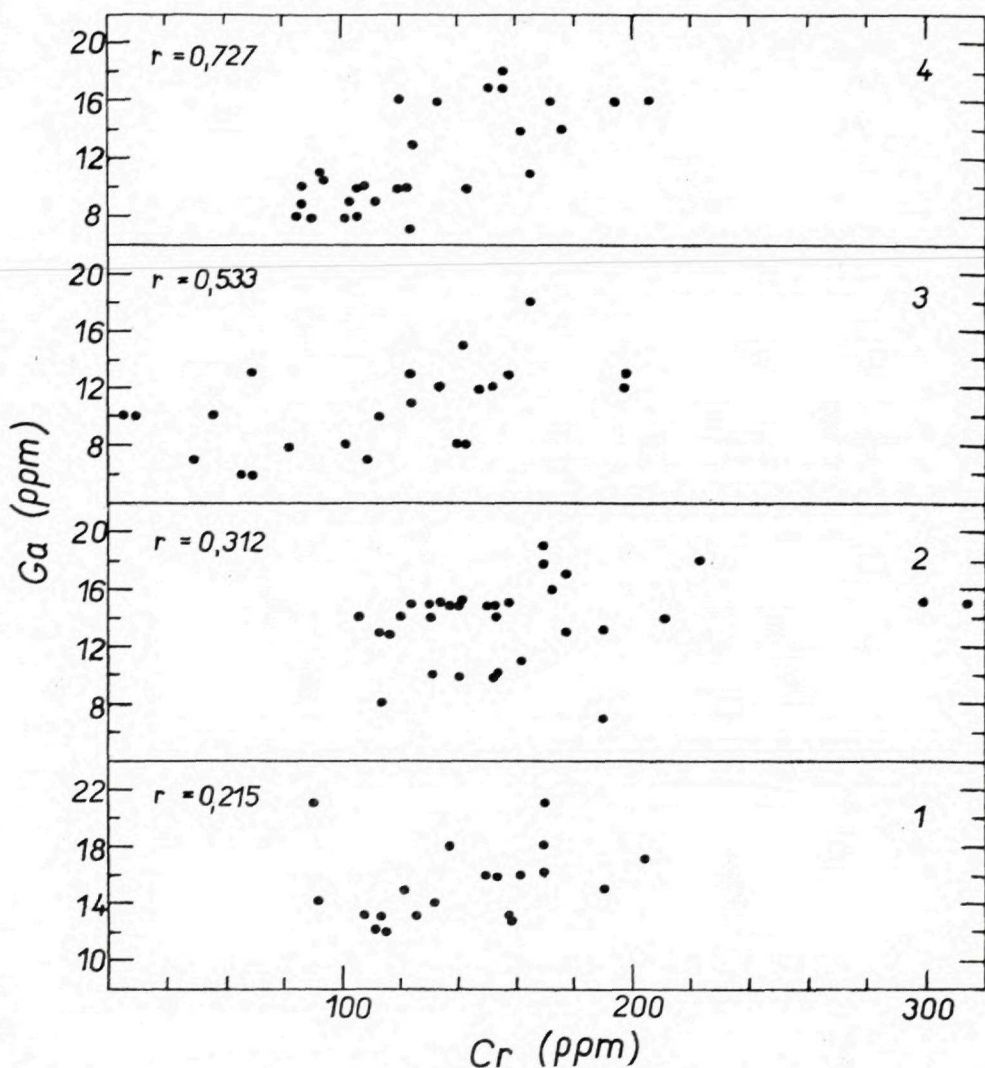
Obr. 6. Korelačný vzťah medzi vanádom a (Ni + Cr) v ílovcoch dukelskej jednotky.
Fig. 6. Vanadium content plotted against (Ni + Cr) content in Dukla Unit claystones.

Gálium. V stratigrafickom profile dukelskou jednotkou (tab. 5) vidieť slabú tendenciu klesania priemerných obsahov gália od najstarších smerom k najmladším sedimentom. Ako vidieť z tab. 8, rôzni autori udávajú vyšší priemerný obsah gália z peltických sedimentov, ako sme zistili v ílovcoch dukelskej jednotky.

Korelačné vzťahy medzi gáliom a Al_2O_3 , Fe_2O_3 , V, Cr sú v tab. 6. Najužší vzťah sme zistili medzi gáliom a chrómom (obr. 7 a 8), u ktorých koeficient korelácie progresívne stúpa (korelačný vzťah sa stáva užším) od najstaršieho vrchnokriedového súvrstvia až po najmladšie krosnenské vrstvy.

Geochemická história gália v recentných sedimentoch (Chester 1965) sa podstatne líši od ostatných mikroprvkov, čo je zvýraznené tým, že gálium sa nekoncentruje výrazne v žiadnom sedimentačnom prostredí. Podľa El Wakeela — Rileya (l. c.) gálium v recentných sedimentoch sa viaže prevažne na ílové minerály. Užšie vzťahy medzi gáliom a niektorým špecifickým ílovým minerálom neboli zatiaľ zistené. Nichols — Loring (1962) udávajú, že v karbónskych sedimentoch prevažná väčšina gália sa viaže skôr na ílit ako na kaolinit.

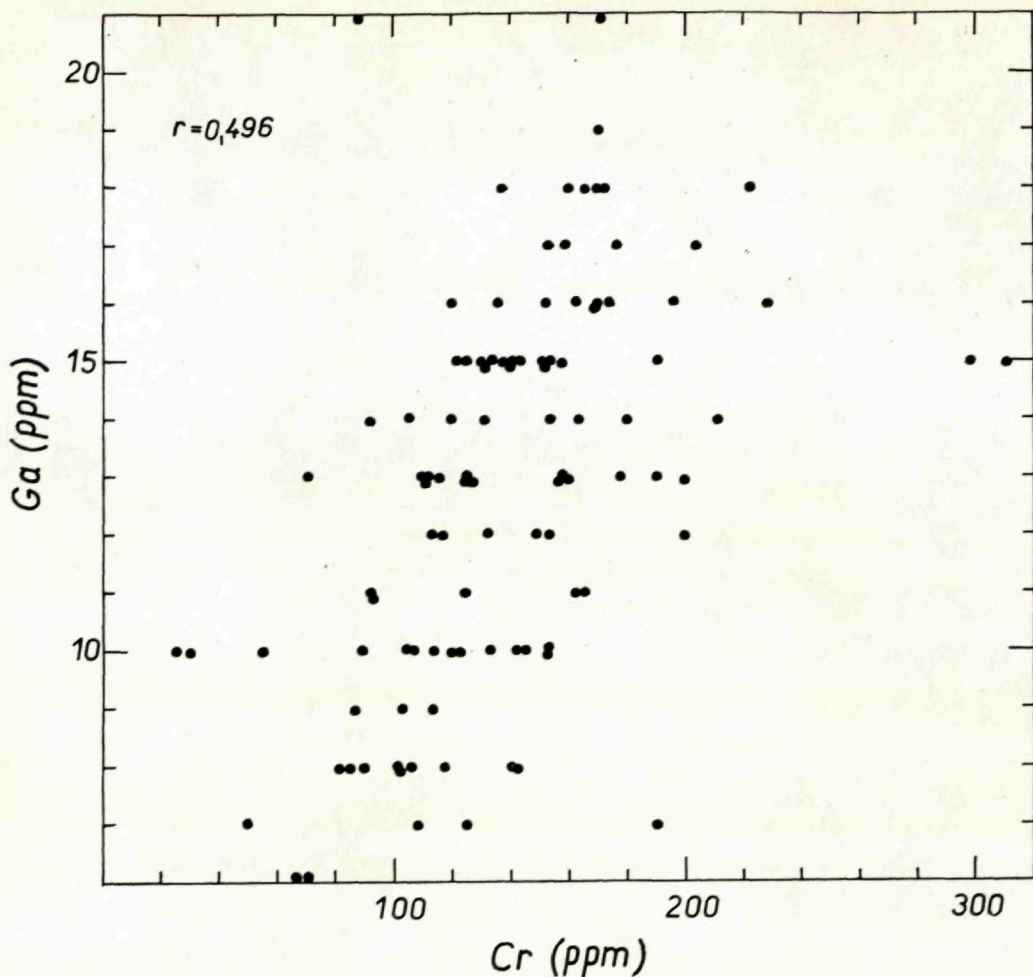
Cín. Pre štúdium obsahu cínu v ílovcoch dukelskej jednotky sme mali k dispozícii pomerne malý počet analýz (výsledky sú v tab. 5). Geochemia



Obr. 7. Korelačný vzťah medzi Ga a Cr v fľovcoch jednotlivých súvrství dukelskej jednotky. 1. vrchnokriedové, 2. podmenilitové, 3. menilitové, 4. krosnenské vrstvy.
 Fig. 7. Gallium content plotted against chromium content in claystones of separate beds of Dukla Unit. 1. Upper Cretaceous, 2. Submenilite, 3. Menilite, 4. Krosno beds.

čínu v sedimentoch je zatiaľ aj v svetovej literatúre málo preskúmaná, tiež pre pomerne malý počet analýz.

Stroncium. Ako vidieť z tab. 5, je evidentný stúpajúci trend priemerného obsahu Sr od najstaršieho vrchnokriedového súvrstvia až po menilitové



Obr. 8. Korelačný vzťah medzi Ga a Cr v ílovcoch dukelskej jednotky.
 Fig. 8. Ga content plotted against Cr content in Dukla Unit claystones.

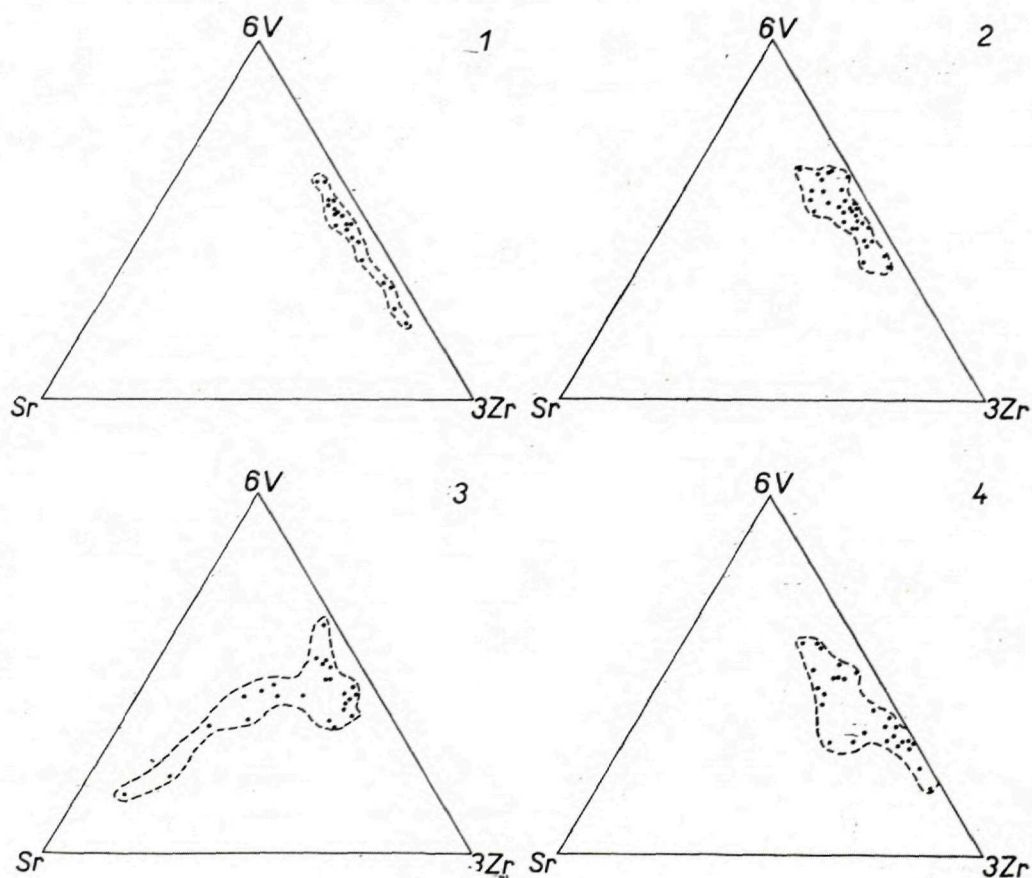
vrstvy, kde je najvyšší v celej dukelskej jednotke. Pri porovnaní obsahu Sr v ílovcoch dukelskej jednotky s ostatnými pelitickými sedimentmi (tab. 8) považujeme ílovce dukelskej jednotky za chudobné na stroncium. V tab. 6 sú dáta o korelačnom vzťahu medzi Sr a CaO, Ba, Pb; ako z tabuľky vyplýva, tento vzťah je značne voľný.

Ako je známe, v recentných morských sedimentoch karbonáty sú nositeľom najväčšieho množstva Sr. Napr. Wakeel—Riley (l. c.) zistili, že vápnité hlbokomorské sedimenty majú najvyšší obsah Sr. Podľa Turekiana — Kulpa

(1956) karbonátový vápnný „hlien“ je hlavným zdrojom Sr v sedimentoch Atlantického oceánu.

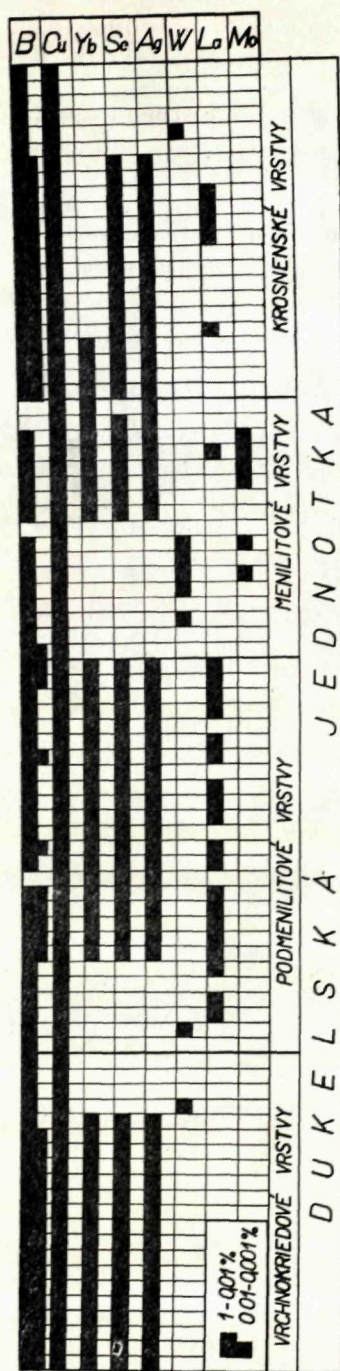
Bárium. Obdobne ako Sr aj Ba má stúpajúci trend priemerného obsahu od vrchnokriedového súvrstvia po menilitové vrstvy, kde je najvyšší v fľovcoch dukelskej jednotky.

Zirkónium. Priemerný obsah Zr má klesajúci trend od najstaršieho vrchnokriedového súvrstvia po menilitové vrstvy (tab. 5). Najvyšší priemerný obsah bol zistený v najmladších krosnenských vrstvách (314 p. p. m.). Pri porovnaní obsahu Zr v fľovcoch dukelskej jednotky s ostatnými pelitickými



Obr. 9. Diagram 6V—Sr—3Zr pre fľovce jednotlivých súvrství dukelskej jednotky. 1. vrchnokriedové, 2. podmenilitové, 3. menilitové, 4. krosnenské vrstvy.

Fig. 9. 6V—Sr—3Zr diagram for the separate Dukla Unit beds claystones. 1. Upper Cretaceous, 2. Submenilite, 3. Menilite, 4. Krosno beds.



sedimentmi (tab. 8) sa naše výsledky zhodujú s údajmi Lebedeva (l. c.), Degenhardta (l. c.) a Tourtelota (1964). Pre porovnanie študovaných ílovcov v rámci jednotlivých súvrství vypracovali sme diagram (obr. 9) podľa Shawa (1954), z ktorého je zjavné odlišné usporiadanie projekčných bodov len v menilitových vrstvách. U ostatných súvrství je pole približne rovnako situované.

Lítium. O distribúcii Li v ílovcoch dukelskej jednotky máme málo analytických dát. Priemerný obsah Li v celkovom súbore je v tab. 3.

Okrem uvedených mikroprvkov, sledovaných pomocou kvantitatívnych spektrálnych analýz, sledovali sme určité stopové prvky aj *kvalitatívnu*, resp. *semikvantitatívnu spektrálnu analýzu* (pozri obr. 10). Ako vidieť z obr. 10, niektoré prvky sa zistili len v ílovcoch určitých súvrství, inde chýbajú; napr. Mo sa zistilo len v menilitových vrstvách, La sa vyskytuje najčastejšie v ílovcoch podmenilitových vrstiev, pričom vo vrchnokriedovom súvrství sa nenachádza. W, Sc, Yb sa vyskytujú priebežne, B je hojnejší v najmladšom a najstaršom súvrství dukelskej jednotky.

Záver

Ako vyplýva zo získaných výsledkov, stratigrafické rozpätie študovaných sedimentov (vrchná krieda — spodný oligocén) predstavuje v podstate predsa len príliš krátke obdobie na to,

Obr. 10. Zastúpenie niektorých prvkov v ílovcoch dukelskej jednotky na základe semikvantitatívnej spektrálnej analýzy.

Fig. 10. Abundance of some elements in Dukla Unit claystones according to semiquantitative spectrographic analyses.

aby sa podstatnejšie odrazilo v distribúcii makro- a mikroprvkov v ílovcoch jednotlivých súvrství dukelskej jednotky. Navyiac zdrojové oblasti počas sedimentácie uvedených vrstiev sa podstatne nemenili a dodávali približne zhodný materiál do flyšového bazénu. Z toho dôvodu nemožno ílovce jednotlivých vrstiev odlíšiť na základe ich chemického zloženia.

Napriek tomu zo získaného materiálu pozorujeme v stratigrafickom rozpätí vrchná krieda—spodný oligocén určité trendy u niektorých prvkov. Napr. obsah Al_2O_3 smerom od vrchnokriedového súvrstvia až po krosnenské vrstvy má klesajúci trend (z 18 % na 13 %). Priemerný obsah CaO má naproti tomu výrazne stúpajúci trend (z 3 % na 9 %). Korelačný vzťah medzi gáliom a chrómom má výrazne stúpajúci trend smerom od najstaršieho po najmladšie súvrstvie dukelskej jednotky ($r = 0,2-0,7$).

Na základe získaných výsledkov možno po chemickej stránke dobre charakterizovať ílovce dukelskej jednotky ako celok, nemožno však podať kritériá na odlíšenie jednotlivých súvrství. Je to podmienené hlavne zložením zdrojových oblastí, ktoré v uvedenom časovom intervale dodávali približne rovnaký materiál do sedimentačného priestoru. Z výsledkov, ktoré sme získali podrobným štúdiom ílovcov jednotlivých súvrství dukelskej jednotky, vyplýva, že efektívnejšie výsledky môže priniesť geochemický výskum flyšových ílovcov pri porovnaní väčších regiónov — tektonických jednotiek. Tu je väčší predpoklad, že zdrojové oblasti budú rôzne situované, resp. zložené z odlišného materiálu, ktorý sa odráža v chemickom zložení ílovcov.

Lektoroval Ing. B. Čičel, CSc.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Carr M. H., 1961: The geochemistry of cobalt. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 23, pp. 9—60. — [2] Carroll D., 1958: Role of clay minerals in the transportation of iron. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 14, pp. 1—27. — [3] Clarke F. W., 1924: The data of geochemistry 5th. ed. U. S. Geol. Survey Bull. 770, 841 p — [4] Degenhardt H., 1957: Untersuchungen zur geochemischen Verteilung des Zirkoniums in der Lithosphäre. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 11, pp. 279—309. — [5] Degens E. T. — Williams E. G. — Keith M. L., 1957: Environmental studies of Carboniferous sediments. Part I. Geochemical criteria for differentiating marine from fresh-water shales. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.* 41, pp. 2427—2455. — [6] Ďurkovič T., 1966: East Slovakian flysch sediments. *Sbor. Geol. Vied rad ZK*, 6, pp. 107—154, Bratislava. — [7] Fröhlich F., 1960: Beitrag zur Geochemie des Chroms. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 20, pp. 215—240. — [8] Goldberg E. D. — Arrhenius G. O. S., 1958: Chemistry of Pacific pelagic sediments. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 13, pp. 153—212. — [9] Goldschmidt

V. M., 1937: Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente. IX. Die Mengenverhältnisse der Elemente und der Atom-Arten. Skr. Norske Videnskaps-Akad. Oslo I. Mat. Naturv. Kl, No. 4. — [10] Grim R. E.—Dietz R. S.—Bradley W. F., 1949: Clay mineral composition of some sediments from the Pacific Ocean of the California Coast and the Gulf of California. Bull. Geol. Soc. Amer., 60, pp. 1785—1788. — [11] Hirst D. M., 1962: The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria — I. The relationship between the mineralogy and the distribution of major elements. Geochim. et Cosmochim. Acta, 26, pp. 309—334. — [12] Chester R., 1965: Elemental geochemistry of marine sediments. Chemical Oceanography 2, pp. 23—80, ed. Riley—Skirrow, Acad. Press London. — [13] Chow T. J.—Patterson C. C., 1962: The occurrence and significance of lead isotopes in pelagic sediments. Geochim. et Cosmochim. Acta, 26, pp. 263—308. — [14] Jost K., 1932: Über den Vanadiumgehalt der Sedimentgesteine und sedimentären Lagerstätten. Chemie der Erde, 7, pp. 177—290. — [15] Koráb T.—Nemčok J., 1968: in Regional Geology of Czechoslovakia II, pp. 474—479, Academia, Praha. — [16] Krauskopf K. B., 1956: Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in sea-water. Geochim. et Cosmochim. Acta, 9, pp. 1—32. — [17] Krynine P. D., 1948: The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. J. Geol. 56, 2, pp. 130—165. — [18] Kukul Z., 1962: Některé metody petrografického výzkumu zpevněných jílovitých sedimentů. Geol. Průzkum 7, pp. 207—209, Praha. — [19] Lebedev B. A., 1967: Sopotavlenie morskich i presnovodnykh glin po sodержaniyu malych chimičeskich elementov. Geochimija 8, pp. 1004—1007. — [20] Leško B.—Nemčok J.—Koráb T., 1960: Flyš Užskej hornatiny. Geol. práce, Správy 19, pp. 65—94, Bratislava. — [21] Leško B.—Samuel O., 1968: Geológia východoslovenského flyšu. pp. 7—256, SAV, Bratislava. — [22] Leutwein F., 1951: Geochemische Untersuchungen an den Alaun und Kieselschiefern Thüringens. Arch. f. Lagerstättenforsch. 82, pp. 1—44. — [23] Lundegardh P. H., 1949: Aspects of the geochemistry of chromium, cobalt, nickel and zinc. Sver. Geol. Undersökning, Arsbok 43, 11. — [24] Nicholls G. D.—Loring D. H., 1962: The geochemistry of some British carboniferous sediments. Geochim. et Cosmochim. Acta, 26, pp. 181—223. — [25] Nickolds S. R.—Mitchell R. L., 1948: The geochemistry of some Caledonian plutonic rocks: a study in the relationship between the major and trace elements of igneous rocks and their minerals. Royal Soc. Edinburgh Trans. LXI, P. 11, 20, pp. 533—575. — [26] Petránek J., 1963: Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska. pp. 1—689, ČSAV Praha. — [27] Pettijohn F. J., 1957: Sedimentary rocks. II. ed. pp. 1—718, Harper—Broth. N. York. — [28] Petterson H.—Rotschi H., 1952: The nickel content of deep-sea deposits. Geochim. et Cosmochim. Acta, 2, pp. 81—90. — [29] Potter P. E.—Shimp N. F.—Witters J., 1963: Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments. Geochim. et Cosmochim. Acta, 27, pp. 669—694. — [30] Rankama K.—Sahama T. G., 1950: Geochemistry. Univ. of Chicago Press. — [31] Ronov A. B.—Girin Ju. P.—Kazakov G. A.—Iljuchin M. N., 1965: Sravnitel'naja geochimija geosinklinalnych i platformnykh osadočnykh tolšč. Geochimija 8, pp. 961—976. — [32] Shaw D. M., 1961: Element distribution laws in geochemistry. Geochim. et Cosmochim. Acta, 23, pp. 116—134. — [33] Shaw D. M., 1954: Trace elements in pelitic rocks. Part II: Geochemical relations. Bull. Geol. Soc. Amer. 65, pp. 1167—1182. — [34] Shaw D. M., 1956: Geochemistry of pelitic rocks. Part III: Major elements and general geochemistry. Bull. Geol. Soc. Amer. 67, pp. 919—934. — [35] Strachov N. M., 1960: Osnovy teorii litogeneza. II. pp. 1—549, Izd. AN SSSR, Moskva. — [36] Tatsumoto M., 1957: Chemical investigation of deep-sea deposits. J. Chem. Soc. Japan, Pure Chem. Sect. 78, pp. 38—42. — [37] Tourtelot

H. A., 1964: Minor-element composition and organic carbon content of marine and nonmarine shale of Late Cretaceous age in the western interior of the United States. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 28, pp. 1579–1604. — [38] Tourtelot H. A. — Schultz L. G. — Gill J. R., 1960: Stratigraphic variations in mineralogy and chemical composition of the Pierre Shale in South Dakota and adjacent parts of North Dakota, Nebraska, Wyoming, and Montana. *Geol. Survey Prof. Paper* 400–B, pp. 447–452. — [39] Turekian K. K. — Kulp J. L., 1956: The geochemistry of strontium. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 10, pp. 245–296. — [40] El Wakeel S. K. — Riley J. P., 1961: Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 25, pp. 110–146. — [41] Weaver Ch. E., 1958: Geologic interpretation of argillaceous sediments. Part I. Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 42, pp. 254–271. — [42] Wedepohl K. H., 1960: Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 18, pp. 200–231. — [43] Young E. J., 1954: Trace elements in recent marine sediments. *Bull. geol. Soc. Am.* 65, pp. 1329. — [44] Young R. S., 1957: The geochemistry of cobalt. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 13, pp. 28–41.

TIBOR ĐURKOVIČ

**MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL INVESTIGATION
OF DUKLA UNIT CLAYSTONES
(Flysch of East Slovakia)**

The paper deals with the principal mineralogical and geochemical character of claystones in Dukla Unit. Discussed are the characteristic features of claystones, their structures, petrographical as well as mineralogical and chemical composition. Chemical and mineralogical composition of claystones has been studied in the following sequences of Dukla Unit: Upper Cretaceous beds, Submenilite beds, Menilite beds and Krosno beds. Schematic lithological profile of Dukla Unit sediments is in Fig. 1. Stratigraphic diapason of studied sequences is Upper Cretaceous — Lower Oligocene.

The stage of recrystallization of clay rocks (Kukal 1962; Petránek 1963) is regarded recently as principal criterion for distinguishing between the shales and claystones. If at least one half of the matter is recrystallized into a stage where the scale of clay minerals exceeds $30\ \mu$ then the rock is regarded already as shale. According the Kukal's classification the clay sediments of Dukla Unit belong to claystones.

The amount of elastic components (mainly silt) in claystones was based upon the analytical determination of $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio indicating the free quartz. Average values of the above ratio in particular sequences are given in Tab. 1. A gradual increase of this ratio may be observed in Dukla Unit claystones including the Menilite beds. Mineralogically in clastic admixture quartz prevails over muscovite. Occasionally present are orthoclase, plagioclase, tourmaline and zircon.

Mineralogical composition of claystones was determined by DTA and X-ray analyses. Estimation of mineralogical composition of Dukla Unit claystones based on the diffraction lines intensity is in Tab. 2. For the Upper Cretaceous claystones the I-M structures are characteristic. In Submenilite beds kaolinite prevails over illite, dolomite and calcite. In Menilite beds illite and I-M structures prevail. For the Krosno beds claystones kaolinite and illite are characteristic.

Chemical composition of claystones are tabulated in Tab. 3 and 5. Comparison of the average composition of major elements in Dukla Unit claystones with other pelitic rocks

is in Tab. 4. In Tab. 6. are included the results of correlation analysis between major and minor elements. The minor element content of studied claystones is compared with other pelitic rocks in Tab. 7. As it follows from the results obtained the stratigraphic diapason of studied sediments (Upper Cretaceous — Lower Oligocene) is too short to control the distribution of major and minor elements. This fact is emphasized by the stability of the source areas supplying the material to flysch trough. From this reason it is not possible to distinguish the separate beds of Dukla Unit on their chemical composition. In spite of this in some elements there are characteristic trends of increasing or decreasing in Upper Cretaceous — Lower Oligocene diapason. Al_2O_3 decreases from the Upper Cretaceous beds toward the Krosno beds within 13—18 per cent. The CaO content shows increasing trend in the same stratigraphic diapason. The coefficient of linear correlation between vanadium and gallium shows increasing trend from the Upper Cretaceous beds to the Krosno beds ($r = 0,2-0,7$).

*D. Štúr's Institute of Geology
Bratislava*

STANISLAV VRÁNA – JOZEF VOZÁR

MINERÁLNA ASOCIÁCIA PUMPELYIT-PREHNIT-KREMENNEJ FÁCIE Z NÍZKYCH TATIER

Abstrakt: Práca sa zaoberá novou metamorfnou asociáciou Západných Karpát, pravdepodobne alpínskeho veku. Okrem dát o novotvorených mineráloch a o minerálnych fáciách najnižších stupňov regionálnej metamorfózy je podaný tiež opis materskej horniny a geologickej situácie výskytu.

Postavenie pumpelyit-prehmit-kremennej fácie

Pri štúdiu slabometamorfovaných hornín a pri ich klasifikácii sa donedávna najslabšie regionálne metamorfované horniny zahrňovali do fácie zelených bridlíc, ktorej hranica vo vzťahu k podmienkam diagenézy bola definovaná objavením sa asociácie kremeň-muskovit-chlorit-epidot-albit-(aktinolit).

V posledných 15 rokoch štúdium minerálnych asociácií slabometamorfovaných hornín zaznamenalo veľký pokrok. Študovali sa najmä horniny mladých cirkumpacifických metamorfovaných pásiem, hlavne mezozoickej geosynklinály na Novom Zélande (Coombs 1954, 1959, 1960). Tak bola definovaná zeolitová fácia (Coombs 1959; Turner – Verhoogen, 1960), označovaná novšie Winklerom (1965) ako laumontit-prehmit-kremenná fácia, pretože kritickým zeolitom je laumontit, kým rad iných zeolitov vzniká sedimentárne. Prípady regionálnej metamorfózy s asociáciami tejto fácie sa v posledných rokoch zistili aj v iných oblastiach (napr. v Austrálii, ZSSR, USA a i.).

Prehmit-pumpelyitovú metadrobovú fáciu, ktorá preklenuje medzi fáciou zeolitovou a zelených bridlíc, definoval Coombs (1960). Keďže asociácie tejto fácie sa vyskytujú nielen v drobách, ale aj v iných typoch sedimentov a v bazických vyvrelinách, označil ju Winkler (1965) ako pumpelyit-prehmit-kremenná fácia. Jej dolná hranica voči laumontit-prehmitovej fáci je určená

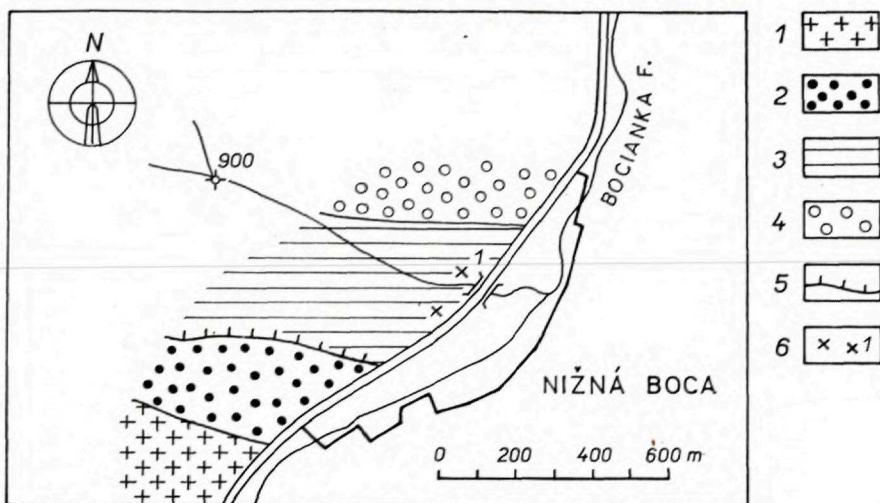
vznikom pumpelyitu a vymiznutím laumontitu. Horná hranica voči fácií zelených bridlíc je daná intervalom, v ktorom sa stráca najprv prehnit a potom pumpelyit a objavia sa asociácie kremeň-albit-epidot-muskovit-chloritovej subfácie (z fácie zelených bridlíc).

V Západných Karpatoch boli dosiaľ ako najslabšie metamorfované (alpínskeho, resp. predalpínskeho veku) známe horniny s asociáciou kremeň-albit-epidot-muskovit-chloritovej subfácie, zahrňujúce prevažnú časť epizonálne metamorfovaných sérií. Na druhej strane, najmä horniny mezozoické sú veľmi slabo metamorfované, prípadne až nemetamorfované. Je pravdepodobné, že celý rad slabo metamorfovaných hornín alpínskej geosynklinály v Západných Karpatoch bol premenený v podmienkach pumpelyit-prehnit-kremennej, príp. aj lawsonit-prehnitovej (= zeolitovej) fácie.

Geologická situácia porfyritu pri Nižnej Boci

Žilné telesá porfyritov sa zistili v tmavom — karbónskom súvrství (Andrusov 1931; Biely 1962) tzv. melafýrovej série chočského príkrovu. Okrem severných svahov Nízkyh Tatier sa novšie zistili v obdobnom súvrství aj na južných svahoch a v pohorí Tribeč (Biely 1963). Už dávnejšie sú obdobné žilné horniny známe zo súvrstvia drôb a aleuropelitov až fylitických bridlíc, tvoriacich šupiny, trosky pravdepodobne chočského príkrovu v podloží muránskeho mezozoika (Zoubek 1954; na príslušnosť k chočskému príkrovu upozornil A. Biely — osobné oznámenie). Žilné telesá porfyritov sú známe aj v tmavom súvrství tzv. vernárskeho pruhu a v karbone na Spálenom vrchu a Čiernej Hore (Šalát 1953; Fusán 1958—64). V zmysle doterajších názorov Vozára možno všetky tieto výskyty navzájom paralelizovať s tým, že patria k vulkanickým procesom mladšieho paleozoika. Podľa Štastného (1927) i našich novších poznatkov mohli by predstavovať súčasť podpovrchového vulkanického aparátu permských vulkanitov tzv. melafýrovej série.

V širšom okolí Nižnej Boci sú známe žilné telesá až niekoľko km (bežne 2—3 km) dlhé, pričom ich hrúbka sa pohybuje v rozmedzí 1—250 m. Telesá diskordantné na smer bridličnatosti neboli pozorované. Vo vzťahu k vrstevnatosti sa iba lokálne chovajú ako medzivrstevné intrúzie, väčšinou prerážajú súvrstvie naprieč vrstevnatosťou. Nedostatok pyroklastického materiálu a kontaktná premena okolitých (nadložných i podložných) sedimentov (reorganizácia grafitickej substancie) hovorí jednoznačne pre žilnú, pravdepodobne plytkointruzívnu povahu opisovaných vulkanických hornín. Tieto porfyrity už v minulosti vymapoval Štastný (1927), ktorý uvádza, že ide o hypoabysálne intruzíva kyslejšie ako melafýry a v zmysle Rosenbuschovej



Obr. 1. Náčrt geologických pomerov pri SZ okraji Nižnej Boce. 1 — kryštalinikum Nízkyh Tatier — biotitický granodiorit (ďumbiersky typ); 2 — mezozoikum obalovej série — spodnotriasové epikvarcity; 3—4 mladšie paleozoikum chočského príkrovu — 3 — karbónske peliticko-psamitické sedimenty s intruzívnym telesom porfyritu; 4 — permské klastické sedimenty; 5 — línia nasunutia chočského príkrovu; 6 — odber vzoriek.

terminológii ich označuje ako augitické porfyrity. Z druhotných minerálov uvádza: chlorit, uralit, epidot, leukoxén, karbonáty a kremeň (tiež aj ako primárny).

Po štruktúrnej stránke sa zistili 3 variety porfyritov: (a) drobno (0,1—0,8 milimetrov), (b) strednozrná (do 4 mm) (obe rovnomerne zrnité, v ďalšom spoločne označované ako základný typ) a (c) porfyrická varieta (výrastlice 3—20 milimetrov).

Petrografická charakteristika

Vzorky z lokality Nižná Boca (viď situačný náčrt) patria na základe svojho chemizmu k normálne dioritovému, magmatickému typu (v zmysle Niggliho 1936). Podľa planimetrických analýz hlavný horninový typ má modálne zloženie granodioritové. Poukazuje na to hlavne vysoký obsah kremeňa a K-živca. Aj vzorky z iných lokalít v pohorí Nízkyh Tatier vykazujú väčšie množstvá kremeňa a K-živca (často v mikrografickej štruktúre). Prevládajú typy s dioritovým modálnym zložením. Nakoľko ide zreteľne o horniny z vulkanickej asociácie, možno opisovanú horninu označiť ako amfibolicko-pyroxenický porfyrit, alebo paleoryodacit.

Základný typ horniny je z tmavých minerálov budovaný klinopyroxénom,

ktorý tvorí nedokonale stĺpčekovité až idiomorfne individua (0,1–0,8 mm veľké), a obecným hnedozeleným amfibolom, ktorý je mladší ako plagioklas, ktorého idiomorfne jedince okrajovo uzatvára; pritom vzniká nevýrazná poikilofitická štruktúra. Lištovité prierezy plagioklasu sú 0,2–0,8 mm veľké. Centrálné časti jedincov sú silne premenené, ich okraj tvorí zväčša nepremenený albit, alebo úzky lem K-živca. Z novotvorených minerálov, zatlačujúcich plagioklas, je najhojnejší drobný xenomorfný prehnit, zriedkavejší sericit a pumpelyit. Hoci prehnitu aj pumpelyitu je v hornine viac ako 1 %, pri planimetrických analýzach sa pričlenil k plagioklasu, pretože ich opticky nemožno jednoznačne identifikovať. Ortoklas (max. 0,4 mm) je voči plagioklasu xenomorfný, voči kremeňu idiomorfný; tvorí časté štvorcovité až obdĺžnikovité prierezy, je slabo zakalený a slabo pertitický. Xenomorfné zrnká kremeňa dosahujú veľkosti až 0,25 mm, pričom značná časť kremeňa spolu s ortoklasom tvorí mikrofotickú štruktúru. Svetlozelený chlorit zatláča takmer úplne biotit a značnú časť amfibolu. Hojné primárne akcesórie predstavuje ihlicovitý apatit, nepravidelne kostrovitý titanomagnetit a ilmenit (?).

Svetlý porfyrický typ tvorí v základnom drobno- a strednozrnnom type žily a žilky, alebo ostro obmedzené šmuhy o hrúbke od niekoľkých cm až do 1 m, variabilnej dĺžky. Vzhľadom na menší obsah tmavých minerálov ich možno (tiež na základe štruktúry i obdobného mineralogického zloženia) považovať za pegmatitoidný diferenciát základného typu. Hlavným minerálom je plagioklas, tvoriaci idiomorfne jedince, zväčša tabuľkovité podľa (010), max. 8 mm veľké. Stredné časti zrn sú zatláčané jemnozrnnými agregátmi prehnitu, ktorý tvorí monominerálne partie, často cez 1 mm veľké. Okrajové, pôvodne asi kyslejšie časti kryštálov plagioklasu zostali prevažne zachované. Plagioklasy bývajú rovnomerne obrastené ortoklasom, ktorý sa často mikrofoticky prerastá s kremeňom. Vzhľadom na skutočnosť, že sa ortoklas nedá v mikroskope spoľahlivo odlišiť od plagioklasu, sú obidva živce v planimetrických analýzach vyjadrené spoločne. Kvantitatívny pomer plagioklasu a ortoklasu je približne rovnaký pri drobno- i strednozrnnom type (5 : 1 až 4 : 1). Amfibol tvorí vzácne stĺpčekovité jedince, až 2 mm veľké, uzatvárajúce v strednej časti bezfarebný klinopyroxén. Časť amfibolov je premenená v chlorit. Primárny titanomagnetit je silne zatláčaný titanitom.

Pumpelyit v podobe drobných nepravidelných agregátov zatláča plagioklas, podobne ako hojnejší prehnit, alebo častejšie tvorí papršlekovité a nepravidelne spletené agregáty medzi lištami plagioklasu. Dosahuje veľkosti až 0,5 mm, je silne pleochroický, podľa β -sýtomodrozelený až hnedavozelený; podľa smeru kolmého na β svetlosivozelený. Nízke anomálne interferenčné farby sú prekrývané sfarbením minerálu. Ide o varietu, ktorú možno dobre porovnať s pumpelyitom, opísaným Vránom (1966) z melafýru od Kvetnice.

Planimetrické analýzy žilnej horniny z Nižnej Boce

	Základný typ	Svetlý porfyrický typ
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	+	1,0
prehnit	+*	25,4
pumpelyit	+*	4,9
chlorit	7,1	4,0
klinozoit-epidot	0,7	0,4
počet bodov	1 500	1 000

* — Viacej ako 1 %, pričlenený k plagioklasu.

Prehnit, zatláčajúci lištovité plagioklasy, bol identifikovaný röntgenometricky. Materiál bol získaný separáciou drvenej vzorky v bromoforme a pod binokulárom. Výsledky sú uvedené v priloženej tabuľke. Na rovinnom stolíku sa zistili optické vlastnosti, obvyklé u prehnitu.

Zo slovenských melafýrov prehnit opísal Zorkovský (1958) z lomu „Paseka“ SV od Šalkovej pri Banskej Bystrici a predtým len Pettko (1856) z Malých Karpát.

Treba zdôrazniť, že u doterajších výskytov prehnit tvorí len výplň mandlí. Prípady, kde prehnit ztláča primárne plagioklasy vo vulkanických horninách, neboli v Západných Karpatoch doposiaľ známe. Takéto formy prehnitu sa pravdepodobne považovali za sericit, alebo bez identifikácie sa zahrňovali pod produkty saussuritizácie.

Pri prehliadke výbrusov melafýrov z Nízkych Tatier, Tribča i Malých Karpát sme zistili, že prehnit ztláča najmä väčšie porfyrické výrastlice plagioklasov, hlavne tam, kde sa neuplatnil väčší pCO_2 a nedošlo k väzbe Ca (uvoľneného pri albitizácii plagioklasov) v kalcite. Prehnitizácia sa zistila aj v bazických žilných horninách v karbóne, napr. v dioritovom porfyríte v oblasti Muránskej plošiny (Vrána 1966, tab. VIII, obr. 2). Na viacerých lokalitách sa zistil pumpelyit v asociácii s prehnitom. V melafýroch od hájovne Podpálené v Ždiarskej doline, z ktorých bol pumpelyit identifikovaný rgt. (Vrána 1966a), sa dodatočne zistil aj prehnit, zatláčajúci výrastlice primárnych plagioklasov.

Práškový diagram prehritu z Nižnej Boce

Nižná Boca		de Assunsao C. T. Garrido J. (1953)		Nižná Boca		de Assunsao C. T. Garrido J. (1953)	
d(kX)	I	d(kX)	I	d(kX)	I	d(kX)	I
—	—	5,25	1	2,06	1	2,07	2
4,56	1	4,58	2	1,928	2	1,928	3
4,12	1	4,13	1	1,840	1	1,840	2
3,50	1	3,51	1	1,763	6	1,776	7
3,46	8	3,46	9	1,690	1	1,687	<1
3,26	5	3,26	6	1,654	2	1,656	2
3,06	9	3,06	10	1,629	1	1,632	2
2,80	3	2,80	3	1,526	5	1,535	4
2,59	1	2,60	<1	—	—	1,506	<1
2,54	10	2,53	10	1,449	1	1,459	1
2,33	7	č2,36	4	—	—	1,443	1
—	—	č2,31	4	1,400	1	1,402	1
—	—	2,17	<1	1,364	1	1,371	1
2,13	1	2,13	1				

Cu — žiarenie; Ni — filter, komôrka 57,4 mm.

Vo vzorkách z Nižnej Boce nebolo možné priamo zistiť vekové vzťahy asociácie s prehritom a pumpelyitom. Vzhľadom na výskyty týchto asociácií v melafýroch treba počítať s intervalom medzi permom a strednou kriedou, pričom zjavy mladšej epidotizácie (Vrána 1966a) a deformácie svedčia o tom, že vznik tejto asociácie spadá do relatívne starších procesov. Osobitnú pozornosť treba venovať otázke, či časť prehritu nevznikla už v rámci nízko-termálneho pomagmatogénneho (autometamorfovaného) vývoja vulkanitov. Veľmi dôležité bude preto štúdium združených klastických sedimentov. Niektoré okolnosti a analógie s pomerami v iných mladých orogénnych pásmach nasvedčujú na to, že vznik opisovanej asociácie spadá do alpínskych metamorfnych procesov.

Je zaujímavé porovnať vulkanity tzv. melafýrovej série chočského príkrovu s neovulkanitmi stredného Slovenska a s premenenými eruptívami tatroveporíd a gemeríd s ohľadom na prítomnosť zeolitov a obsah novotvorených minerálov vápnika. Kým v neovulkanitoch sa zistil rad výskytov zeolitov hydrotermálneho pôvodu, v permských melafýroch a porfyrityoch zeolity nie sú prítomné. Prehrit, hojne rozšírený v permských vulkanitoch, nie je známy z neovulkanitov. Obdobne je to aj s pumpelyitom. Okrem rozdielov daných rozličným chemizmom týchto dvoch skupín vulkanitov a rôznym uplatnením hydrotermálnych procesov, možno túto skutočnosť vysvetliť tým, že permské melafýry a porfyrity boli postihnuté regionálnou premenou v podmienkach pumpelyit-prehrit-kremennej fácie. Zeolity za týchto genetických podmienok nie sú stabilné. Eruptíva tatroveporíd a gemeríd (pokiaľ ide o horniny alpín-

sky metamorfne postihnuté) obsahujú ako novotvorené minerály Ca-klinozoizit-epidot, karbonáty, príp. granát bohatý na grosulárovú zložku. Čo do stupňa metamorfózy, ide tu o podmienky vzniku fácie zelených bridlíc, pre ktorú sa predpokladá uplatnenie vyšších teplôt ako u pumpelyit-prehnit-kremennej fácie. V erupzívach tatroveporíd a gemeríd sa vyskytujú zeolity a prehnit len výnimočne (aj to len ako výplne puklín), pričom nie je známe, v ktorej etape mineralizácie vznikli.

Premena v podmienkach pumpelyit-prehnit-kremennej fácie sa obvykle považuje za poklesovú metamorfózu (*Versenkungsmetamorphose*; *load metamorphism*; porovnaj Winkler 1965), pričom žiaduce metamorfne podmienky sú dosiahnuté hlbokým poklesnutím hornín. Išlo by teda o alpínsku metamorfózu v podmienkach fácie zelených bridlíc, ktorá je geneticky tesne spätá s vyvrholením orogénnych deformácií. Podľa toho by bolo možné brať na zreteľ prekrytie starších asociácií poklesovej metamorfózy mladšími asociáciami fácie zelených bridlíc.

Možno poznamenať, že asociácie pumpelyit-prehnit-kremennej fácie doteraz sa zistili len v chočskej jednotke. Okrem vhodného charakteru hornín (bázické erupzíva), v ktorých mohlo dôjsť k vzniku asociácie študovanej fácie, môže ísť tiež o prejav osobitného vývoja a postavenia chočskej jednotky v megaštruktúre Západných Karpát. Ide tu o uplatnenie veľmi hlbokého geosynklinálneho poklesu, pričom komplexy „melafýrovej série“ boli prekryté neobvykle mocnými komplexami nadložných hornín. Nevylučuje sa ani možnosť vzniku obdobných podmienok v plytších hĺbkach, ale za vyšších tangenciálnych tlakov a úmerne intenzívnych teplôt.

Treba uviesť, že na Novom Zélande podľa Coombsa (1960) vystupujú kritické asociácie zeolitovej fácie v hĺbke 6 km, pričom predpokladaná mocnosť nadložia v dobe premeny je ešte asi o 5 km väčšia. Asociácie pumpelyit-prehnit-kremennej fácie vznikajú v hĺbke o niekoľko km väčšej ako asociácie zeolitovej fácie. Podľa schémy Winklera (1965) je PT pole podmienok poklesovej metamorfózy vymedzené približne týmito hodnotami: T 300° až 400 °C, P 3–10 kb (t. j. mocnosť nadložia cca 10–35 km). Pri ďalšom štúdiu bude treba v Západných Karpatoch sledovať výskyty a rozšírenie asociácií genézou príbuzných facií, menovite laumontit-prehnit-kremennej, lawsonit-albitovej a lawsonit-glaukofanovej fácie a ich vzťahy k známym metamorfítom fácie zelených bridlíc v Alpách (porov. Vozár 1968).

Lektoroval prof. dr. J. Kamenický

Ústřední ústav geologický Praha
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1936: Subtatranské príkrovy v Západných Karpatoch. Carpatica I. Praha. — [2] Biely A., 1962: Niekoľko stratigrafických a tektonických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tribča. GP, Zošit 62, Bratislava. — [3] Biely A., 1965: K paleogeografii spodného triasu chočského príkrovu. GP, Správy 34, Bratislava. — [4] Coombs D. S., 1954: The nature and alteration of some Triassic sediments from Southland New Zealand. Trans. R. Soc. New Zealand. — [5] Coombs D. S., 1960: Lower grade mineral facies in New Zealand. Int. Geol. Congr. Rep. 21st. Ses. Norden part XIII. — [6] Coombs D. S. — Ellis A. Y. — Fyfe W. S. — Taylor A. M., 1959: The zeolite facies. With comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. Geoch. Cos. Acta-17. — [7] Niggli P., 1936: Die Magmentypen. Schw. Min. Petr. Mitt., 16. — [8] Šalát J., 1953: Petrografia hornín v území Margecany (Čierna hora) — Košice. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [9] Šťastný V., 1927: Studie o tzv. melafýrech v Nízkych Tatrách na Slovensku. Rozpravy II. tř. ČA 36, č. 29. Praha. — [10] Turner F. J. — Verhoogen J., 1960: Igneous and metamorphic petrology. New York—Toronto—London. — [11] Vozár J., 1967: Der permische Vulkanismus in der Choč-Decke (Westkarpaten). GP, Zprávy 42, Bratislava. — [12] Vrána S., 1966a: Pumpellyit z melafýrových hornín na Slovensku. Čas. pro min. a geol. 11, Praha. — [13] Vrána S., 1966b: Alpidische Metamorphose der Granitoide und der Foederata Serie im Mittelteil der Veporiden. Sbor. geol. vied, rad ZK 6, Bratislava. — [14] Winkler H. G. F., 1965: Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. — [15] Zorkovský V., 1958: Petrograficko-chemická povaha melafýrových hornín z lokality „Paseka“ severne od obce Šálková. GP, Správy 14, Bratislava. — [16] Zoubek V., 1954: Předběžná zpráva o výzkumu oblasti západního zakončení muránského příkrovu. Zprávy o geol. výzk. ÚÚG, Praha. — [16] Vozár J., 1968: Der perm-mesozoische Vulkanismus etc. Geol. práce, Správy 44—45, Bratislava.

STANISLAV VRÁNA—JOZEF VOZÁR

ÜBER DIE MINERALGEMEINSCHAFT DER PUMPELLYIT-PREHNIT-QUARZFAZIES IN DER NIEDEREN TATRA

Im Raume der Westkarpaten wurden die Gesteine der Quarz-Albit-Epidot-Muskovit-Chlorit-subfazies als die am schwächsten metamorphierten Gesteinstypen (ob alpinen oder voralpinen Alters) betrachtet; sie nehmen den überwiegenden Teil der epizonal metamorphierten Serien ein. Andererseits blieben vor allem die mesozoischen Gesteine vor Umwandlung überhaupt bewahrt, oder sind nur sehr schwach metamorphiert. Wie es aus neueren Untersuchungen hervorgeht, wurde wahrscheinlich eine ganze Reihe der schwach metamorphierten Gesteine der westkarpatischen alpinen Geosynklinale unter den Bedingungen der Pumpellyit-Prehnit-Quarz-, event. auch der Lawsonit-Prehnit-(Zeolith-)Fazies umgewandelt.

In diesem Zusammenhang studierten wir die permischen vulkanischen Gesteine der Choč-Decke in der Niederen Tatra. Es handelt sich da um Melaphyr, Melaphyr-Porphyr und um Porphyrit, die in diesem Raume flachintrusive und Effusivkörper bilden und als Produkte des embryonalen Stadiums des Magmatismus in der alpinen westkarpatischen Geosynklinale zu betrachten sind. Diese vulkanischen Gesteine wurden von autometamorphen Prozessen im postmagmatischen Stadium und von alpinen

Umwandlungsprozessen erfasst. Die Entstehung der Mineralgemeinschaft Pumpellyit-Prehnit-Quarzfazies kann mit den letzteren Vorgängen in Verbindung gebracht werden.

Die Umwandlung unter den Bedingungen der Pumpellyit-Prehnit-Quarzfazies hält man gewöhnlich für eine Folge der Senkungsbewegungen, wobei die dazu erforderlichen Umwandlungsbedingungen eben durch das starke Absinken der Gesteine gegeben werden (Winkler 1965). Es darf sich also um eine alpidische Umwandlung unter den Bedingungen der Grünschieferfazies handeln, deren Genese mit dem Optimalstand der orogenen Deformationen eng verbunden ist. Demzufolge sollte man die Überdeckung der älteren durch die Senkungsbewegungen entstandenen metamorphen Mineralassoziationen von jüngeren Mineralgemeinschaften der Grünschieferfazies für möglich halten.

Es sei in diesem Zusammenhang bemerkt, dass die bisher bekannten Vorkommen der Mineralgemeinschaft der Pumpellyit-Prehnit-Quarzfazies sich lediglich auf die Choč-Decke beschränken. Neben dem geeigneten Gesteinscharakter (die erwähnten Eruptivgesteine, in welchen es zur Bildung der genannten Vergesellschaftung kommen konnte), mag dabei auch das sonderbare Schicksal der Choč-Decke in der westkarpatischen Megastruktur mitgespielt haben. Es hat sich da offensichtlich eine sehr starke geosynklinalartige Versenkung geltend gemacht, wobei die Permschichten zusammen mit vulkanischen Gesteinen von ungewöhnlich mächtigen Hangendkomplexen überdeckt wurden. Es ist aber nicht ausgeschlossen, dass ähnliche Bedingungen auch in flacheren Tiefen, allerdings unter Mitwirkung viel stärkerer tangentialer Kräfte und der entsprechend erhöhten Temperaturen, geschaffen werden konnten.

*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*



FRANTIŠEK REGÁSEK

CHEMIZMUS A FYZIKÁLNE VLASTNOSTI CHALKOPYRITU Z OBLASTI SLOVINIEK

Abstrakt. V predkladanej práci sú zhodnotené výsledky mineralogicko-chemického výskumu chalkopyritu, ktorý je na rudných žilách v oblasti Sloviniek v Spišsko-gemerskom rudohorí dominantným sulfidickým minerálom a hlavným predstaviteľom Cu-rúd. Práca pojednáva o niektorých fyzikálnych vlastnostiach chalkopyritu (hustota, mikrotvrdosť, dekrepitácia) a hlavne o mikrochemizme na základe kvalitatívnych a kvantitatívnych spektrálnych analýz a kvantitatívnych chemických analýz. Pozornosť je venovaná obsahom Ag, Se, Sn, Zn, Mn, Ni, In a Ge v chalkopyrite.

Úvod

Hlavným a hospodársky najvýznamnejším siderit-meďnatým ložiskom v oblasti Sloviniek v Spišsko-gemerskom rudohorí je mohutný žilník slovinskej Hrubej žily. Tento pozostáva z 3–4 paralelných žíl, ktoré sa smerne a po úklone nepravidelne spájajú. Majú šošovkovitý vývoj a V–Z smer; nesú názvy Hrubá, Podložná, Nadložná a Stredná kremenná žila. Uklonené sú k juhu (60–80°). Ďalšie žily odbočujú na strany v smere SZ–JV (S žila, Kremenná žila). Sú niekoľko sto metrov až niekoľko km dlhé (Hrubá žila) a niekoľko dcm až niekoľko m mocné. Vyvinuté sú v blízkosti tektonickej hranice medzi gelnickou a rakoveckou sériou. Okolité horniny sú porfyroidy a rôzne druhy bridlic, fylitov, kremence, lokálne diabázy rakoveckej (?) série.

Žilník predstavuje bežný typ hydrotermálneho zrudnenia v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Žilnú výplň tvorí prevažne hrubozrnný siderit, do ktorého nepravidelne preniká mladšia kremeň-sulfidická mineralizácia, ktorá ho silne zatlačuje.

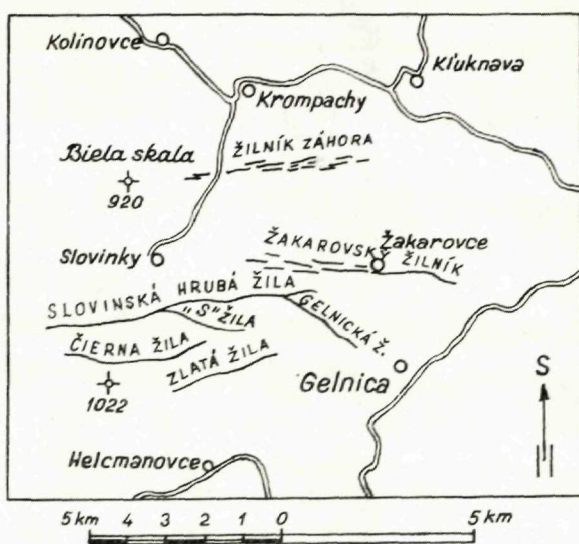
V súčasnej dobe sú siderit-meďnaté žily v Slovincách predmetom intenzívnej ťažby a chalkopyrit spolu s malou prímесou tetraederitu tu tvorí hlavný minerál medi. Ekonomicky významné podiely chlakopyritu sú na Strednej kremennej, na Gelnickej žile a v mnohých úsekoch Hrubej žily. Bohaté akumulácie

chalkopyritu sú aj v žilnej výplni južne od slovinského žilníku, predovšetkým na tzv. Zlatej žile. Chudobné na chalkopyrit sú v tomto revíre mohutné sideritové žily žilníka klippbersko-žakarovského a žilníka Záhora južne od Kropách.

Predmetom štúdia je predovšetkým chalkopyrit z vlastného ložiska Sloviniky a zo Zlatej žily. Chalkopyrit z ostatných žíl je zhodnotený len orientačne.

Makroskopický a mikroskopický popis chalkopyritu a jeho paragenéza

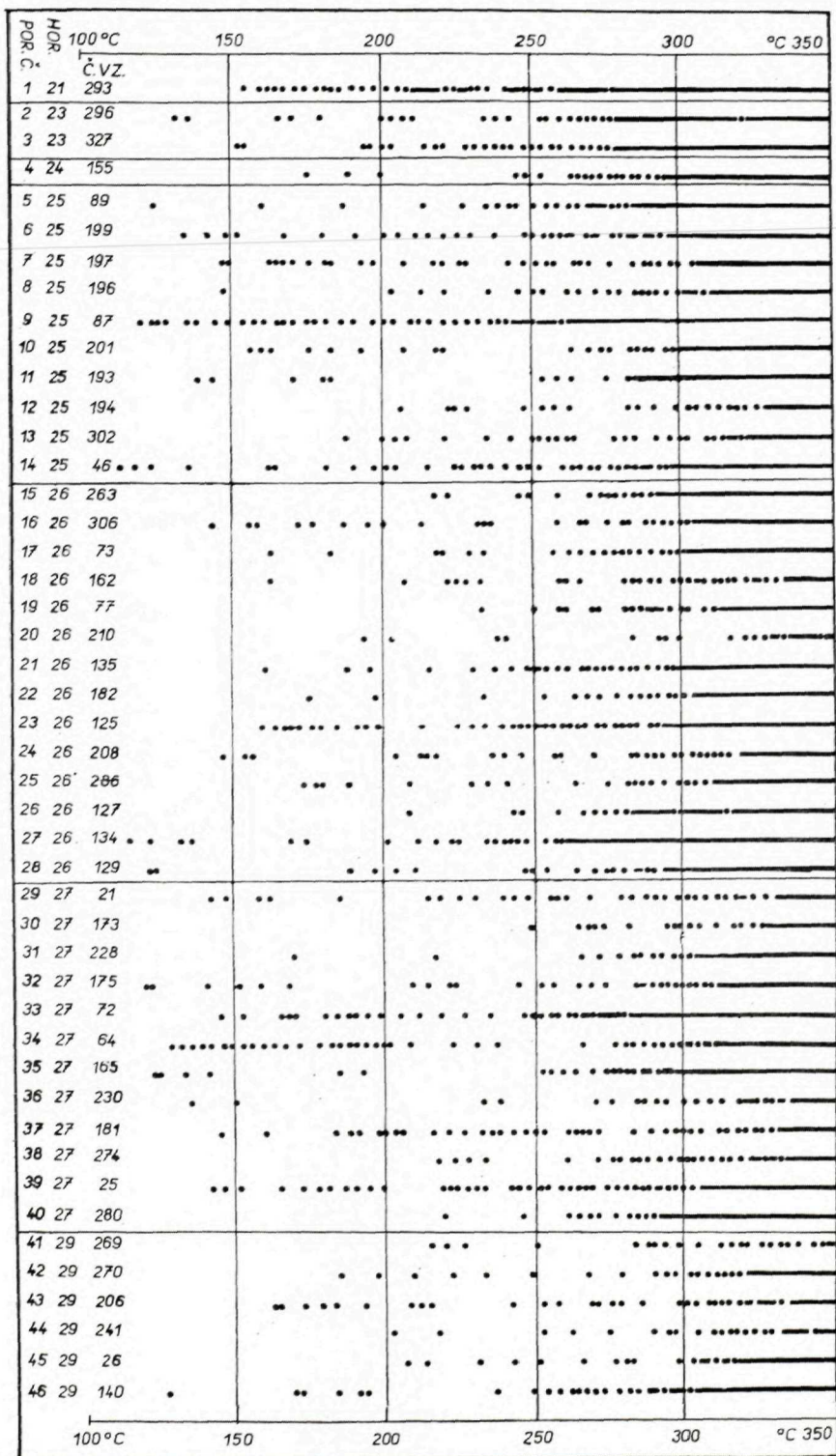
Chalkopyrit na slovinských žilách tvorí 2—6 % žilnej výplne; jeho kvantitatívne zastúpenie je na jednotlivých žilách, ale aj v rámci jednej žily veľmi rozdielne. Najčastejšie býva doprevádzaný pyritom, lokálne veľmi hojným arzenopyritom a na viacerých úsekoch (najmä v západnej časti Hrubej žily)



Obr. 1. Geografické rozmiestnenie žíl v skúmanej oblasti.

tiež tetraedritom, s ktorým sa jemne prerastá, a ďalej galenitom. V mikroskopických množstvách boli zistené: bournonit, bornit, Cu—Pb—Bi sulfosoli, kobaltín, sfalerit, spekularit; z nerudných minerálov sericit, chlorit, albit, Fe-dolomit, kalcit a samozrejme siderit a kremeň. Chalkopyrit býva takmer vždy v prevahe nad ostatnými sulfidmi; len na ojedinelých miestach dominuje tetraedrit nad chalkopyritom. Zistený bol v 3 generáciách. Praktický význam

Tab. 2. Dekrepitegramy chalkopyritu zo Sloviniek.



má len prvá generácia, ktorá predstavuje hlavnú masu; ďalšie dve generácie sú prítomné iba malých množstvách a boli pozorované len mikroskopicky.

Prvá generácia chalkopyritu, často spolu s tetraedritom, prípadne pyritom a inými sulfidmi, spravidla vytvára v sideritovej alebo v kremennej žilovine masívne a značne nepravidelné agregáty, často i niekoľko dm veľké. Okrem toho vyskytuje sa v siderite a kmeni vo forme rôzne mocných a komplikovaných žiliek, metasomatických sietí a impregnácií. Vzácné sa v dutinách sideritu našli 1–1,5 mm veľké kryštáliky chalkopyritu, sferoidálneho habitu s charakteristickým ryhovaním. Na mnohých úsekoch žíl bol chalkopyrit postihnutý tlakovými účinkami, v dôsledku čoho je veľmi drobný. Vyskytuje sa na všetkých horizontoch slovínskeho ložiska. Hoci je jeho výskyt nepravidelný, dá sa usudzovať o pozvoľnom pribúdaní chalkopyritu smerom k hlbším častiam ložiska. Spolu s ním pribúda tiež pyritu, v niektorých častiach aj arzénopyritu, ale hlavne kremeňa na úkor sideritu. Naproti tomu znižuje sa obsah tetraedritu.

V nábrusoch a v odrazenom svetle má chalkopyrit bežné optické vlastnosti. Z miest, kde bol tlakom deformovaný, zdá sa, že prejavuje zreteľnejšiu anizotropiu. Ostatné vzorky chalkopyritu sú slabo anizotrópne, prípadne izotrópne. Často sa objavuje tiež dvojčatná lamelácia zrn. U niektorých vzoriek chalkopyritu objavuje sa štruktúra pri naleptaní s HNO_3 1 : 1. Veľkosť zrn sa pohybuje od 0,02 do 0,25 mm.

V kremeň-sulfidickej perióde vystupuje chalkopyrit za pyritom, arzénopyritom a sfaleritom, ale pred bornitom, tetraedritom a galenitom. Prínosove najtesnejšie je spojený s tetraedritom. Štruktúry ich vzájomného prerastania svedčia o tom, že kryštalizačné intervaly obidvoch minerálov sa asi sčasti prekryvali, avšak hlavná masa chalkopyritu je zrejme staršia ako tetraedrit.

Hustota chalkopyritu bola stanovená pyknometricky za použitia pyknometra o objeme 5 cm³, v destilovanej vode pri teplote 21 °C. Získané hustoty sú v tab. 1, z ktorej vidno ich značnú konštantnosť; kolíšu len v malom intervale (od 4,14 do 4,20 ± 0,02).

Tab. 1. Hustota chalkopyritu

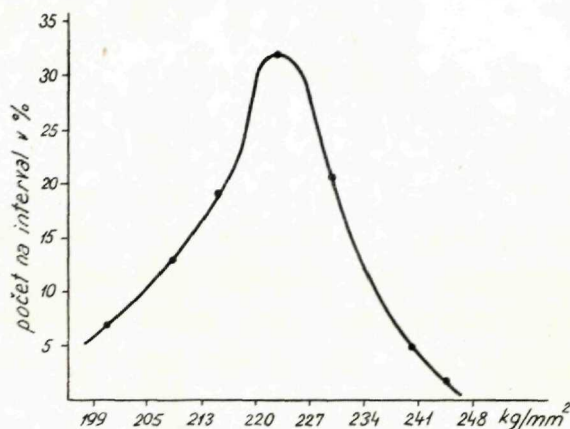
SI-336	4,14	SI-193	4,15	SI-89	4,20
SI-315	4,14	SI-77	4,17	SI-24	4,20

Tab. 3. Kvalitatívne spektrálne analýzy chalkopyritu.

Vysvetlivky:



Mikrotvrdosť chalkopyritu I sme sledovali systematicky približne asi na 70 nábrusoch z rôznych miest ložiska a z rôznej minerálnej asociácie. Merania sa uskutočnili na prístroji PTM-3 za konštantných podmienok pri 50 g závaží. K výpočtu mikrotvrdości sa používal aritmetický priemer dĺžky diagonály odtlačku Vickersovej pyramídy z 15–20 meraní. Kontrolné me-



Obr. 2. Variačná krivka mikrotvrdości slovinského chalkopyritu.

rania sa robili na mikrotvrdomere fy „Reichert“. Z meraní (pozri tab. 4) vyplýva, že mikrotvrdosť slovinských chalkopyritov kolíše v rozmedzí 199 až 245 kg/mm²; priemerná hodnota je asi 221 kg/mm². Rozloženie hodnôt mikrotvrdości chalkopyritu graficky znázorňuje variačná krivka na obr. 2. Kolísanie mikrotvrdości študovaných vzoriek chalkopyritu ovplyvňuje minerálna asociácia, v ktorej sa chalkopyrit nachádza, resp. stupeň znečistenia zdanlivo čistého chalkopyritu mikroskopickými až submikroskopickými prímiesami. Ukázalo sa totiž, že zvýšenú mikrotvrdosť majú dosť často vzorky, v ktorých sú rozptýlené drobné kolomorfné pyrity V. generácie. V takých prípadoch môžu mikrotvrdosť chalkopyritov ovplyvňovať drobné inklúzie pyritu, vystupujúce pod povrchom nábrusu. Druhým faktorom, od ktorého, ako sa zdá, závisí hodnota mikrotvrdości študovaného chalkopyritu, je zmena chemizmu. Pozorovali sme tendenciu zvyšovania mikrotvrdości u tých vzoriek chalkopyritu, ktoré majú zvýšené izomorfné podiely Zn a Sn. Vidno to aj z tab. 3, kde s nízkymi, príp. nulovými obsahmi Zn a Sn je charakteristický chalkopyrit z klippbersko-žakarovského a záhorskeho žilníka, ktorý súčasne má i relatívne nižšiu mikrotvrdosť (199–211 kg/mm²). Na slovinskej Hrubej žile bolo konštatované — aj keď nie výrazné — narastanie hodnôt mikrotvrdości smerom do hĺbky, čo je tiež v súlade so vzrastajúcim obsahom Sn a Zn v chalkopyrite.

Dekrepitačné teploty

Pri mineralogicko-geochemickom výskume hydrotermálnych žíl sledovali sme aj dekrepitačné teploty, ktoré pomáhajú pri určovaní teplôt, za akých jednotlivé nerasty kryštalizovali. Cieľom tohto štúdia bolo sledovať jednak relatívne teploty kryštalizácie jednotlivých minerálov, jednak prípadné rozdiely dekrepitácie určitých nerastov v závislosti na zmene chemizmu a priestorového rozmiestnenia na ložisku. Dekrepitačné analýzy vyhotovil K. Eliáš v geochronologickom laboratóriu GÚDŠ na autoregistračnom prístroji. Pri analýzach sa použili navážky 1,5 g chalkopyritu o veľkosti zrna 0,5–1,5 mm. Teplota sa zvyšovala priemerne o 10–12 °C/min. a merala termočlánkom Pt/Pt-Rh.

Teplotný režim roztokov, z ktorých kryštalizoval chalkopyrit, prípadne ďalšie sulfidické minerály, bol sledovaný okrem iných nerastov aj na 46 vzorkách slovinského chalkopyritu (výsledky dekrepitač. analýz sú v tab. 2, s. 103). Treba poznamenať, že ani tento počet nie je dostačujúci pre objektívne posúdenie zmien teplotného režimu. Skúmané vzorky chalkopyritov vykazujú totiž pomerne široký interval dekrepitačných teplôt.* Okrem toho na ložisku bežne nachádzame vedľa chalkopyritu, ktorý dekrepituje už pri relatívne nižších teplotách (240–280 °C), i chalkopyrity s dekrepitačnými teplotami okolo 300–350 °C.

Relatívne nižšie dekrepitačné teploty má chalkopyrit vyberaný z čistých monominerálnych chalkopyritových žiliek v siderite oproti chalkopyritu zarastenému v kremennej výplni v asociácii s ostatnými sulfidmi. Isté náznaky zákonitosti zvyšovania dekrepitačných teplôt chalkopyritu sa prejavujú v závislosti od priestorového rozmiestnenia na ložisku. Vzhľadom na malé množstvo analytických údajov nejavi sa táto závislosť dosť presvedčivo, avšak pozorovať určitý vzostup dekrepitačných teplôt chalkopyritu s pribúdajúcou hĺbkou.

Dekrepitačné teploty vzoriek chalkopyritu z 21.–24. horizontu z oblasti šachty Adam, Eva, Emil sa pohybujú prevažne od 270 do 290 °C, na 25.–27. horizonte okolo 275–300 °C a na 27. horizonte väčšinou nad 300 °C, max. až 350 °C. Mierny pokles dekrepitačných teplôt bol zaznamenaný u chalkopyritu z 29. horizontu šachty Ferdinand. Prehľad o dekrepitačných teplotách chalkopyritu jednotlivých horizontov je na obr. 3. Od najvyššieho 21. horizontu po najhlbší 29. horizont javí sa rozdiel v teplotách dekrepitácie cca o 20–50 °C, čo je s ohľadom na malý výškový interval (približne 200 m) rozdiel pomerne zreteľný.

* Za dekrepitačné teploty považujeme počiatok intenzívnej a súvislej dekrepitácie — masové roztrhávajúce kvapalných uzavrení v mineráli, v tab. 2 vyznačené neprerušovanou čiarou. Bodkovaním sú v dekrepitogramoch označené ojedinelé dekrepitácie.

Tab. 4. Kvantitatívne spektrálne analýzy, dekrepiatačné teploty a mikrotvrdosti chalkopyritu

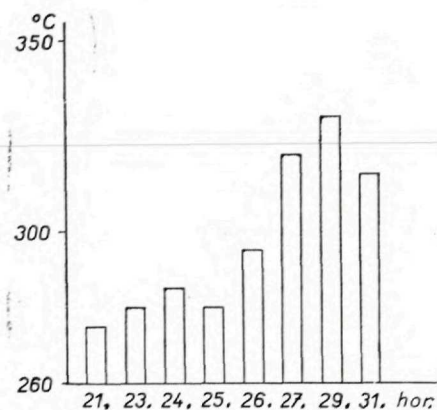
Por. číslo	Číslo vzorky	Hori- zont	Číslo sp. anal.	Zistené prvky v g/t									Dekrepiatačné teploty °C		Mikro- tvrdosť v kg/mm ²	
				Ag	As	Bi	Co	Mn	Ni	Pb	Sn	Zn	1	2		
				Hrubá žila slovinská												
1	SI-293	21	915/65	27	—	—	< 10	22	62	—	59	65	234	150 – 240	270	211
2	SI-336	21	939/65	< 10	—	—	—	< 10	< 10	—	—	54	200	180 – 260	280	209
3	SI-296	23	774/65	50	—	—	—	159	< 10	—	10	91	178	130 – 250	280	220
4	SI-323	23	811/65	96	1 862	302	52	85	28	—	417	150	339	150 – 270	280	
5	SI-155	24	783/65	14	—	—	—	< 10	< 10	—	26	141	295	170 – 260	290	221
6	SI-302	24	930/65	174	> 10 000	1 778	288	776	204	—	3 000	214	380			
7	SI-303	25	778/65	29	3 802	—	14	22	16	—	79	275	186			
8	SI-89	25	788/65	35	—	—	—	< 10	< 10	—	19	98	229	130 – 260	275	233
9	SI-196	25	910/65	96	2 188	89	13	302	14	—	302	46	536			
10	SI-193	25	908/65	27	—	—	25	74	< 10	—	28	105	132	140 – 260	280	
11	SI-48	25	779/65	40	—	—	—	< 10	< 10	—	—	87	389			219
12	SI-263	25	781/65	78	—	1 201	—	< 10	< 10	—	2 818	85	380	210 – 270	285	
13	SI-19	26	762/65	64	—	120	10	51	< 10	—	3 162	152	115			199
14	SI-73	26	788/65	25	> 10 000	—	—	< 10	< 10	—	—	89	296	160 – 280	300	215
15	SI-100	26	771/65	48	8 511	1 000	—	58	16	—	1 000	148	91			208
16	SI-11	26	795/65	30	2 754	52	26	26	14	—	40	107	138			199
17	SI-129	26	905/65	27	2 291	120	41	115	71	—	25	178	182	120 – 280	290	
18	SI-173	27	763/65	60	—	—	—	100	< 10	—	82	87	407	200 – 320	325	
19	SI-174	27	—	57	—	—	—	—	< 10	—	13	91	437			
20	SI-15	27	780/65	35	2 570	—	—	25	10	—	40	178	204	120 – 280	310	
21	SI-64	27	787/65	20	2 291	—	—	< 10	< 10	—	28	89	324	130 – 280	315	223
22	SI-243	27	764/65	< 10	—	—	11	< 10	11	—	20	35	83			
23	SI-115	27	801/65	30	> 10 000	204	20	42	18	—	155	191	129			
24	SI-274	27	914/65	42	3 020	178	79	68	50	—	> 3 000	251	251	220 – 315	330	225
25	SI-241	29	785/65	17	—	—	—	< 10	< 10	—	12	550	447	200 – 320	335	235
26	SI-270	29	913/65	33	—	—	26	251	30	—	14	407	598	180 – 310	330	231
27	SI-24	29	803/65	58	—	83	—	< 10	< 10	—	87	171	398	190 – 300	320	
28	SI-5	29	776/65	15	—	112	< 10	44	12	—	316	166	1 202			
29	SI-26	29	786/65	17	—	—	10	< 10	< 10	—	35	427	501			235
30	SI-140	29	800/65	34	—	—	—	37	< 10	—	40	246	427	140 – 280	305	
31	SI-185	31	925/65	33	—	—	18	28	10	—	13	240	389			

32	SI-186	31	918/65	97	—	—	10	43	11	—	501	490	230 – 290	310	235
33	SI-237	31	936/65	30	—	—	—	< 10	11	58	255	278			
34	SI-464	37	934/65	< 10	—	—	—	< 10	< 10	35	85	348			240
Kremenná žila															
35	SI-286	26	792/65	35	—	—	—	63	< 10	437	81	246	180 – 300	310	
36	SI-321	26	808/65	32	5 012	312	—	36	< 10	741	437	302			209
37	SI-127	26	919/65	37	—	—	< 10	501	21	851	110	155	210 – 270	280	
38	SI-280	27	929/65	59	—	—	—	23	< 10	20	62	275			
Podložná žila															
39	SI-134	26	789/65	39	—	—	—	20	< 10	21	85	257			
40	SI-290	26	790/65	37	10 000	—	—	31	17	635	288	407			211
Nadložná žila															
41	SI-192	25	921/65	69	—	—	—	—	18	—	120	417			
42	SI-197	25	912/65	66	—	—	—	78	10	—	126	457	150 – 290	305	
43	SI-310	27	777/65	74	—	479	33	100	28	3 000	155	246			
„S“ žila															
44	SI-315	23	772/65	< 10	—	—	—	< 10	10	—	26	100			221
45	SI-316	23	770/65	39	—	—	—	15	13	40	120	107			219
46	SI-317	23	796/65	35	—	—	< 10	51	16	14	85	78			230
Gelnická žila															
47	SI-320	29	809/65	10	—	—	—	10	10	10	56	302			225
48	SI-337	29	799/65	25	—	204	12	49	12	309	100	182			245
49	SI-344	29	935/65	< 10	—	—	—	< 10	< 10	—	62	214			
50	SI-363	29	937/65	< 10	—	—	—	< 10	< 10	—	38	282			230
51	SI-364	29	938/65	33	—	—	—	< 10	< 10	—	91	240			222
Žakarovský žilník															
52	KI-14		209/68	11	501	—	—	< 10	—	104	—	44			209
53	KI-18		207/68	< 10	—	—	< 10	< 10	—	< 10	—	< 30			199

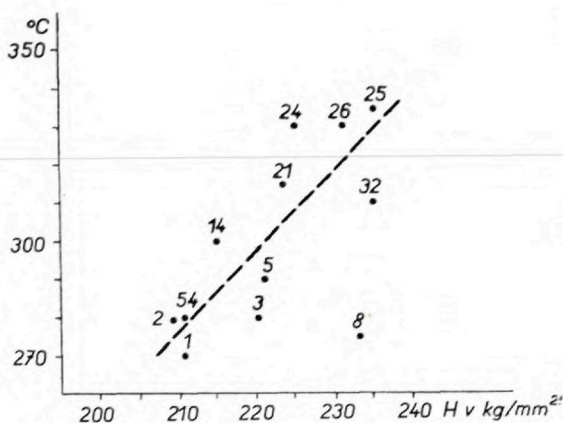
Por. číslo	Číslo vzorky	Hori-zont	Číslo sp.-anal.	Zistené prvky v g/t									Dekrepitačné teploty °C		Mikro-tvrdosť v kg/mm ²
				Ag	As	Bi	Co	Mn	Ni	Pb	Sn	Zn	1	2	
54	KI-18a		813/65	14	—	—	—	32	10	15	—	59	150 – 260	280	211
55	KI-27		211/68	13	580	—	—	< 10	—	14	—	< 30			200
56	KI-59		212/68	12	—	—	—	< 10	—	18	—	31			211
57	KI-58		210/68					< 10	—	< 10	—	< 30			
Záhurský žilník															
58	Z-101		208I68	11	—	—	—	< 10	—	18	—	< 30			209
Zlatá žila															
59	SI-456	II	227/68	30	—	—	—	< 10	—	< 10	436	776			
60	SI-457	II	218/68	109	—	—	—	< 10	—	23	134	245			
61	SI-433	IV	221/68	23	—	—	—	< 10	—	< 10	995	169			
62	SI-440	IV	222/68	45	—	—	—	< 10	—	< 10	955	151			230
63	SI-442	IV	223/68	38	—	—	—	< 10	—	< 10	117	758			
64	SI-428	IV	220/68	19	—	—	—	< 10	—	< 10	100	501			
65	SI-427	IV	219/68	41	—	—	—	< 10	—	< 10	109	588			
66	SI-454	IV	225/68	25	—	—	—	< 10	—	67	302	549			
67	SI-455	IV	226/68	48	—	—	—	< 10	—	< 10	871	831			
68	SI-451	V	224/68	53	—	—	—	< 10	—	< 10	128	549			
69	SI-430	V	216/68	15	—	—	—	< 10	—	< 10	112	363			
žila Bartolomeus															
70	SI-459	IV	228/68	31	—	—	—	< 10	—	< 10	30	< 30			

1 – Počiatok intenzívnej súvislej dekrepitácie.

Na obr. 4 je graficky vyjadrený vzájomný vzťah medzi dekrepitačnými teplotami a mikrotvrdosťou chalkopyritu.



Obr. 3. Priemerné hodnoty dekrepitačných teplôt chalkopyritu z jednotlivých horizontov ložiska Sloviniky.



Obr. 4. Vzájomný vzťah medzi mikrotvrdosťami a dekrepitačnými teplotami chalkopyritu. (Číslovanie ako v tab. 3.)

Kvalitatívna a kvantitatívna spektrálna analýza

Kvalitatívne spektrálne analýzy chalkopyritu vyhotovilo spektrochemické laboratórium GÚDŠ (analytik Cúbínek) na veľkom kremennom spektrografe HILGER E-492 pre vlnový rozsah 2 500–3 500 Å a na spektrografe ISP-51 pre vlnový rozsah 3 500 až 6 500 Å za štandardných pracovných podmienok. Výsledky sú v tab. 3.

Kvantitatívne spektrálne analýzy zhotovili tiež pracovníci spektrochemického laboratória (analytik G. Kupčo a M. Klinčeková) na kremennom spektrografe HILGER E-492. Vzorky, resp. standardy sa riedili v pomere 1 : 2 s uhlíkovým práškom. Zmesi sa excitovali anodickým prúdom 6–8 A. Expozícia 1 min. Standardy boli pripravené do umelej bázy. Koncentrácie sa vypočítali nasledovne: sčernanie analytických čiar ako i vnútorných standardov, resp. i poradia vedľa čiar boli transformované na podklade charakteristickej krivky emulzie na intenzity. Z rozdielov intenzít analytických čiar stanovovaných a používaných vnútorných standardov boli potom za pomoci čiar-kovacích diagramov stanovené koncentrácie prvkov. Výpočet rozdielov intenzít sa robil na vyhodnocovacej doske „RESPEKTRA“. Presnosť analytickej metódy $\pm 10\%$. Výsledky sú zhrnuté v tab. 4. Miesta odberu vzoriek chalkopyritu zo Sloviniek pre spektrálne rozboru sú vyznačené na obr. 5.

Obsahy selénu sa sledovali kvantitatívnou chemickou cestou v laboratóriu ÚNS, Kutná Hora (analytik J. Babčan).

Prvky, zistené v chalkopyrite pomocou kvalitatívnych a kvantitatívnych, prípadne chemických analýz možno z hľadiska ich väzby rozdeliť zhruba do 3 základných skupín:

v chalkopyrite považujú aj Lévy — Prouvost (1957), ktorí predpokladajú izomorfny rad medzi chalkopyritom-stanínom a renieritom. Na žilách v Spišskogemerskom rudohorí sa Ge v chalkopyrite vyskytuje spravidla v tisícinách percenta, len v chalkopyrite z Rudňan v stotinách % (Bernard 1961).

Stopové In sme zistili tiež len v obmedzenom počte vzoriek (asi 14 %) a zas len v chalkopyrite zo žíl slovinského žilníka. Jeho obsahy nie sú v korelácii so zistenými množstvami Zn, čím by sa dala vysvetliť jeho väzba na sfalerit; preto možno pripustiť v súlade s názormi iných autorov (Anderson 1953; Fleischer

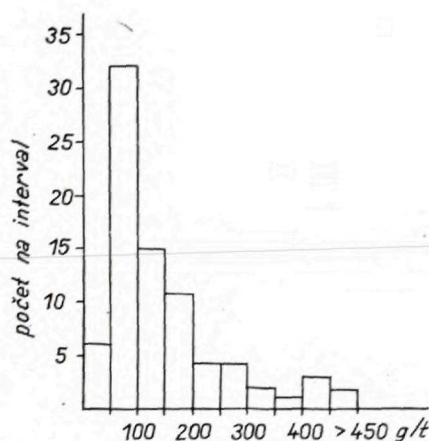
1955; Bernard 1962; Trdlička 1960 a i.), že In je izomorfnou zložkou chalkopyritu, zastupujúcou v jeho mriežke pravdepodobne atómy Cu.

Stálym prvkom je cín, ktorého nepatrné až stopové obsahy sa zistili takmer vo všetkých vzorkách z celého Spišsko-gemerského rudohoria a hlavne v chalkopyrite zo žíl vo východnej časti. V dôsledku toho možno tento prvok považovať za charakteristický mikroelement tejto oblasti. Izomorfnú prítomnosť Sn v mriežke skúmaného chalkopyritu považujeme za odôvodnenú; podporuje ju aj blízkosť tetraedrických iónových polomerov Sn a Cu (1,40 Å; 1,35 Å). Za izominerálny prvok ho v chalkopyrite považujú mnohí autori (Gavelin — Gabrielson 1947; Lévy — Prouvost 1957 a i.), predpokladajú existenciu stanínu v chalkopyrite vo forme pevného roztoku hlavne za vyšších teplôt (Ramdohr 1960).

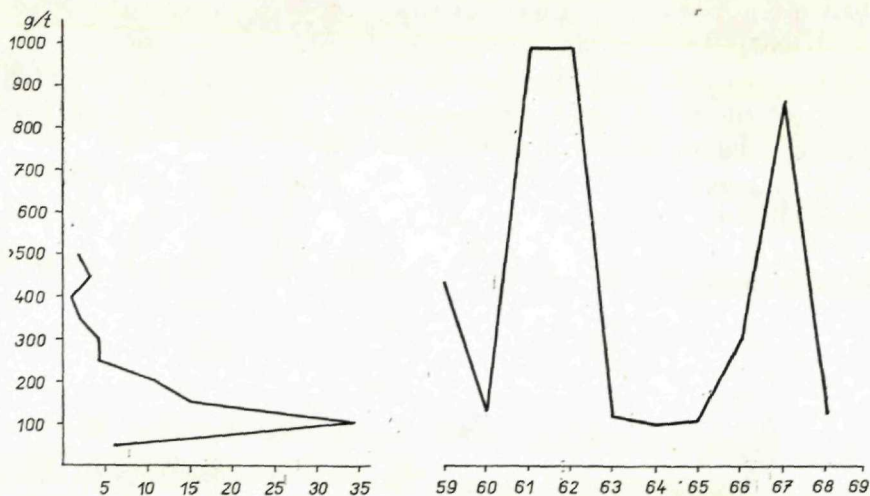
Obsahy cínu v chalkopyrite zo slovinského rajónu sa podľa spektrálnej analýzy (tab. 3) pohybujú od nulových hodnôt po 995 g/t. Pritom nulové obsahy Sn sa vyskytujú iba u chalkopyritu zo žilníka klippbersko-žakarovského a záhorskeho. V chalkopyrite zo slovinského žilníka sa zistili koncentrácie Sn od 26—550 g/t, u väčšiny vzoriek okolo 100—200 g/t (viď histogram obr. 6). Tieto výsledky sú v rozpore s tvrdením Bernarda (1962), ktorý považuje slovinské chalkopyrity za chudobné na Sn na základe toho, že v dvoch vzorkách nezistil žiadne obsahy cínu.

Veľmi vysoký obsah Sn majú niektoré vzorky chalkopyritu zo Zlatej žily, kde koncentrácie cínu sú 100—995 g/t, čo vysoko prekračuje max. hranicu 0,055 %, akú pre spišsko-gemerské chalkopyrity uvádza napr. Bernard.

Na obr. 7. sú graficky znázornené vzťahy medzi koncentráciou Sn v chalkopyrite na slovinskom žilníku (ľavá polovica obrázku) a obsahmi Sn na Zlatej

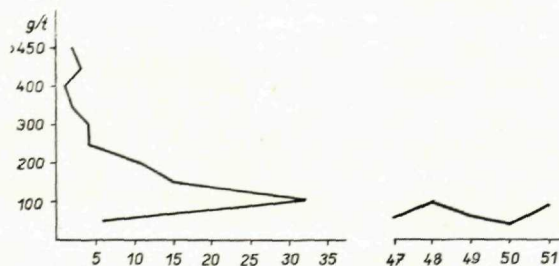


Obr. 6. Histogram obsahov Sn v slovinskom chalkopyrite.

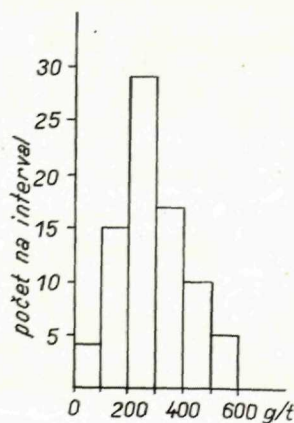


Obr. 7. Porovnanie koncentrácií Sn v chalkopyrite zo Sloviniek (vľavo) a zo Zlatej žily (vpravo). (Poradie odpovedá číslovaniu v tab. 4.)

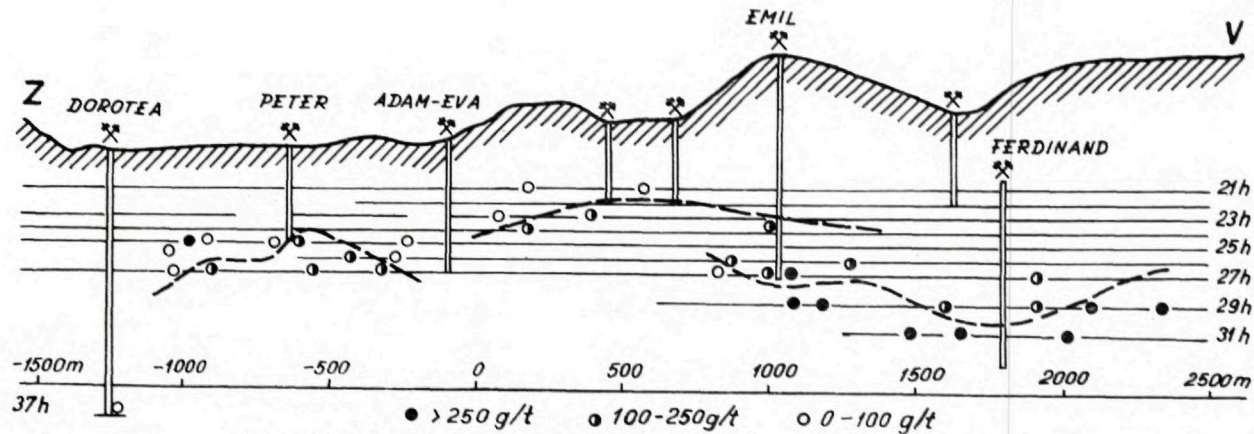
žile. Z obrázku vidieť, že slovinský chalkopyrit má vo väčšine prípadov koncentrácie Sn okolo 100 g/t; asi u polovice vzoriek zo Zlatej žily sú obsahy obdobné, u druhej polovice sú extrémne vysoké. Aj v rámci samotného ložiska Sloviniky sa zistili na jednotlivých žilách (obr. č. 6) žilníku určité rozdiely v obsahu Sn. Chalkopyrit s vyššími obsahmi Sn pochádza najviac z Hrubej žily slovinskej. Mierny pokles Sn bol zaznamenaný u chalkopyritu zo Strednej kremennej žily; najnižšie obsahy Sn má chalkopyrit z Gelnickej žily. Treba



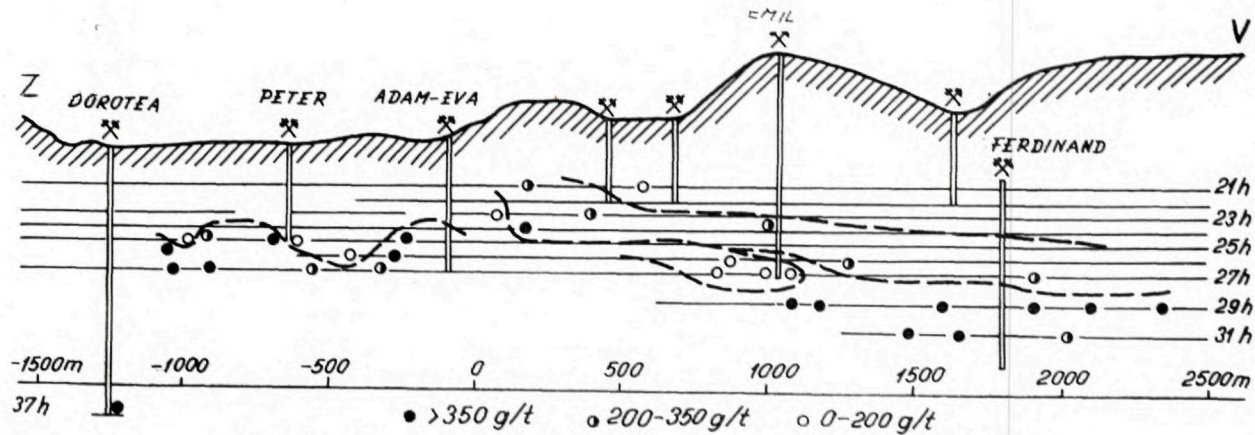
Obr. 8. Porovnanie koncentrácií Sn v chalkopyrite zo slovinských žíl (vľavo) a Gelnickej žily (vpravo).



Obr. 9. Histogram obsahov Zn v chalkopyrite zo slovinských žíl.



Obr. 10. Koncentrácie Sn v chalkopyrite z Hrubej žily v Slovinkách.



Obr. 11. Koncentrácie Zn v chalkopyrite z Hrubej žily v Slovinkách.

upozorniť, že z tejto žily sa skúmali len chalkopyrity z 29. horizontu. Koncentrácie Sn v chalkopyrite z Gelnickej žily a ich vzťah k ostatným slovinským chalkopyritom je na obr. 8.

V horizontálnom, ešte výraznejšie však vo vertikálnom smere, javia sa na Hrubej žile tiež určité rozdiely v obsahu Sn v chalkopyrite (porovnaj obr. 9). Možno ich zhrnúť takto: chalkopyrit z oblasti medzi šachtou Dorotea a Adam—Eva, t. j. v západnej časti ložiska, je na Sn chudobnejší než východné úseky ložiska. Smerom na východ stúpa obsah Sn v chalkopyrite. Vertikálnym smerom možno na tejto žile odlíšiť v zásade 3 zóny s rozdielnymi koncentraciami Sn. Chalkopyrit z vyšších horizontov (najvyššia zóna) má obsah Sn najnižší (0—100 g/t Sn). V dôsledku tektoniky v západnej časti ložiska je táto zóna nižšie uložená ako v strednej časti. Súvislú zónu s koncentraciou Sn 100—250 g/t možno vymedziť iba v strednej časti ložiska. Dost charakteristické sú zvýšené obsahy Sn na 29.—31. horizonte šachty Ferdinand, ktoré predstavujú tretiu zónu s koncentraciami Sn v chalkopyrite nad 250 g/t.

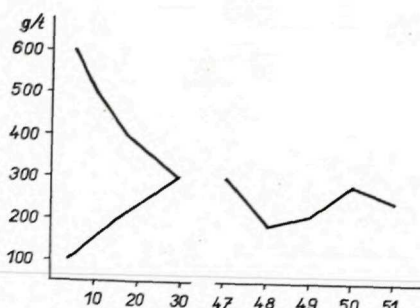
Pozoruhodná je prítomnosť zinku v sledovanom chalkopyrite. Avšak vzhľadom na to, že Zn sa v dost značných množstvách vyskytuje ako izomorfná prímes aj v častom sprievodcovi chalkopyritu — v tetraedrite, jeho obsahy možno interpretovať rôzne. Sfaleritu, ktorý sa vyskytuje na skúmaných žilách pomerne zriedkavo a v obmedzených množstvách, nemožno pripísať tak veľké znečistenie chalkopyritu. Ramdohr (1960) a i. pripúšťajú existenciu sfaleritu v chalkopyrite vo forme pevného roztoku. Kvalitatívne sa Zn zistilo v 98 % všetkých vzoriek v stotínach a desatinách percenta, kvantitatívne vo všetkých vzorkách chalkopyritu v koncentráciách od 30—831 g/t. Aj keď časť Zn treba počítat za anizominerálne viazaný na tetraedrit, prípadne sfalerit, nemožno vzhľadom na jeho pravidelný a priebežný výskyt v chalkopyrite vylúčiť, že určitá časť Zn je izominerálne viazaná aj priamo na chalkopyrit. Svedčí o tom i fakt, že na Zlatej žile, kde tetraedrit i sfalerit sa vyskytujú len málo, sú obsahy Zn v chalkopyrite relatívne najvyššie.

Obsahy Zn v chalkopyrite zo všetkých slovinských žíl sú takmer rovnaké a pohybujú sa od 80—550 g/t, väčšinou od 200—300 g/t (viď obr. 9).

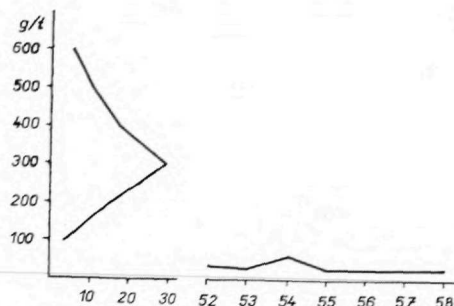
V tých istých koncentráciách, alebo len mierne znížených pohybujú sa i obsahy Zn z Gelnickej žily (porovnaj obr. 12). Pomerne značne nízky obsah Zn majú vzorky chalkopyritu zo žakarovského a záhorskeho žilníka (okrem jedného prípadu pod 30 g/t). Koncentrácie Zn v chalkopyrite zo slovinského a žakarovského žilníka sú graficky porovnávané na obr. 13.

Obdobne ako Sn, aj Zn je v chalkopyrite zo Zlatej žily prítomný v relatívne najvyšších koncentráciách (od 109 do 831 g/t). Vzájomné porovnanie obsahov Zn v chalkopyrite zo slovinského žilníka a Zlatej žily je na obr. 14.

Priestorové hodnoty obsahov Zn v chalkopyrite z Hrubej žily slovinskej

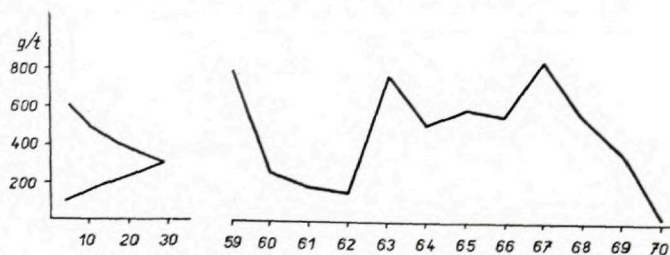


Obr. 12. Porovnanie koncentrácií Zn v chalkopyrite zo slovenských žíl (vľavo) a Gelnickej žily (vpravo).



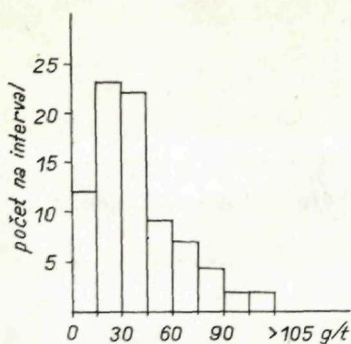
Obr. 13. Porovnanie koncentrácií Zn v chalkopyrite zo slovenských (vľavo) a žakarovských žíl.

sú na obr. 11, z ktorého nemožno v horizontálnom smere postrehnúť takmer nijaké výraznejšie diferencie v obsahoch Zn. Podobne ako u Sn aj u Zn dá sa konštatovať, že s pribúdajúcou hĺbkou sa jeho obsah v chalkopyrite zvyšuje. Vertikálne možno na základe obsahov Zn v chalkopyrite obdobne vymedziť 3 zóny, ktoré sa v strednej a východnej časti ložiska takmer stotožňujú so zónami obsahov Sn. Určité rozdiely sú v západnej časti ložiska, kde zvýšené obsahy Zn v chalkopyrite sa objavujú už aj na 25. horizonte. Tento jav si možno vysvetliť tým, že tu boli zistené sfalerity i v makroskopických množstvách; okrem toho sa tento úsek vyznačuje väčšou akumuláciou tetraedritu. Z toho vyplýva, že ide pravdepodobne o zvýšenie obsahov Zn v chalkopyrite v dôsledku zväčšeného množstva heterogénnych prímiesí.

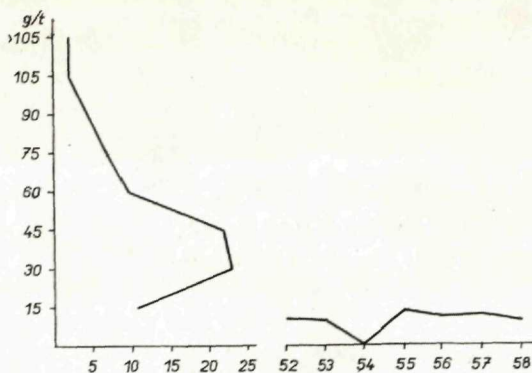


Obr. 14. Porovnanie koncentrácií Zn v chalkopyrite zo Sloviniak (vľavo) a zo Zlatej žily.

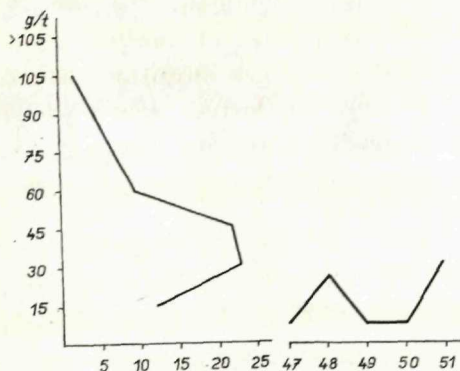
Striebro býva v chalkopyritoch veľmi častým elementom (Fleischer 1955; Betehtin 1951; Ramdohr 1960; Palache—Berman—Frondel 1951 a i.), avšak otázka jeho zastúpenia v mriežke chalkopyritu nie je doteraz definitívne objasnená. V literatúre sa obvykle Ag v chalkopyrite uvádza ako anizominerálny prvok prevažne preto, že išlo o chalkopyrit z ložísk Ag—Pb—Zn—Cu formácií, kde je vždy hojný počet rôznych Ag-minerálov. Pretože v asociácii nášho chalkopyritu sa nezistili žiadne samostatné Ag-mine-



Obr. 15. Histogram obsahov Ag v chalkopyrite zo Sloviniiek.



Obr. 16. Obsahy Ag v chalkopyrite zo slovinských (vľavo) a žakarovských žíl.



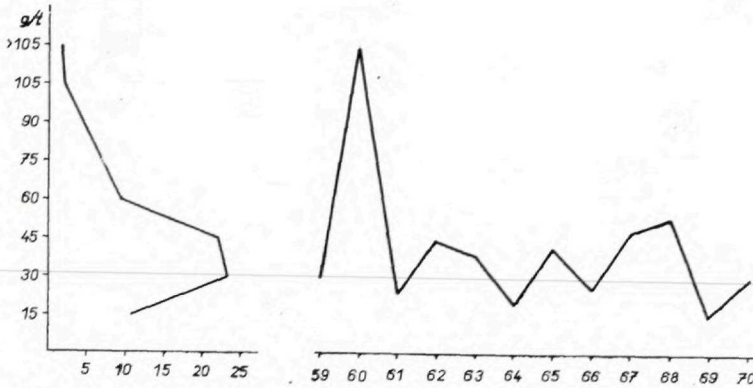
Obr. 17. Obsahy Ag v chalkopyrite zo slovinských žíl (vľavo) a Gelnickej žily.

rály, môže sa anizominerálne striebro v chalkopyrite uplatňovať len spolu s Sb, príp. Pb ako súčasť tetradritu alebo galenitu. V neprítomnosti Sb možno v skúmanom chalkopyrite považovať Ag za jeho izominerálnu súčasť, zastupujúcu v ňom atómy Cu.

Obsah Ag v chalkopyritoch sa obvykle pohybuje v tisíciniach, prípadne stotiniach % (Fleischer 1955). Potvrdili to aj naše výskumy (pozri histogram obsahov Ag na obr. 15), hoci kvalitatívne spektrálne analýzy (viď tab. 2) vykazujú obsahy Ag prevažne v stotiniach %. Aj keď zvýšený obsah Ag sa

nezistil vo vzorkách chalkopyritu, v ktorých sa kvalitatívnou spektrálnou analýzou zistil Sb v stotiniach či tisíciniach percenta, predsa treba predpokladať, že malá časť Ag má pravdepodobne svoj pôvod v heterogénnych prímiesiach tetradritu, príp. ďalších sulfidov. Zvýšený obsah Ag v chalkopyrite (stotiny %) sa totiž zaznamenal u vzoriek chalkopyritu s anomálne vysokým podielom As. V tých prípadoch ide zjavne o heterogénne prímiesi Ag, viazaného na tennantit či arzénopyrit. Pre slovinský chalkopyrit je potom charakteristická izominerálna prímies Ag max. iba do niekoľkých tisícín % (20–30 g/t).

Zaujímavá je relatívne nízka koncentrácia Ag v chalkopyrite zo žakarovského a záhorskeho žilníka a v slovinskom žilníku v chalkopyrite na Gelnickej žile (aj pod 10 g/t; pozri tab. 3 a obr. 16 a 17). Na Zlatej žile sú koncentrácie



Obr. 18. Obsahy Ag v chalkopyrite zo slovinských žíl a Zlatej žily.

Ag v chalkopyrite približne obdobné alebo len o málo vyššie ako na slovinských žilách (pozri obr. 18).

Kvantitatívnu spektrálnu analýzu sa na ložisku Slovinky nezistila výraznejšia zákonitosť v distribúcii Ag v chalkopyrite v horizontálnom ani vertikálnom smere. V rámci celého ložiska obsahy Ag dosť silne varujú. Na rozdiel od Sn, väčšie akumulácie Ag sa zistili len v západnej časti ložiska. Je to pravdepodobne spôsobené tým, že tieto úseky sú bohatšie na výskyt tetraedritu, v dôsledku čoho je chalkopyrit viac ním znečistený a preto vykazuje zvýšené obsahy Ag. Vo vertikálnom smere, spodnejšie horizonty ložiska (29.—31.) vykazujú vcelku o niečo nižšie koncentrácie Ag. Aj chalkopyrit z novovyrazeného 37. horizontu na šachte Dorotea, ktorý je o 250 m hlbšie ako 27. horizont, má obsah Ag pod 10 g/t.

K izomorfným prímiesiam chalkopyritu patrí pravdepodobne aj selén, ktorého obsah bol sledovaný len u 7 vzoriek chalkopyritu z ložiska Slovinky. Z tab. 5 vidieť, že podobne ako na ostatných ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria je i slovinský chalkopyrit veľmi chudobný na obsah Se (z ostatných sulfidov tohto ložiska azda najchudobnejší).

Tab. 5. Obsahy Se v slovinskom chalkopyrite

Sl-46 H	0,002	Sl-269	st.
Sl-200	st.	Sl-284	0,002
Sl-241	st.	Sl-316	0,001
Sl-243	0,001	st.	= pod 0,001 %

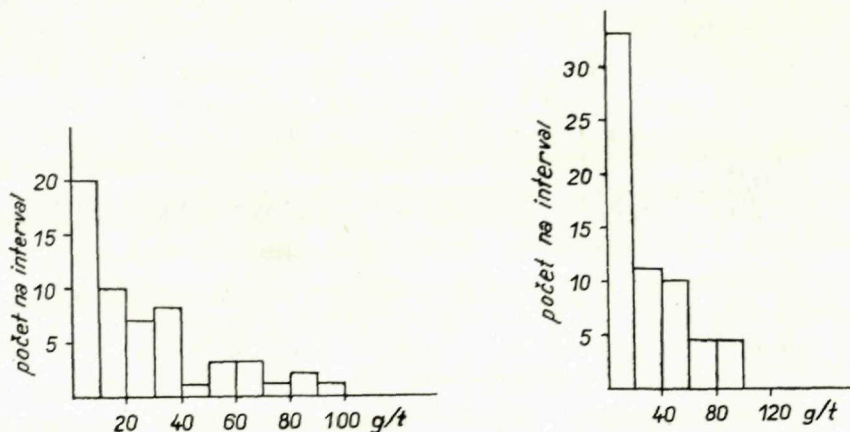
Selén, ako izomorfného zástupcu síry v chalkopyrite, uvádzajú rôzni autori z rôznych ložísk (Rockenbauer 1960; Sindejeva 1959; Zajmulin 1960 a i.) tiež prevažne v tisícinách až stotínach percenta. Z našich ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí v tisícinách % popisujú v chalkopyrite z Fichtenhübla Trdlička (1963) a z Rožňavy Novák (1960). Relatívne vyššie obsahy Se zistili Babčan—Ilavský (1966) iba

v chalkopyrite z exhalačno-sedimentárnych rúd ložiska Smolník (v priemere 0,005 %) a na Jalovičom vrchu pri Mníšku (0,0111 %).

Ostáva zmieniť sa ešte o takých prvkoch ako *Mn*, *Ni*, *Co* a *Pb* v chalkopyrite. Ich priebežný výskyt v pomerne nízkych a ustálených koncentráciách (*Mn*, *Ni*) by mohol nasvedčovať, že patria k izominerálnym prímiesiam chalkopyritu. Môžu byť však viazané aj na jemne vtrúsené pyrity V. generácie, ktoré sú v chalkopyrite, najmä slovinskom, dosť časté; svedčí o tom aj skutočnosť, že u niektorých takýchto vzoriek chalkopyritu sú obsahy týchto elementov značne vyššie.

Aj výskyt *Pb* by mohol nabádať k podobnej úvahe. Domnievame sa však, že prevažná časť tohto prvku je viazaná na heterogénne prímеси galenitu, tetraedritu a sulfosolí *Pb*, ktoré sú v jemných inklúziách v chalkopyrite bežné. Len nepatrná časť by mohla byť izominerálnou súčasťou chalkopyritu. Koncentrácie *Mn* i *Pb* v študovanom chalkopyrite sú zhodnotené i pomocou histogramov na obr. 19a, b.

Niektorí autori považujú aj *As* za izominerálnu súčasť chalkopyritov. Vo väčšine našich vzoriek chalkopyritu je *As* prítomné v nulových koncentráciách, u niektorých dosahuje zase extrémne vysokých hodnôt. Považujeme ho za anizominerálny prvok viazaný na arzénopyrit, tennantit, príp. ďalšie.



Obr. 19. Histogram obsahov (a) *Mn*; (b) *Pb* v slovinskom chalkopyrite.

*

Z uvedeného rozboru vyplynuli dosť zreteľné rozdiely v zložení chalkopyritu jednotlivých študovaných žíl. Výraznejšie sa tieto zákonitosti prejavujú najmä u *Ag*, *Sn* a *Zn*, ktorých obsahy v chalkopyrite sa od periférnych žíl (žilník Záhora — Žakarovský žilník) smerom k stredu pohoria postupne zvyšujú. Aj na slovinskom žilníku smerom k nižším horizontom obsahy *Sn*

a Zn v chalkopyrite narastajú; zvyšuje sa aj tvrdosť chalkopyritu. Na základe toho predpokladáme, že distribúciu spomínaných elementov v chalkopyrite do značnej miery ovplyvnili teploty, pri ktorých chalkopyrit kryštalizoval. Naše výsledky dopĺňujú doterajšie znalosti o vertikálnej i horizontálnej zonálnosti zrudnenia v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Záverom ďakujem pracovníkom spektrochemického laboratória GÚDŠ za vyhotovenie spektrálnych analýz a kol. K. Eliášovi za dekrepitačné analýzy.

Lektoroval doc. dr. C. Varček, CSc.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Anderson J. S., 1953: Observations on the geochemistry of indium. *Geochim. Cosmochim. acta*, 4, London. — [2] Babčan J. — Ilavský J., 1966: Geochemie des Selens auf der stratiformen Kieslagerstätte der FeS₂—Cu Erze in Smolník (Zips-Gömörer Erzgebirge). *SGV, Rad ZK, zv. 6*, Bratislava. — [3] Bernard J. H., 1961: Mineralogie und Geochemie der Siderit—Schwerspatgänge mit Sulfiden im Gebiet von Rudňany (Tschechoslowakei). — *Geol. práce, Zošit 58*, Bratislava. — [4] Bernard J. H., 1962: Chemismus některých žilních sulfidů ze Spišsko-gemerského rudohorí. — *SGV, řada TG, sv. 2*, Praha. — [5] Betehtin A. G., 1951: Kurs mineralogii. Moskva (Slovenský preklad 1955, Bratislava.) — [6] Fleischer M., 1955: Minorelements in some sulfide minerals. *Econ. Geol.*, 50 th Ann. — [7] Gavelin S. — Gabrielson O., 1947: Spektrochemical investigation of sulfide minerals from ores of the Skellefte district. *Sver. Geol. Undersökn, Ser. C, No 491, Arsbok 41, No 10*. — [8] Goldschmidt V. M. — Peters C., 1933: Zur Geochemie des Germaniums. *Ges. Wissensch. Nachr., Math.-Phys. Klasse, Götigen*. — [9] Lévy C. — Prouvost J., 1957: Rapport entre la chalkopyrite, la stannite et la reniérite. *Bull. Soc. franc. minér. et crist.*, vol. VXXX, No 1—3. — [10] Novák F., 1960: Závěrečná zpráva o geochemicko-mineralogickém výzkumu ložiska Mária-Baňa a okolí. *Geofond (rukopis)*, Bratislava. — [11] Palache Ch. — Berman H. — Frondell C., 1951: *Dana's System of Mineralogy I*. New York—London. (Ruský preklad. 1953. Moskva). — [12] Ramdohr O., 1960: *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*. — Akad. Verlag — Berlin. — [13] Regásek F., 1967: Mineralogicko-paragenetický a geochemický výskum hydrotermálnych rudných žíl v oblasti Slovinky—Žakarovce—Krompachy. Závěrečná správa. *Geofond (rukopis)*, Bratislava. — [14] Rockenbauer W., 1960: Zur Geochemie des Selens in Ostalpinen Erzen. — *Tscherm. min. u petrograf. Mitteilungen*, Bd. VII, A-3, Wien—New York. — [15] Rockenbauer W. — Schroll J., 1960: Das Vorkommen von Selen in Österreichischen Erzen. *Montan. Rundschau*, Bd. VIII, No-3, Wien—Berlin. — [16] Sindejeva N. D., 1959: Mineralogija, tipy mestoroždenij i osnovnyje čerty geochemii selena i telura. *Izd. ANSSSR, Moskva*. — [17] Trdlička Z., 1960: Závěrečná zpráva o výzkumu charakteristiky rud z ložiskové oblasti Šmrekový vrch — Hummel. *Geofond (rukopis)*, Bratislava. — [18] Trdlička Z., 1963: Selen v sulfidických minerálech ložiskové oblasti Fichtenhübel (Spišsko-gemerské rudohorí). — *Čas. pro min. a geol.*, roč. XII, č. 1, Praha. — [19] Zajmulin G. G., 1960: Nekotoryje voprosy geochemii selena i telura v medno-nikelevych rudach Noril'skogo rajona. — *Geochemija*, No-3, Moskva.

ÜBER DEN CHEMISMUS UND PHYSIKALISCHE EIGENSCHAFTEN
DER CHALKOPYRITE VON SLOVINKY

Im vorliegenden Beitrag werden die Ergebnisse eingehender mineralogisch-chemischer Untersuchungen des Chalkopyrits besprochen, der auf den hydrothermalen Erzgängen im Raume Slovinky im Zips-Gömörer Erzgebirge als vorherrschendes sulphidisches Mineral auftritt. Es werden einige physikalischen Eigenschaften des Chalkopyrits, wie z. B. die Dichte, Mikrohärtigkeit, Dekrepiationstemperaturen, aber besonders die mikrochemischen Charakteristiken des Chalkopyrits, wie sie aus den qualitativen und quantitativen Spektralanalysen und teilweisen chemischen Analysen resultieren, behandelt.

Eingehend wird das Auftreten, die Bindungen und Gehaltsverhältnisse einiger Mikroelemente wie Ag, Sn, Zn, Se, Ge u. a. aus mehreren Gängen des studierten Gebietes verfolgt. Aus allen diesen Untersuchungen folgen einige Gesetzmässigkeiten in der chemischen Zusammensetzung der Chalkopyrite von einzelnen Gängen. Deutlichere gesetzmässige Verteilung wurde besonders beim Ag, Sn und Zn beobachtet. Die Gehaltswerte dieser Elemente im Chalkopyrit weisen von den Randgängen dem Zentrum des Gebirges zu eine stufenweise Erhöhung auf. Auf der Lagerstätte Slovinky ist in vertikaler Richtung, und zwar der Tiefe zu im Chalkopyrit eine steigende Tendenz des Zn- und Sn-Gehalts, wie auch der Härte des Chalkopyrits zu beobachten.

Anhand der durchgeführten Dekrepiationsanalysen darf angenommen werden, dass die Verteilung der untersuchten Elemente im Chalkopyrit im beträchtlichen Masse durch die Temperatur beeinflusst wurde, unter welcher Chalkopyrit kristallisiert hatte.

*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*

JOZEF HANÁČEK

K PROBLÉMU GEOCHÉMIE VÁPENCŮ TRIASU MALÝCH KARPÁT

Abstrakt. Predmetom príspevku je geochémia makro i mikroelementov v najrozšírenejších triasových vápencoch Malých Karpát. Pozornosť sa venuje najmä koncentrácii stopových prvkov v jednotlivých typoch vápencov a vzájomnému vzťahu medzi Ca a Sr.

V posledných rokoch v rámci zostavovania geologických máp Malých Karpát v mierke 1 : 25 000 získali sa okrem poznatkov stratigrafických, paleontologických, litologických, tektonických a surovinových, zhrnutých v správach Maheľa (1966), Peržela (1967) a Hanáčka (1967) i nové poznatky o makro- i mikrochemizme vápencov. Prác o geochémii karbonátových hornín Západných Karpát je zatiaľ veľmi málo. Len v posledných rokoch sa týmito otázkami začali zaoberať J. Veiser a R. Demovič, ktorí spracovávali obalovú sériu Vysokých Tatier, a J. Turan, ktorý spracovával borinské vápence malokarpatskej série, litologicky dosť pestré.

Predložená práca sa zaoberá geochémiou vápencových komplexov, litologicky dosť monotónnych, vystupujúcich v triase Malých Karpát. Triasové vápence sú v Malých Karpatoch bohato rozšírené; stretávame sa s nimi vo vysokej sérii krížňanskej jednotky, kde sa označujú ako vysoké vápence, ale hlavne v sérii veterníckej vo všetkých štyroch vývinoch.

Pri štúdiu chemizmu vápencov okrem makrokomponentov sledovali sme aj stopové elementy. Išlo nám o získanie obrazu o zákonitosti rozmiestnenia stopových elementov vo vápencoch najmä podľa litologických typov, ktoré v uvedených vývoch zastupujú rozdielne stratigrafické stupne, aby sme takto získané poznatky mohli využiť i pre stratifikáciu vápencových hornín najmä v oblastiach, kde niet živočíšnych zvyškov.

Analyzované vzorky pochádzajú z povrchových odkryvov. Chemické analýzy vyhotovilo laboratórium GP Brno, resp. GP Dubí pri Prahe. Spektrochemické kvalitatívne analýzy vyhotovilo sčasti laboratórium GP Spišská Nová Ves, ale hlavne laboratórium GÚDŠ, kde sa urobili aj kvantitatívne spektrochemické analýzy pod vedením dr. Kupču. Kvantitatívne spektrochemické analýzy (na rozdiel od kvalitatívnych analýz) sa vyhotovili len z vybraných vzoriek čistých vápencov, s nepatrnou prímiesou MgO (max. do 1 %), lebo spoľahlivá metodika bola vypracovaná len na tento typ vápencov.

Sedimentárne horniny, ako je všeobecne známe, väčšinou neobsahujú také množstvo charakteristických stopových elementov ako magmatické horniny, čo je príznačné najmä pre čisté vápence. V študovaných triasových vápencoch spektrochemickou kvalitatívnou analýzou sa zistilo týchto 15 stopových prvkov: Pb, Cu, Na, Ni, Sr, Sn, Ag, Ti, Ba, Cr, Mn, Li, Zn, V a K. Napriek dostatočnému počtu analýz nezistili sa žiadne výraznejšie zákonitosti v distribúcii stopových elementov podľa litologických typov, alebo stratigrafických stupňov. Stopové elementy sa totiž pravidelne vyskytujú v študovaných typoch v podobných asociáciách a koncentráciách.

Pokúsili sme sa preto event. zákonitosti skúmať na základe absolútnych hodnôt obsahu stopových prvkov, pomocou kvantitatívnych spektrálnych analýz. Kvantitatívne bolo stanovených týchto 11 najrozšírejších prvkov: Pb, Cu, Na, Ni, Sr, Sn, Ag, Ti, Ba, Cr, Mn. Ich obsahy sú uvádzané v g/t.

Preto pri geochemickej charakteristike vápencov sa budeme opierať hlavne o tieto výsledky. Z kvalitatívnych analýz si budeme všímať len prvky, ktoré neboli zachytené kvantitatívnou analýzou.

Vysoké vápence križňanskej jednotky

Budujú podstatný, miestami až 200 m mocný úsek vápencovo-dolomitického komplexu, ktorý sa tiahne naprieč hrebeňom Malých Karpát od Kuchyne na západe až po Lošonec na východe. Pozornosť sme venovali hlavne východnej časti pruhu, úseku medzi Hornými Orešanmi a Sklenou Hutou.

Vápence sú tu tmavé a šedé, masívne i vrstevnaté, s kalcitovými žilkami, s vložkami a polohami šedých a svetlošedých dolomitov a vápnitých dolomitov. V mikroskope vápence majú kryštalickú, zväčša mikrokryštalickú štruktúru, v niektorých výbrusoch i reliktno-organodetrítickú. Základnú hmotu tvorí mikrokryštalický uhličitan, v ktorom sa nachádzajú úlomky článkov echinodermát (Kullmanová).

Po chemickej stránke ide v podstate o čisté vápence s obsahom CaO od 50,54 do 54,53 %; MgO 0,4–2,54 %; obsah ostatných kyslíčnikov je veľmi nízky (SiO₂ 0,67 %, Al₂O₃ — 0,18 %, Fe₂O₃ — 0,17 %).

Dolomity v karbonátovom pruhu zaberajú značné priestory (asi 30–40 %) a sú dosť nepravidelne rozložené. Väčšie polohy (Vysoká, Biela skala) sú uložené zväčša rovnobežne s vrstevnatosťou. Dolomit je jemnozrnný, bez stôp zatlačania kalcitu dolomitom. Ide pravdepodobne o diagenetický pôvod dolomitu. Po chemickej stránke sú to vlastne vápnité dolomity s obsahom MgO 14,11–18,25 %.

Podľa výsledkov spektrochemických kvantitatívnych analýz z pozorovaných prvkov si zasluhuje pozornosť jedine pozitívne Sr. U ostatných prvkov

koncentrácie sú nízke, alebo sa pohybujú na hranici citlivosti. V doplňujúcom kvalitatívnom spektre sa zistilo aj Li (v najnižších koncentráciách).

V oveľa väčšom rozsahu ako v krížňanskej jednotke vystupujú triasové vápence v chošskej jednotke vo veterníckej sérii, kde podľa Maheľa (1967) vyčleňujeme 4 výviný: vápenický, havranický, jablonický a nedzovský.

Vápence veterníckej série

Vo vápenickom vývine väčší význam majú dva typy vápenické a veternícke.

[1] *Vápenické (predtým raštúnske) vápence* vystupujú JV od Plaveckého Mikuláša v oblasti Mon Repos, ako aj medzi Plaveckým Podhradím a Sološnicou, na kóte Vápenná. Na JV od Plaveckého Mikuláša, kde tieto vápence budujú kótu Starý plášť, Polámané a Čiernu skalú sú masívne, prípadne vrstevnaté, často prestúpené nepravidelnými bielymi kalcitovými žilkami, s nepravidelnými polohami šedých dolomitov. V spodnejších polohách sú vápence bez rohovcov, vo vrchnejších obsahujú hľuzy rohovcov.

V mikroskope majú vápence reliktno-organodetrítickú štruktúru. Základnú hmotu tvorí mikrokryštalický uhličitan. Z organických reliktov sa zistili úlomky schránok lamelibranchiátov, články echinodermát a *Globochaete alpina*. Hornina je rekryštalizovaná.

Vzorky na chemické analýzy pochádzajú len z bezrohovcových partií. Obsah CaO sa pohybuje od 52,27 do 54,97 %. MgO 0,40—2,20 %, nerozpustný zvyšok 0,24—1,43 %. Obsahy Al_2O_3 a Fe_2O_3 , pokiaľ sa u niektorých vzoriek zisťovali, ukazujú len veľmi nízke hodnoty (zo 6 analýz Al_2O_3 priem. 0,30 %, Fe_2O_3 0,10 %).

Uprostred vápencov sú však, ako sme už naznačili, nepravidelné väčšie polohy, alebo menšie vložky šedých dolomitov, ktoré miestami vystupujú na povrch. Zväčša sú zasutené a vidno ich len v ojedinelých úlomkoch v depresiách medzi vápencami, ktoré tu vytvárajú len nepravidelné kryhy, príp. dlhšie kulisy. Aj tu, podobne ako u vápenických vápencov, ide o vápnité dolomity s obsahom MgO 14—19 %.

Vápenické vápence medzi Plaveckým Podhradím a Sološnicou sú tiež tmavošedé, modrošedé až čierne, s bielymi kalcitovými žilkami, zväčša masívne, príp. i lavicovité. V mikroskope majú kryštalickú, príp. mikrokryštalickú štruktúru. Hornina sa javí ako mikrokryštalický uhličitan s počiatočnou rekryštalizáciou. Organické zvyšky sa nezistili.

Na základe chemických analýz z povrchových vzoriek viacerých profilov obsah CaO kolíše od 51,53 do 55,69 %, MgO 0,35 až nad 1 % (v jednom prípade až 3,22 %); sú to vápence čisté až vysokopercenčné s priemerným obsahom (z 5 analýz) CaO — 53,5 %, MgO 1,4 %, nerozpustný zvyšok 1,1 %.

Tab. 1. Kvantitatívne spektrochemické analýzy strednotriasových vápencov vysokej série

Číslo vzorky	Číslo chem. analýzy	Pb	Cu	Na	Ni	Sr	Su	Ag	Ti	Ba	Cr	Mn
MK-64	284/67	<10	23	56	0	339	0	<10	79	4	<10	16
67	287/67	<10	18	47	0	575	st.	<10	20	6	11	11
68	288/67	<10	18	224	0	851	st.	<10	27	7	<10	12
75	289/67	<10	20	51	0	589	st.	<10	20	7	<10	9
78	290/67	<10	25	112	0	468	st.	<10	91	4	<10	14
80	291/67	<10	25	398	0	513	st.	<10	20	4	<10	10
81	292/67	<10	14	45	10	447	st.	<10	21	6	<10	15
90	294/67	<10	19	64	<10	468	st.	<10	55	71	<10	17
93	301/67	23	85	63	<10	407	st.	<10	78	8	<10	11
399	334/67	<10	48	14	<10	708	st.	53	<10	8	<10	12
97	303/67	<10	100	46	0	417	st.	100	<10	7	<10	14
400	335/67	<10	14	46	<10	741	st.	<10	25	7	<10	23

Na kóte Vápenná obsah CaO je v priemere (z 12 analýz) 55,02 %, MgO 0,75 %, nerozpustný zvyšok 0,67 %. Z dvoch ostatných zložiek Al₂O₃ je (z 5 analýz) 0,18 %, Fe₂O₃ 0,07 %. Hoci na povrchu sú vápence (ako ukazujú chemické analýzy) značne čisté a v povrchových partiách v nich temer nepozorovať dolomitové vložky, vrtom SM-1, situovaným na kóte Vápenná sa ukázalo, že i vo vápencoch tejto oblasti sú nad sebou nepravidelné polohy dolomitických vápencov a dolomitov s obsahom MgO od 3,6 do 19,2 %.

Výsledky spektrochemických kvantitatívnych analýz ukazujú (tab. 2), že okrem pozitívneho Sr majú vápence z oblasti Mon Reposu i z kóty Vápenná niekoľkonásobne vyšší obsah Mn ako vysoké, resp. iné tmavé vápence z veternickej série chošskej jednotky. Rádove vyššie koncentrácie tu pozorovať i u Pb. Z hľadiska geochemického u týchto vápencov je zaujímavá aj prítomnosť Zn vo viacerých vzorkách.

[2] *Veternické vápence* budujú v Bielom pohorí dost rozsiahle územie. Tvoria hlavne široký pruh od Plaveckého Mikuláša SV smerom a budujú kótu Kršlenica, Veterlín, Čelo až k smolenickému zámku. Vápence sú zväčša masívne, v spodnej časti aj vrstevnaté. V spodnejších polohách sú tmavé a tmavošedé, vo vrchnejších zväčša svetlošedé. Miestami sa však navzájom striedajú.

Vápence sú miestami málo, inde viac dolomitizované. Vo viacerých profiloch pozorovať v nich polohy a vložky dolomitických vápencov a dolomitov. Miestami dolomity nadobúdajú i prevahu a vápence tvoria len menšie morfológie nad okolie vyčnievajúce kryhy, alebo menšie skaly.

V mikroskope tieto vápence majú štruktúru najčastejšie mikrokryštalickú až jemnozrnnú, pseudoolitickú (pseudoolity tvorí tmavý kalový uhličitan),

Tab. 2. Kvantitatívne spektrálne analýzy vápenických vápencov MK

Číslo vzorky	Číslo chem. analýzy	Pb	Cu	Na	Ni	Sr	Sn	Ag	Ti	Ba	Cr	Mn
MK-128	309/67	45	27	63	<10	355	st.	<10	0	8	<10	195
177	310/67	40	26	316	<10	355	0	<10	30	9	<10	138
178	311/67	35	21	79	<10	525	0	<10	0	7	<10	71
185	312/67	87	29	68	<10	269	st.	<10	<10	9	<10	209
189	313/67	32	21	50	<10	407	0	<10	288	9	<10	204
191	314/67	60	38	36	<10	302	st.	<10	<10	11	<10	537
315	328/67	112	29	89	0	708	st.	<10	<10	14	<10	269
317	329/67	35	21	199	0	1000	st.	<10	<10	10	<10	214
321	330/67	47	26	76	0	447	st.	<10	200	10	<10	105
323	331/67	<10	23	89	0	371	st.	<10	<10	7	<10	117
325	332/67	33	14	71	0	603	0	<10	31	7	<10	45
326	333/67	28	10	52	<10	380	st.	<10	30	9	<10	112

až úlomkovitú. Tieto vápence na základe rias a korálov sa obyčajne zaraďujú do ladinu.

Chemické analýzy ukázali, že samotné vápence sú veľmi čisté, vysokopercentné; obsah CaO kolíše medzi 53 % až 55 %, MgO max. do 2 %. Miestami však sú vápence i dolomitické s obsahom MgO 4–7 %. Z ostatných zložiek Al_2O_3 (priemer 13 analýz) okolo 0,1 %, Fe_2O_3 – 0,07 %. Aj obsah nerozpustného zvyšku (okrem jedného prípadu) je nízky (priemer z 26 analýz 0,6 %).

Treba však znovu zdôrazniť, že vo viacerých profiloch polohy a vložky šedých dolomitov (hlavne medzi Veterlínom a Čelom) zaberajú značné priestory a nadobúdajú prevahu nad vápencami. Tieto dolomitické vložky a polohy nie sú vždy na povrchu viditeľné, ale z vrtných prác (V-3 a V-5; GP Žilina 1961) na južnom svahu Čela a pri kóte 425,0 sa ukázalo, že dolomitické vložky nepravidelného priebehu sa nachádzajú aj v hlbších partiách vápencov.

Tak napr. vo vrte V-3 v hĺbke od 0 do 16 m sú dolomitické vápence, kde obsah MgO v priemere činí 9 %; potom znovu ich pozorovať v hĺbke 128 až 137 m. V ostatnej časti vrtu obsah MgO kolíše od 1,5 do 2,5 %. Vo vrte V-5, pri kóte 425,0 je obsah MgO veľmi variabilný v celom profile vrtu a pohybuje sa od 0,5 do 14 %.

Stopové prvky, na rozdiel od predošlých typov, neukazujú ani u jedného prvku pozitívnu koncentráciu (tab. 3). Dokonca aj Sr, hoci ide o čisté vápence, má u väčšiny vzoriek podstatne menšiu koncentráciu ako v tmavých vápencoch. Podobne ako v predošlom type vápencov kvalitatívnou spektrálnou analýzou sa vo viacerých vzorkách zistilo Zn.

Dolomitizačné zjavy vo veternických vápencoch pozorovať v celom pruhu od Plaveckého Mikuláša po Smolenice. Stretávame sa tu s dvoma typmi dolomitizácie a s rozmanitými typmi dolomitizačných premien.

Tab. 3. Kvantitatívne spektrálne analýzy veternických vápencov MK

Číslo vzorky	Číslo chem. analýzy	Pb	Cu	Na	Ni	Sr	Sn	Ag	Ti	Ba	Cr	Mn
MK-139	295/67	23	22	107	0	155	st.	<10	0	59	<10	23
143	296/67	38	18	89	<10	126	st.	<10	0	9	<10	35
145	297/67	<10	14	234	0	182	st.	<10	0	6	<10	19
148	298/67	<10	21	116	0	144	st.	<10	0	8	<10	28
149	299/67	<10	15	48	<10	158	st.	<10	0	6	<10	28
150	300/67	35	18	50	0	214	st.	<10	<10	7	<10	35
209	325/67	<10	27	126	0	302	st.	<10	<10	16	<10	200
210	315/67	0	21	89	<10	436	st.	<10	<10	12	<10	18
211	316/67	26	18	35	<10	148	st.	<10	<10	71	<10	45
218	324/67	10	100	81	0	155	st.	<10	<10	8	<10	13

Väčšie polohy a vložky dolomitov, ktoré miestami, ako už bolo spomenuté, majú aj prevahu nad vápencami, sú zrejme diagenetického pôvodu. Okrem diagenetického typu pozorovať však v týchto vápencoch miestami i iný typ dolomitizácie.

Sekundárnu dolomitizáciu možno predpokladať napr. v kameňolome západne od Plaveckého Mikuláša, kde v masívnych svetlošedých vápencoch tento typ dolomitizácie je zrejmy pozdĺž puklín, prípadne i v podobe nepravidelných hniezd.

Harvanické vápence

Havranické vápence tvoria široký pruh medzi Plaveckým Mikulášom na západe a obcou Buková a Trstín na SV, hlavne severné svahy Veterlína a Havranice. V západnej časti pruhu, od Plaveckého Mikuláša až po kótu Ostrý kameň, vápence vystupujú zväčša len v užších nepravidelných pruhoch, ktoré sa striedajú s pruhmi dolomitov. Väčšie priestory zaberajú havranické vápence vo východnej časti pruhu — od kóty Ostrý kameň až po obce Smolenice a Trstín, kde budujú rozľahlé svahy kóty Havranica.

V havranických vápencoch možno vymedziť dva typy.

[1] V spodnejších polohách sú šedé, *tmavošedé i tmavé masívne vápence* s bielymi kalcitovými žilkami a nepravidelnými polohami dolomitov; zaberajú prevažnú časť. Začleňujú sa do anisu (Peržel 1964).

[2] *Svetlé a svetlošedé masívne vápence* v najvrchnejších partiách pozdĺž celého pruhu tmavých vápencov vytvárajú menšie-väčšie skalné odkryvy a skaly oddelené od seba depresiami, ktoré sú budované dolomitmi. Peržel (1964) tieto vápence na základe paleontologických dôkazov zaraďuje do vrchného anisu až spodného ladinu.

V mikroskope majú tieto vápence mikrokryštalickú, alebo kryštalickú štruktúru, zväčša bez organických zvyškov. V niektorých výbrusoch (svetlých

vápencov) pozorovať však reliktno-organodetrítickú štruktúru s organickými zbytkami — tenkoschránkové lamelibranchiáty a články echinodermát.

Výsledky chemických analýz z povrchových vzoriek ukazujú, že u oboch typov ide o čisté vápence, s málo zvýšeným obsahom MgO. CaO kolíše medzi 52,22 a 55,04 %. Vcelku je obsah MgO u tmavých vápencov o niečo nižší (okolo 1 %), u svetlých vápencov vyšší (1—2,5 %). Obsah ostatných zložiek je nepatrný. Nerozpustný zvyšok u tmavých vápencov (priemer z 12 analýz) je 0,66 %, u svetlých 0,58 %, Al_2O_3 u tmavých (priemer zo 6 analýz) 0,16 %, u svetlých (3 analýzy) 0,35 %, Fe_2O_3 u tmavých 0,07 %, u svetlých 0,12 %.

Vápence tu však netvoria veľké samostatné komplexy, ale len menšie-väčšie kryhy, ktoré morfológicky vyčnievajú; depresie medzi nimi budujú dolomity (asi 35 % plochy), ktoré sú však zväčša zasutené vápencami, alebo zahlinené a na povrchu ich nachádzame len v menších úlomkoch a drvine. Obsah MgO v dolomitických polohách kolíše od 16,69 do 20,59 %.

U vzoriek z vrtovej majú tmavé vápence premenlivý obsah hlavne CaO a MgO, kým ostatné zložky sa menia len nepatrne; ich celkový obsah, spolu so škodlivinami, je max. 2 %. Chemizmus vápencov kolíše jednak laterálne na krátke vzdialenosti i do hĺbky. Kým v niektorých vrtoch vápence ukazujú rovnomerne zvýšený obsah MgO (priemerne okolo 4 %, obsah MgO 0,99—8,13 %), inde je takýto jav zriedkavosťou a obsah MgO dosahuje až 14 % (ojedinele pod 5 %).

V inom vrte zase najvrhnejšie a spodné partie tvoria čisté, vysokopercenčné vápence; v stredných partiách obsah MgO je v priemere okolo 10 % a hornina má charakter dolomitických vápencov, prípadne vápnatých dolomitov až dolomitov.

Svetlé vápence, ako sme už spomenuli, vystupujú v úzkom pruhu nad tmavými havranickými vápencami a uprostred dolomitov pri Bukovej, kde sa ťažia na výrobu vápna a pre saturačné účely. V týchto vápencoch, ako možno pozorovať v stene kameňolomu v Bukovej a usúdiť z vrtovej, sa nachádzajú nepravidelné šošovky šedých až bielošedých, miestami žltošedých dolomitov.

Podľa chemických analýz vzoriek majú tieto vápence kolísavý obsah MgO; z vrtovej i ťažobnej steny v Bukovej obsah MgO sa pohybuje od 1 do 16 %.

U oboch typov havranických vápencov v súvislosti so stopovými prvkami sa stretávame s podobným zjavom ako u predošlých typov vápencov; ich koncentrácie sú nepatrné. Pozitívna koncentrácia sa zistila len u Sr v tmavých havranických vápencoch. Z doplnujúceho spektra sme zaznamenali pravidelnú prítomnosť len u Li v najnižších koncentráciách (tab. 4—5).

V jablonickom vývine sú karbonátové horniny tiež bohato rozšírené; budujú temer celé Jablonicko-prášnické pohorie. Najrozšírenejším typom sú *šedé a svetlošedé masívne* (pelson — ilýr), ktoré tvoria pretiahnutý, v strednej časti až 2 km široký pruh od prameňa Mariáš pri Dobrej Vode, budujúc hrebeň Červičku, až po kótu Klenovú a potom v dechtickej kryhe.

V severnom pruhu sú vápence šedé a svetlošedé, masívne; majú jemnozrnnú,

Tab. 4. Kvantitatívne spektrálne analýzy havranických tmavých vápencov MK

Číslo vzorky	Číslo chem. analýzy	Pb	Cu	Na	Ni	Sr	Sn	Ag	Ti	Ba	Cr	Mn
MK-110	304/67	<10	40	79	0	335	st.	<10	28	7	<10	35
117	305/67	<10	25	107	0	724	st.	<10	22	6	<10	21
119	306/67	26	24	89	<10	661	st.	<10	27	6	<10	15
120	327/67	50	30	76	0	759	0	<10	234	10	<10	47
251	321/67	<10	11	66	0	182	0	<10	<10	6	<10	38
254	322/67	<10	23	79	0	575	st.	<10	72	8	<10	26

Tab. 5. Kvantitatívne spektrálne analýzy svetlých havranických vápencov

Číslo vzorky	Číslo chem. analýzy	Pb	Cu	Na	Ni	Sr	Sn	Ag	Ti	Ba	Cr	Mn
MK-248	318/67	<10	23	158	0	148	st.	<10	<10	6	<10	17
249	319/67	<10	8	79	0	123	st.	<10	<10	7	<10	42
250	320/67	<10	9	56	0	214	st.	<10	<10	8	<10	93
257	323/67	46	13	79	<10	123	st.	<10	0	6	<10	48

mikrokryštalickú, pseudoolitickú a brekciovitú štruktúru. Na povrchu vidno skoro v celom pruhu len odkryvy vápencov, dolomitické vložky pozorovať len ojedinele, napr. na východných svahoch Klenovej.

Chemické analýzy z povrchových vzoriek ukazujú, že sú to veľmi čisté, vysokopercentné vápence. Obsah CaO sa takmer vo všetkých analyzovaných vzorkách pohybuje okolo 55 % (priemer z 55 analýz 54,56 %). Obsah MgO je pomerne nízky (zväčša pod 0,5 %), rovnako ako nerozpustného zvyšku (priemer zo 45 analýz pod 0,5 %). Obsahy Al₂O₃ sú (priemer zo 45 analýz) 0,16 %, Fe₂O₃ 0,10 %.

Vápence v dechtickej kryhe a pri Jablonici sú prevažne svetlošedé a svetlé, no nie zriedkavo i šedé, príp. tmavošedé. Miestami, hlavne v južnej časti pohoria, pozorovať v nich polohy svetlošedých dolomitov. V mikroskope vápence majú mikrokryštalickú a pseudoolitickú štruktúru.

Chemické analýzy z povrchových partií ukázali, že tu tiež ide vcelku o čisté vápence s obsahom CaO prevažne nad 54 % — v oblasti Jablonice okolo 53 % (priemer zo 42 analýz 53,93 %) — a s meniacim sa obsahom MgO (0,25 až 3,93 %; priemer zo 42 analýz 1,34 %). Percento nerozpustného zvyšku je nízke (zväčša okolo 0,5 %, len zriedka nad 1 %; priemer zo 44 analýz 0,58 %). Obsah Al₂O₃ (z 34 analýz) 0,26 %, Fe₂O₃ 0,11 %.

Dolomitické polohy, ktoré miestami pozorovať v tomto type vápencov v okolí Hradišťa pod Vrátnom a Jablonice, v oblasti Dechtíc a Kočina na povrchu takmer nepozorovať.

Asociácia stopových elementov je podobná ako u iných čistých svetlých vápencov chočského príkrovu Malých Karpát. Koncentrácia jednotlivých prvkov je celkove nízka a až na nepatrné odchýlky rovnaká. Všeobecne možno

Tab. 6. Kvantitatívne spektrálne analýzy šedých a svetlošedých aniských vápencov kryhy Klenovej jablonického vývinu

Číslo vzorky	Číslo chem. analýzy	Pb	Cu	Na	Ni	Sr	Sn	Ag	Ti	Ba	Cr	Mn
J-74	375/67	<10	14	54	<10	117	0	<10	<10	7	<10	56
76	376/67	29	27	81	<10	182	0	<10	<10	10	<10	51
77	377/67	<10	15	29	<10	214	0	<10	20	6	<10	178
80	378/67	<10	15	135	210	158	0	<10	20	6	<10	83
81	379/67	32	20	63	<10	380	0	<10	<10	10	<10	71
82	380/67	35	19	135	<10	158	0	<10	<10	6	<10	36
83	381/67	50	20	141	<10	219	0	<10	<10	7	<10	89
84	382/67	89	19	100	0	117	0	<10	0	9	<10	74
85	383/67	43	19	54	<10	355	0	<10	<10	8	<10	95
87	384/67	<10	19	52	<10	316	0	<10	0	7	<10	71
88	385/67	<10	17	30	0	631	0	<10	<10	10	<10	79
89	386/67	<10	19	36	0	575	0	<10	<10	10	<10	63
90	387/67	<10	18	38	<10	234	0	<10	<10	9	<10	68
91	388/67	23	19	56	0	417	0	<10	16	7	<10	66
92	389/67	<10	15	79	0	209	0	<10	14	5	<10	48
93	390/67	14	13	89	<10	186	0	<10	100	6	<10	22
94	391/67	34	16	46	0	501	0	<10	50	6	<10	28

Tab. 7. Kvantitatívne spektrálne analýzy svetlošedých vápencov vrchného anisu jablonického vývinu v dechtickej kryhe

Číslo vzorky	Číslo chem. analýzy	Pb	Cu	Na	Ni	Sr	Sn	Ag	Ti	Ba	Cr	Mn
J-95	392/67	12	14	89	6	151	0	<10	63	6	<10	34
97	394/67	20	15	30	10	229	0	<10	20	7	<10	71
98	395/67	18	8	71	<10	209	st.	<10	12	6	<10	26
99	396/67	<10	21	135	<10	56	0	<10	20	8	<10	50
103	397/67	<10	19	117	<10	95	0	<10	63	8	<10	66
104	398/67	<10	20	120	<10	141	0	<10	34	7	<10	79
105	399/67	<10	14	51	<10	112	0	<10	0	6	<10	26
118	400/67	<10	30	126	<10	575	0	<10	32	6	<10	32
120	401/67	50	40	112	<10	302	0	<10	<10	12	<10	68
122	402/67	32	40	107	<10	135	0	<10	22	13	<10	31
123	403/67	<10	39	363	40	85	0	<10	36	9	<10	50
125	404/67	16	15	72	<10	209	0	<10	14	8	<10	42
127	405/67	24	18	79	0	316	0	<10	16	<10	<10	74
131	406/67	28	59	112	<10	132	st.	<10	42	117	<10	55
196	407/67	14	12	63	0	447	st.	<10	22	7	<10	32
206	409/67	25	18	51	0	380	0	<10	14	9	<10	29
207	410/67	20	13	30	<10	418	st.	<10	0	6	<10	34
208	411/67	24	16	40	0	457	0	<10	<10	6	<10	32
209	412/67	18	11	71	0	661	0	<10	14	5	<10	45

povedať, že koncentrácie Sr sú v priemere u týchto vápencov vyššie ako u ostatných vápencov wettersteinského typu veterníckej série (tab. 6—7).

Nedzovský vývin. Najrozšírenejšie v tomto vývine sú svetlé tzv. *nedzovské vápence ladinského veku*. Budujú hlavne severnú časť pohoria v úseku od obce Čachtice na juhu až po kótu Na Salaškách na severe. Sú prevažne svetlé až biele, miestami žltkavé, príp. aj ružovkasté, zväčša jemnokryštalické, prevažne masívne, nepravidelne prestúpené puklinami, miestami aj vrstevnaté. Na mnohých miestach aj v povrchových partiách, hlavne v južnejšej časti pohoria pozorovať v nich nepravidelné polohy šedých dolomitov.

V mikroskope sa vápence javia ako hornina s počiatočnou, inde s pokročilou rekryštalizáciou. Majú gravelovú, alebo chumáčkovitú štruktúru, s náznakom štruktúry pseudoolitickej.

Chemizmus nedzovských vápencov sa skúmal zo vzoriek z povrchových partií, alebo z prieskumných diel.

Z chemických analýz vápencov z oblasti medzi Čachticami a Novým Mestom nad Váhom (Polášek 1959; Šubjáková 1960, 1962) vyplýva, že dolomitické polohy, ktoré pozorovať v povrchových partiách, sa vyskytujú aj v spodnejších horizontoch. Obsahu MgO v týchto dolomitických polohách je dosť variabilný (kolíše od 2—14 %, najčastejšie okolo 6—7 %).

Okrem toho vápence v tejto časti územia sú značne skrasovatené. Temer

Tab. 8. Kvantitatívne spektrálne analýzy svetlých nedzovských vápencov nedzovského vývinu

Číslo vzorky	Číslo chem. analýzy	Pb	Cu	Na	Ni	Sr	Sn	Ag	Ti	Ba	Cr	Mn
N-4	373/67	<10	22	42	0	151	0	<10	<10	6	<10	55
5	372/67	12	18	42	0	120	st.	<10	20	5	<10	30
6	358/67	0	17	29	<10	141	0	<10	14	st.	<10	35
8	357/67	<10	32	36	<10	54	0	<10	<10	6	<10	23
9	359/67	<10	15	33	<10	43	0	<10	14	7	<10	72
11	356/67	<10	18	40	<10	347	st.	<10	<10	5	<10	52
12	351/67	<10	17	32	26	309	st.	<10	0	7	<10	57
14	355/67	0	21	32	<10	83	st.	<10	16	5	26	48
16	347/67	<10	21	35	0	144	0	<10	27	8	<10	23
17	354/67	0	21	57	0	209	0	<10	14	7	<10	35
18	374/67	<10	32	28	<10	135	0	<10	<10	6	<10	49
19	345/67	<10	18	282	0	141	st.	<10	112	8	<10	83
20	352/67	<10	21	32	0	141	0	<10	89	6	<10	66
21	349/67	<10	14	45	0	100	st.	<10	22	7	<10	71
22	350/67	<10	16	263	0	133	st.	<10	20	7	<10	18
23	346/67	<10	26	79	<10	151	st.	<10	45	7	<10	112
26	348/67	<10	21	36	0	141	st.	<10	95	6	<10	21
31	353/67	0	21	28	0	178	0	<10	18	5	<10	33
95	368/67	<10	15	56	<10	151	st.	<10	14	6	<10	20
112	370/67	<10	21	40	<10	41	st.	<10	<10	st.	<10	32

všade tu pozorovať rozsiahle škrapové polia a väčšie-menšie závrtvy; na niektorých miestach skrasovatenie vápenca je tak veľké, že výplň dutín a káps tvorí tak značné percento, že musela byť zastavená ťažba v kameňolome pri Novom Meste n/V., kde sa vápence ťažili na pálenie vápna.

Povrchové vzorky na chem. analýzu pochádzajú z územia, ktoré leží severnejšie od oblasti súčasnej ťažby, t. j. zo západných svahov Čachtického pohoria, JV od obce Hrušové. V týchto vápencoch, oproti časti južnejšej, nepozorovať v povrchových partiách dolomitické polohy.

Ide tu o čisté vápence, s nepatrnou prímесou MgO. Len v jednom prípade sa zistila poloha dolomitického vápenca. Priemerný obsah CaO (zo 49 analýz) je 54,36 %, MgO 0,82 % a nerozp. zvyšku 0,54 %. Samozrejme nemôžeme tu vylúčiť možnosť výskytu dolomitických polôh v hlbších partiách.

Asociácia stopových prvkov je podobná ako u iných vápencov wettersteinského typu. Aj koncentrácie jednotlivých prvkov podľa tab. 8 sú obdobné, až na obsah Sr, ktorý je podstatne nižší ako u jablonického vývinu. Z doplnujúceho kvalitatívneho spektra sa zistilo Li v najnižších koncentráciách.

Koncentrácia stopových prvkov v triasových vápencoch Malých Karpát

V súvislosti s výsledkami kvantitatívnych spektrálnych analýz (pozri tab. 1—8) zmienim sa ešte v krátkosti o koncentracii jednotlivých prvkov v študovaných triasových vápencoch. Keďže, ako som už naznačil, spektrochemické kvantitatívne analýzy sa robili len z čistých vápencov, v ktorých nekarbonátový zvyšok je nepatrný, nepozorovať u prvkov viazaných na nerozpustný zvyšok, nijaké väčšie koncentrácie, alebo zákonitosti. Určitú pozornosť si zaslúžia prvky, viazané na karbonátovú zložku.

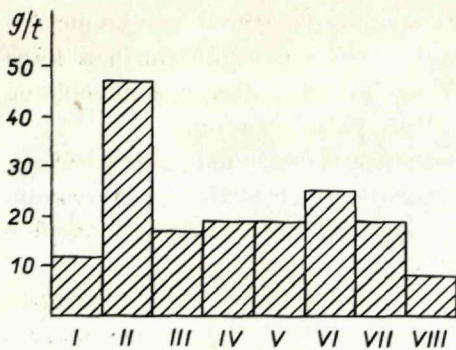
Olovo. Koncentrácie Pb sú celkove nízke, pohybujú sa okolo 10 g/t, ojedinele i niekoľko desiatok g/t. Najvyšší obsah majú vápenické vápence (niekoľko desiatok g/t), najmenší nedzovské vápence (zväčša pod 10 g/t).

Meď ukazuje tiež nízke, no pomerne pravidelné koncentrácie (okolo 20 až 30 g/t, len miestami nad, alebo pod túto hranicu). Podľa Sahamu — Rankamu (1950) stredné klarky Cu sa vo vápencoch pohybujú okolo 20,2 g/t.

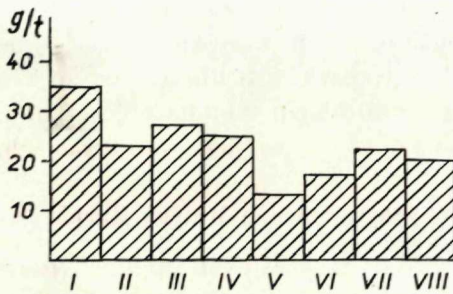
Sodík neukazuje tiež nijakú zákonitosť koncentrácie, ktorá sa pohybuje zväčša okolo 50 g/t, miestami nepravidelne stúpa aj nad 100 g/t.

Nikel je v študovaných vápencoch len nepatrne zastúpený, zväčša pod hranicou zistiteľnosti, príp. vôbec nevystupuje.

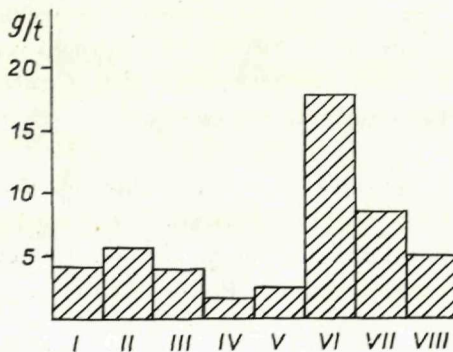
Stroncium sa v študovaných karbonátoch vyskytuje v rôznych koncentráciách. Jeho nahromadenie podľa Flügela (1962) vo vápencoch pochádza v podstate z rozrušených, Sr obsahujúcich pevných častí morských organizmov. Podradný význam má i (sekundárne) mineralogické zloženie (stroncianit, celestín).



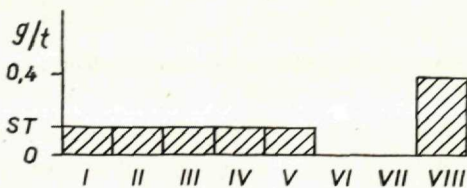
Obr. 1. Distribučné spektrum Pb. I — vysoké vápence križňanskej jednotky; II — vápenické vápence chočskej jednotky; III — veternické vápence; IV — havranické tmavé vápence; V — havranické svetlé vápence; VI — svetlé vápence Klenovej jablonického vývinu; VII — svetlé vápence dechtickej kryhy jablonického vývinu; VIII — svetlé vápence nedzovské (aj pre obr. 2–12).



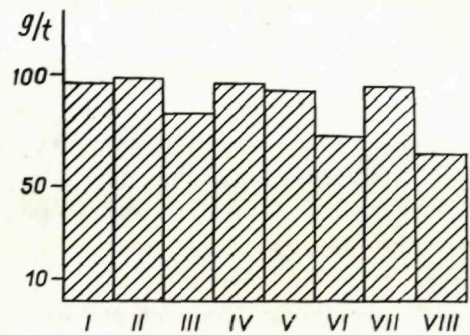
Obr. 2. Distribučné spektrum Cu



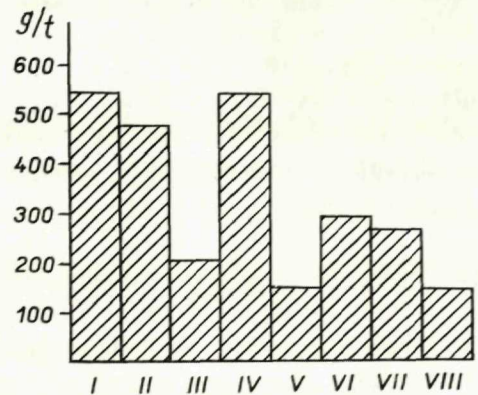
Obr. 4. Distribučné spektrum Ni



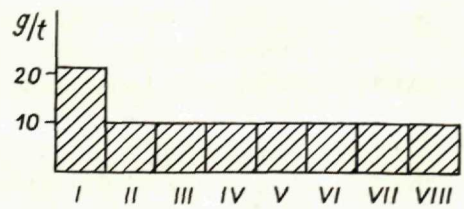
Obr. 6. Distribučné spektrum Sn



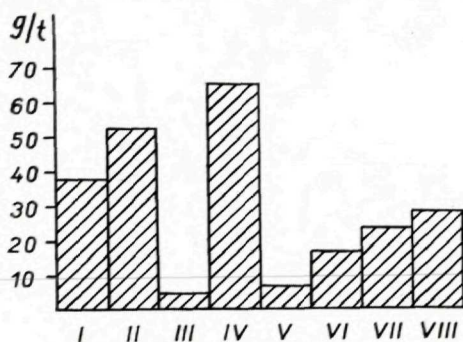
Obr. 3. Distribučné spektrum Na



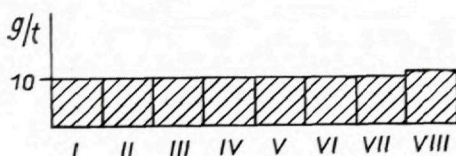
Obr. 5. Distribučné spektrum Sr



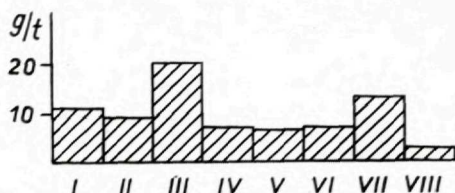
Obr. 7. Distribučné spektrum Ag



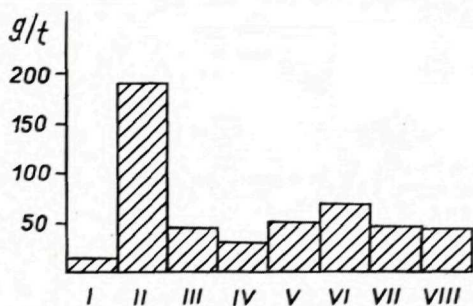
Obr. 8. Distribučné spektrum Ti



Obr. 10. Distribučné spektrum Cr



Obr. 9. Distribučné spektrum Ba



Obr. 11. Distribučné spektrum Mn

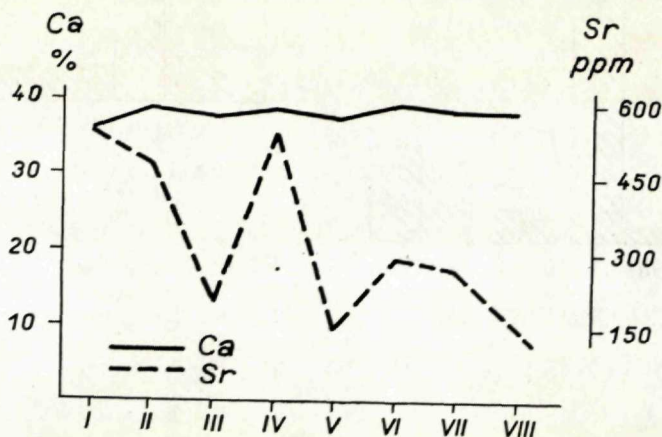
Podľa Sahamu — Rankamu (1950) stredné klarky Sr u vápencov sa pohybujú od 425 do 765 g/t. Iní autori uvádzajú nasledovné priemerné hodnoty obsahu SrCO_3 pre vápence: Green (1953) 415 ppm, Turekian — Kulp (1956) 610 ppm, Turekian — Wedepohl (1962) 610 ppm.

V nami študovaných vápencoch priemerný obsah Sr (z 99 analýz) je 360 g/t v niektorých vzorkách až 800, príp. 1 000 g/t. Tieto najvyššie hodnoty však možno pozorovať len u tmavých vápencov (priemer z 29 analýz 513 g/t), hlavne u havranických tmavých vápencov, kde priemer zo 6 analýz je 522 g/t, u vysokých vápencov z 12 analýz 542 g/t a u vápenických vápencov z 11 analýz 476 g/t. Obsah Sr vo svetlých vápencoch wettersteinského typu je podstatne nižší (priemer 70 analýz 208 g/t), u svetlých aniských vápencov jablonického vývinu značne vyšší (289 g/t), u svetlých ladinských vápencov opäť nižší (u veternických vápencov priemer 10 analýz 202 g/t, u nedzovských z 20 analýz 145 g/t).

S podobným zjavom vyššej koncentrácie Sr u tmavých vápencov sa stretávame i u vápencov strážovskej série chočskej jednotky v Strážovskej hornatine a vo vápencoch gemeríd. Podobný príklad vysokej koncentrácie Sr v tmavých vápencoch uvádza aj Flügel (1962) z rifových vrchnotriasových vápencov k. Sauwand, SV od Guswerku zo severných vápencových Álp.

Na prip. diagrame je znázornený vzťah medzi obsahom Ca a Sr v študovaných vápencoch. Z neho jasne vidieť, že v podstate nejstvue medzi obsahmi

oboch prvkov výraznejšia korelačná súvislosť. Obsah Sr zrejme závisí prevažne od iných činiteľov.



Obr. 12. Diagram obsahu Ca a Sr z triasových vápencov

Cín v nami pozorovaných vápencoch je zastúpený len v najnižších koncentráciách, zväčša chýba.

Striebro u všetkých typov študovaných vápencov ukazuje veľmi nízku koncentráciu pod 10 g/t. Len nepravidelne v niektorých vzorkách vysokých vápencov stúpa až nad 100 g/t.

Titan u všetkých typov tmavých vápencov (niekoľko desiatok g/t ojedinele i nad 100 g/t) má v priemere vyšší obsah ako u svetlých vápencov (zväčša pod, alebo niečo nad 10 g/t). O niečo zvýšený obsah majú svetlé vápence nedzovskej a jabloneckej kryhy.

Bárium u všetkých vápencov má nepatrné koncentrácie (pod 10 g/t), len výnimočne u vápencov s vyšším nerozpustným zvyškom je jeho obsah väčší.

Chróom má len nepatrnú koncentráciu (pod 10 g/t).

Mangán. Jeho obsah je pomerne nízky temer u všetkých študovaných vápencov (zväčša iba niekoľko desiatok g/t, v priemere okolo 50 g/t), s výnimkou tmavých vápenických vápencov, kde jeho obsah stúpa (priemer z 11 analýz) na 192 g/t. Toto značné zvýšenie zrejme nesúvisí s nerozpustným zvyškom v týchto vápencoch, pretože ide o čisté, vysokopercenčné vápence. Zvýšenie Mn tu môže byť viazané na karbonátovú zložku.

Lektoroval doc. dr. J. Turan, CSc.

LITERATÚRA

- [1] Buday T. — Cambel B. — Maheľ M., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 list Bratislava. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava. — [2] Cambel B. — Hanáček J. — Kraus J. — Turan J., 1962: Vysvetlivky k mape

nerastných surovín list Bratislava. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [3] Fabík M., 1958: Průzkum vápenců 1967 — Plavecké Podhradie. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [4] Fabík M. — Vodička J., 1958: Průzkum vápenců Buková. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [5] Flügel E., 1962: Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffes der nördlichen Kalkalpen. Mitt. Mus. f. Bergbau, Graz. — [6] Hanáček J., 1964: Geológia mezozoika Čachtického pohoria. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Kulp L. — Turekian K. & Donald B., 1952: Strontium content of limestones and fossils. Bull. Geol. Society America vol. 63. New York. — [8] Maheľ M., 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 list Gottwaldov. ÚUG-Geofond, Praha. — [9] Maheľ M., 1967: Závěrečná správa o stavbe mezozoika Malých Karpát. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [10] Michel J., 1956: Správa o výskume vápencov a dolomitov v oblasti Malých Karpát, Inovca a Strážovskej hornatiny za rok 1956. Rukopis; Geofond Bratislava. — [11] Michel J., 1957: Správa o výskume vápencov v oblasti Malých Karpát za rok 1957. Zásoby vápencov v kat. C₂ v oblasti Malých Karpát. Rukopis; Geofond Bratislava. — [12] Peržel M., 1964: Geológia Jablonicko-prášníckého pohoria. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [13] Polášek S., 1955: Základný geologický výskum vápencov Nové Mesto nad Váhom. Rukopis; Geol. prieskum, Spišská Nová Ves. — [14] Rojkovič I., 1961: Geochemia niektorých typov vápencov Malých Karpát. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [15] Ronov A. B., 1956: Chimičeskij sostav i uslovja formirovania paleozojskich karbonatnyh toľš russkoj platformy. Trudy AN ZSSR, Moskva. — [16] Savul M., 1959: Chimisme des calcaires et dolomites des Carpathes orientales. Revue geol. geogr., Bukarest. — [17] Strachov N. M., 1956: O tipach i genezise dolomitovyh porod. Trudy AN ZSSR, Moskva. — [18] Šubjáčková M., 1960: Závěrečná správa Čachtice-vápence a burdigalské horniny. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [19] Šubjáčková M., 1962: Výpočet zásob z lokality Čachtice. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [20] Turan J., 1967: Litologicko-geochemická charakteristika „borinských vápencov“ v okolí Stupavy. Rukopis; Prírodoved. fak. UK, Bratislava. — [21] Turekian K., 1955: Paleontological significance of the strontium calcium ratio in fossils and sediments. Bull. G. S. A. vol. 66, New York. — [22] Turekian K. — Kulp L., 1956: The geochemistry of strontium. *Geochemica & Cosmochemica Acta*, London. — [23] Williams M. (Editor), 1962: Symposium on the geochemistry of sedimentary carbonate rocks. — *Geochim. Cosmochim. Acta* 26, New York. — [24] Žabka A. — Vindt D., 1964: Správa z etapy vyhladávacieho prieskumu a výpočet zásob Jablonica — vápenc a stavebný kameň. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [25] Žabková M., 1961: Správa z etapy vyhladávacieho prieskumu na lokalite Smolenice. Rukopis; Geofond, Bratislava.

JOZEF HANÁČEK

ZUR GEOCHEMIE DER TRIASKALKE IN DEN KLEINEN KARPATEN

Im vorliegenden Beitrag sind zum erstenmal die Ergebnisse der geochemischen Studien von Triaskalken in den Kleinen Karpaten zusammenfassend veröffentlicht. Diese Kalke begegnet man sowohl in der Krížna-Einheit in der Vysoká-Serie, aber hauptsächlich in der Choč-Einheit, und zwar in vier verschiedenen Entwicklungen der Veterník-Serie: in der sog. Vápenica-Fazies, in der Havranica-, Jablonica- und Nedzov-Fazies.

Während dieser Studien wurden in den Kalksteinkomplexen neben den Makrokomponenten — wie CaO, MgO, Al₂O₃, Fe₂O₃ und unlösbarer Rest (bei manchen auch SiO₂)—

auch die Spurenelemente untersucht. Dadurch sollte man ein Bild über die möglichen Gesetzmässigkeiten der Verteilung einzelner Spurenelemente in gleichen oder in verschiedenen lithologischen Gesteinstypen gewinnen, die in den vorerwähnten lokalen Entwicklungen (Fazien) zum Teil auch verschiedene stratigraphischen Unterstufen representieren können.

Durch spektrochemische qualitativen Analysen hat man folgende 15 Spurenelemente identifiziert: Pb, Cu, Na, In, Sr, Sn, Ag, Ti, Ba, Cr, Mn, Li, Zn, V und K. Trotz zahlreichen Analysen konnte man aus ihren Ergebnissen keine nennenswerten geologisch-genetischen Schlüsse machen, da die erwähnten Elemente regelmässig in allen Kalktypen in ähnlichen Vergesellschaftungen auftreten. Aus den Proben der reinen Kalke (mit unbedeutender MgO-Beimischung) haben wir auch quantitative Spektralanalysen für die häufigsten Spurenelemente, und zwar für Pb, Cu, Na, Ni, Sr, Sn, Ag, Ti, Ba, Cr und Mn, gemacht. Es wurden dabei folgende Tatsachen festgestellt:

Die chemische Zusammensetzung der Vysoká-Kalke (Křížna-Decke) (grau bis dunkelgrau, massig, aber auch bankig, oft mit unregelmässigen Dolomiteinschaltungen) ist folgend: CaO 48,39 %, MgO 5,09 %, Al_2O_3 0,20 %, Fe_2O_3 0,13 %, unlösbarer Rest 2,06 %. Bei den dolomithaltigen Lagen handelt es sich um dolomitisierte Kalke, bzw. kalkige Dolomite mit einem MgO-Gehalt von 14,11–18,25 %. Von den Spurenelementen verdient gewisse Aufmerksamkeit lediglich Strontium.

In der Vápenica-Entwicklung unterscheiden wir einerseits die dunklen Anys-Kalke — der sog. Vápenica-Kalktyp, und die helleren Ladin-Kalke — der sog. Veterník-Typ. Die ersteren bauen vor allem die K. Vápenica und haben folgende Zusammensetzung: CaO 55,02 %, MgO 0,75 %, Al_2O_3 0,18 %, Fe_2O_3 0,07 %, unlösbarer Rest 0,67 %. Neben Sr konnte man in diesem Kalktyp auch eine beträchtliche Erhöhung des Mn-Gehaltes gegenüber dem Vysoká-Typ und anderen dunklen Kalken der Veterník-Serie registrieren.

Die Veterník-Kalke sind vor allem auf der K. Veterník bekannt, ziemlich rein, mit dem hohen CaO-Gehalt von 53,2–55,2 % und MgO bis zu 2,0 %. Stellenweise sind sie oft stark dolomitisiert, wobei der MgO-Gehalt bis auf 4–7,2 % steigt. Der Gehalt von übrigen Makrokomponenten (wie Al_2O_3 und Fe_2O_3) beträgt kaum mehr als einige Hundertstel von Prozent.

Keines der Spurenelemente — im Gegensatz zu den vorerwähnten Typen — weist eine positive Konzentration auf. Sogar auch beim Sr — obwohl es sich um reine Kalke mit hohem CaO-Gehalt handelt — wurden beträchtlich niedrigere Konzentrationen beobachtet als bei den dunklen Kalken.

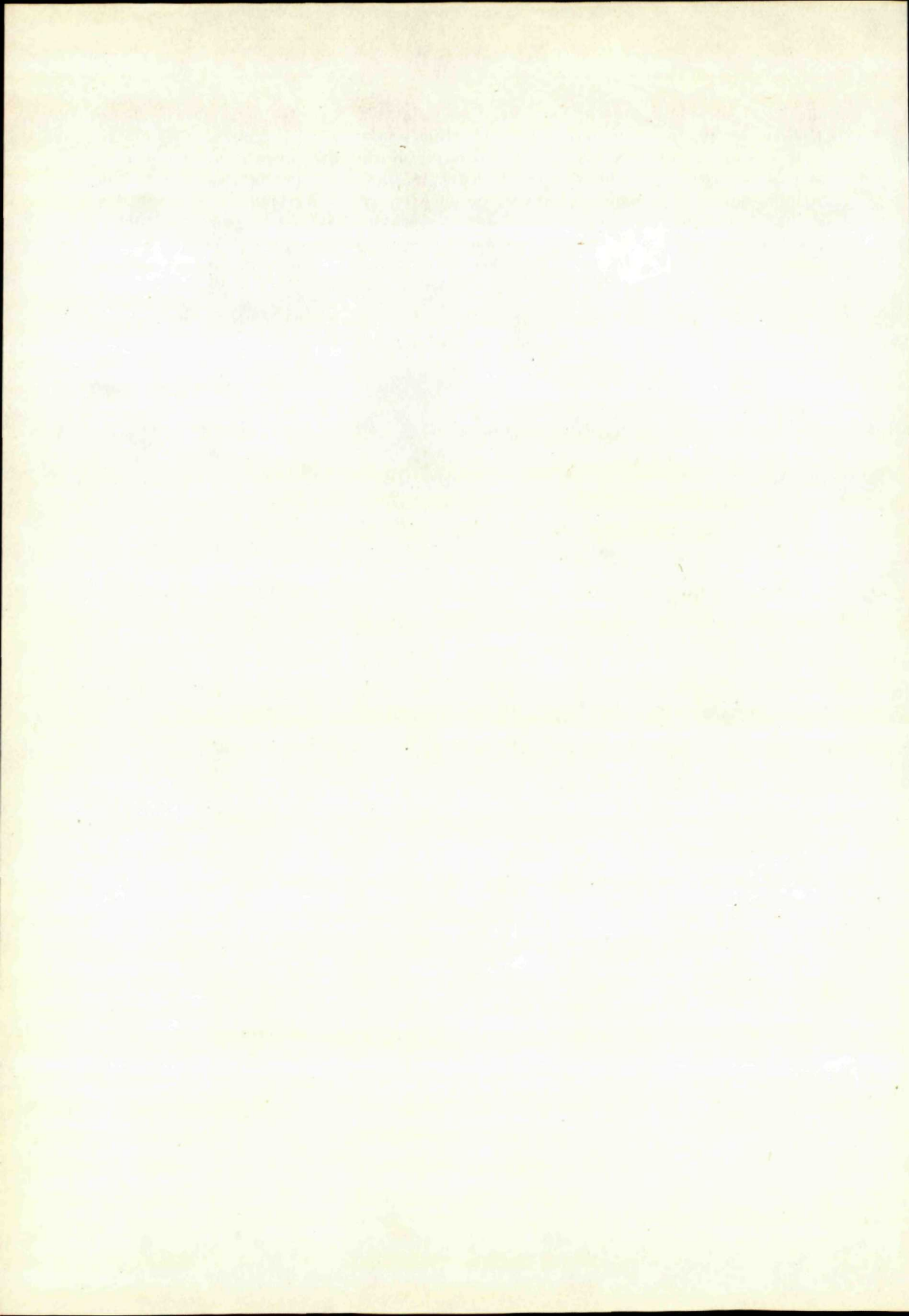
In der Havranica-Entwicklung unterscheiden wir einerseits die grauen und dunkelgrauen Ladin-Kalke in den tieferen Lagen und andererseits die helleren Kalke oberhalb der ersteren. Im grossen und ganzen kann man beide Typen als reine Kalke mit mässig erhöhtem MgO-Gehalt charakterisieren; CaO schwankt zwischen 52,22 % und 55,04 %. Bei den dunkleren Typen ist der MgO-Gehalt etwas niedriger (etwa bis 1,1 %) als bei den helleren (zwischen 1 und 2,5 %). Auch in dieser Entwicklung treten oft Dolomiteinschaltungen auf, in welchen der MgO-Gehalt zwischen 16,69 und 20,59 % schwankt. Die Konzentration der Spurenelemente ist im allgemeinen sehr klein (positive Feststellungen lediglich bei Sr aus den dunkleren Kalken).

In der Jablonica- und Nedzov-Entwicklung untersuchten wir hauptsächlich die hellen Wetterstein-Kalke. Es handelt sich um sehr reine Kalke mit hohem CaO-Gehalt: aus der Klenová-Scholle in der Jablonica-Entwicklung durchschnittlich 54,56 %, in der Dechtice-Scholle 53,93 %, in der Nedzov-Entwicklung 54,36 %. Der durchschnittliche Dolomitgehalt übersteigt nie die 1,4 %-Grenze, ebenso wie Al_2O_3 die 0,3 %

und Fe_2O_3 die 0,11 %-Grenze. Bei keinem der Kalktypen dieser Gruppe konnten erhöhte Konzentrationen der Spurenelemente beobachtet werden.

Interessant ist die Stellung von Sr, das an die Karbonatkomponenten gebunden ist. Wie es aus den beigeschlossenen Tabellen 1–8, und auch aus der graphischen Darstellung des Ca/Sr-Verhältnisses folgt, besteht keine engere Verbindung zwischen dem Sr und Ca-Gehalt, und zwar in keinem der untersuchten Kalktypen. Nur in den dunkleren Typen konnte man reichere Sr-Konzentrationen beobachten, wo sie durchschnittlich einen Wert von 513 g/t erreichen. Bei den helleren Typen — obwohl ihr Ca-Gehalt viel höher ist — beträgt der Sr-Gehalt nur etwa 208 g/t.

*Geologisches Institut D. Štár's,
Bratislava*



JOZEF VOZÁR

O VÝSKYTE VULKANOKLASTICKÉHO MATERIÁLU V STREDNOM TRIASE SEVEROGEMERIDNÉHO MEZOZOIKA

Abstrakt. K poznaniu mezozoického vulkanizmu Západných Karpát prispieva štúdium vulkanoklastického materiálu zo stredného triasu severogemeridného mezozoika, ktorého výsledky prináša predkladaná práca.

Mezozoický vulkanizmus v Spišsko-gemerskom rudohorí študovali mnohí autori. Najzávažnejšie poznatky o veku, petrografickom, mineralogickom a geochemickom charaktere produktov vulkanizmu prinášajú: Illés (1904), Rakusz (1924), Kordiuk (1941), Schöenberg (1948), J. Kamenický (1951, 1956, 1957), Balogh—Pantó (1953), J. Kamenický—Ďurovič (1955), Kantor (1955, 1956), Maheľ (1957), Kuthan (1959) a Biely (1967).

Z početných výskytov vulkanických hornín v okolí mezozoiku gemeríd vyplýva ich spodnotriasový vek, ako to uvádza väčšina citovaných autorov s výnimkou Schöenberga (1948), ktorý ultrabázickým telesám pri Dankovej (záp. od Dobšinej) pripisuje pozíciu medzi werfenom a stredným triasom. Konkrétnejšie sú poznatky Maheľa (1957) zo Stratenskej hornatiny, ktorý uvádza dôkazy o vulkanickej činnosti v spodnom triase (pozícia telies, nález zrudnenia efuzívno-sedimentárneho typu pri Čuntave Z od Dobšinej) a dokumenty o prerážaní spodného triasu vulkanickými telesami, ako aj ich kontaktné účinky na strednotriasový dolomit. Domnieva sa, že časť ultrabázických telies v mezozoiku gemeríd je mladšia ako spodný trias. Celkom odlišné sú nálezy Bystrického (1957) a Kuthana (1959) z juhogemeridného mezozoika (lokality Mokrý lúka pri Silickej Brezovej), kde v spodnej časti spodnoladinských tmavých lavicovitých vápencov s rohovcami vystupujú zelené pelitické horniny so zvýšeným obsahom vulkanoklastického materiálu. V severogemeridnom mezozoiku prvý raz zistil vulkanoklastický materiál autor (in Biely 1967). Na možnosť vystupovania vulkanoklastického materiálu v strednom triase Stratenskej hornatiny (oblasť Lipovca k. 1111,5 a k. 1162,0 m a Vahanu k. 1138,4 m) upozornil Maheľ (l. c.).

Pohorie Galmus

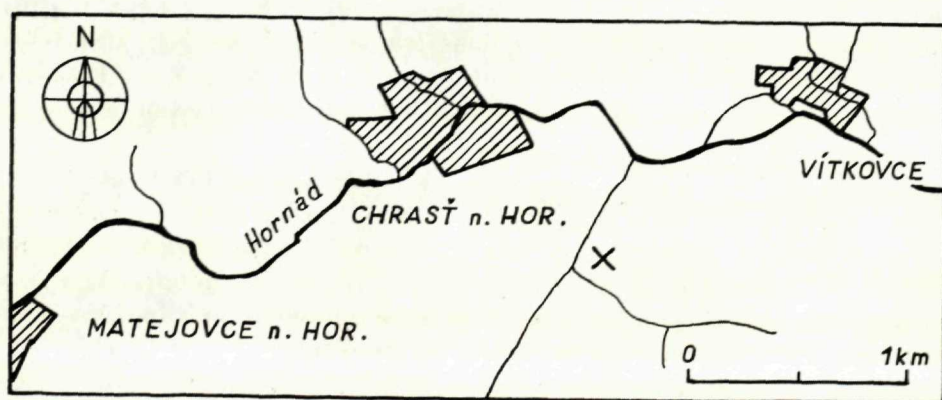
Severogemeridné mezozoikum v pohorí Galmus v poslednej dobe študoval Biely (1961–1967), ktorý zistil na viacerých lokalitách uprostred stredno-triasových svetlošedých vápencov polohy šedých, šedobielych, šedozelených a plefovošedých zbrídlíčenatých pelitických hornín. Rozsiahlejší výskyt týchto hornín zistil r. 1965 V od Matejoviec n/Hornádom, asi 1 km na JZ od Vítkoviec, v dolinke ústiacej do Hornádu.

V záreze dlhom asi 120 m a v blízkom opustenom lome uprostred stredno-triasových svetlošedých vápencov vystupujú tri polohy takýchto hornín (mocnosť 15 cm; 18–24 cm a 40 cm). Sú to ílovito-sericitické až slienité bridlice s laminami vulkanoklastického materiálu v celej hrúbke polôh; hrúbka lamín je 1–20 mm. Časté sú zjavy ich vyklinenia, alebo nasadenia. Najhrubšie laminy sú dlhé 1 až 18 m. Zistilo sa aj spojenie dvoch, troch i viacerých lamín v jednu hrubšiu, max. 20 mm mocnú.

Vulkanoklastický materiál číni max. 50 % celkovej hmoty lamín. Zbytok tvorí ešte ílovito-sericitický a slienitý drobnozrnný agregát (50–90 %) o zrnitosti pod 0,06 mm. Kvalitatívne materiál vulkanogénneho pôvodu tvoria kryštaloklasty kremeňa, živcov a vulkanické sklo.

Kremeň o veľkosti zŕn 0,2–1,0 mm, je úlomkovitý, šablíčkovitý a rôznych tvarov, ostrohranne obmedzený, s častými znakmi magmatickej korózie. Má obvyklé optické vlastnosti; zrná zhášajú priamo a optický charakter minerálu i zóny je pozitívny. Koncentrácia zŕn kremeňa je variabilná; max. 20 % celkovej hmoty lamín pozorovaných vo výbrusoch.

Živce tvoria zrná 0,2–1,0 mm. Niekedy pripomínajú obmedzením pôvodné výrastlice. Časté sú znaky magmatickej korózie. Všetky pozorované



Obr. 1. Situačný náčrt lokality s výskytom vulkanoklastického materiálu pri Vítkovciach v pohorí Galmus.

kryštaloklasty živcov sú intenzívne sericitizované (stupeň premeny: 60—80 %, hmoty jedince). Len u niektorých zŕn bolo možné pozorovať pôvodný lamelárny charakter; bázicita pre značný stupeň premeny sa nedá spoľahlivo stanoviť. Živce predstavujú 10—25 % celkovej hmoty lamín.

Vulkanické sklo predstavuje jemný popolovitý agregát, max. 15 % celkovej hmoty lamín. Koncentrácia skla je v jednotlivých lamínach rôzna, miestami totálna neprítomnosť, inde značná koncentrácia vo forme mikrolamín. Niekde ako súčasť základnej hmoty uzatvára v sebe kryštaloklasty, a napokon ako veľmi jemný rozptýlený agregát v prostredí prevažne ílovito-sericitickej, alebo slienitej povahy. Sklo je hnedasté, svetlozelenkavé alebo bezfarebné.

Vedľa spomenutých minerálov sa v lamínach s vulkanoklastickým materiálom zistili: zirkón (obsah 0,5—0,7 % z hmoty lamín), apatit (0,2—0,3 %), limonit a limonitizovaný pyrit (spolu max. 3 %).

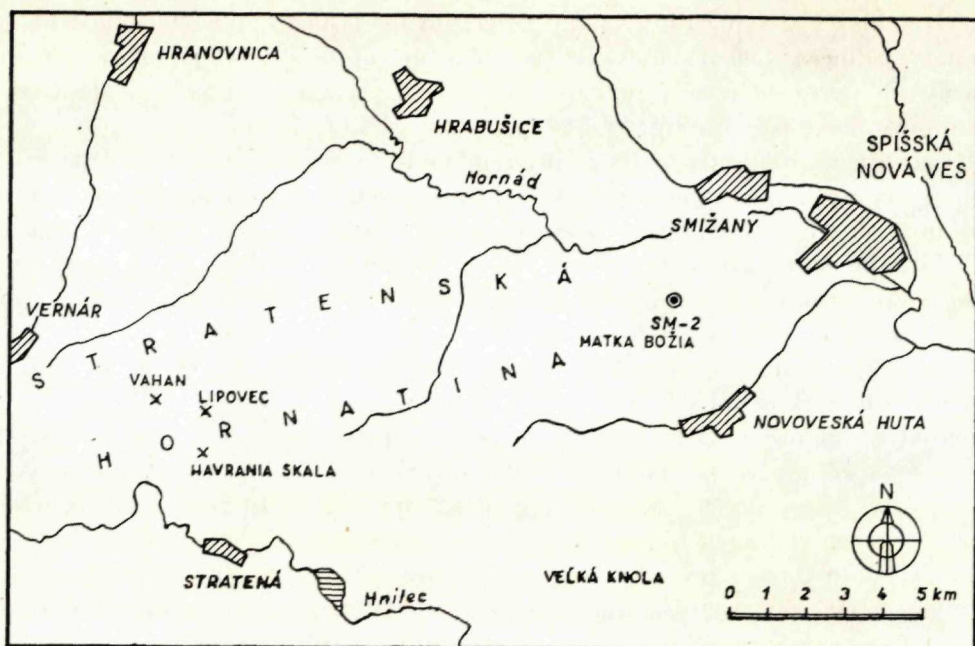
Zistená koncentrácia materiálu vulkanického pôvodu (max. 50 % celkovej hmoty) v jednotlivých lamínach uprostred ílovito-sericitických a slienitých bridličnatých sedimentov, ako aj hrúbka zrna a celkový petrografický charakter lamín hovorí pre názov *tufitický ílovec*. V tých vzorkách, kde obsah vulkanoklastického materiálu je menší ako 10 % celkovej hmoty, ide o ílovito-sericitické, inde slienité bridlice s prímiesou vulkanického materiálu.

Stratenská hornatina

Štruktúrny vrt SM-2 (Maheľ et kol. 1968) J od obce Smižany v okrajovej časti severogemeridného mezozoika prevrtal kvartér (0—6 m), paleogén (6—41 m), werfen, reprezentovaný evaporitovou fáciou (41—1 006 m); uprostred nej bola navrtaná v hĺbke 232—449 m tektonická šupina karbonátov vrchného a hlbšie stredného triasu. Spodnú časť vrtného profilu (1 006 až 1 902,8 m) reprezentujú sedimenty permu s produktami kremenno-porfýrového vulkanizmu. Svoju pozornosť sme obrátili na svetlošedé až šedobiele vápence (prevrtané v hĺbke 353,1—387,0 m) a tmavošedé masívne vápence (prevrtané v hĺbke 387,0—420,0 m) s 3 polohami šedých, šedobielych a pletovošedých ílovito-sericitických a slienitých sedimentov s laminami vulkanoklastického materiálu.

V hĺbke 356,0—356,6 m bola prevrtaná uprostred svetlošedých až šedobielych masívnych vápencov stredného triasu poloha *ílovito-sericitických až slienitých sedimentov s vulkanoklastickým materiálom*. Tento materiál tvorí laminy 1—8 mm hrubé, alebo je rozptýlený (max. 15 %) v základnej hmote.

Laminy tvoria kryštaloklasty kremeňa (max. 40 % celkovej hmoty lamín), živce (7—10 %) a vulkanické sklo (3—8 %), ďalej ílovitosericitický agregát (30—40 %) s nízkym percentom karbonátov (max. 10 %); rudné minerály: pyrit, hematit, limonit (spolu max. 5 %), z akcesórií zirkón (0,7—1,0 %).



Obr. 2. Situačný náčrt štruktúr. vrtu SM-2 a výskytov vulkanoklastického materiálu v Stratsenskej hornatine (lok. Vahan, Lipovec).

Vulkanogénny materiál, rozptýlený v základnej hmote tvoria temer výlučne kryštaloklasty kremeňa a živcov.

Kremeň je úlomkovitého charakteru, obmedzenia typického pre kryštaloklasty vulkanického pôvodu. U 85 % zrn sa zistilo zhášanie priame, u 15 % zrn slabo undulózne, hlavne v okrajových, zbridličnatených partiách ílovito-sericitických a slienitých sedimentov. Vo výbrusoch z týchto miest pozorovať usmernenie základnej hmoty i kryštaloklastov, ojedinele tiež polámané a rozpukané zrná, vyhojené jemnozrnným ílovito-sericitickým agregátom. U kremeňa sa ďalej zistili nasledovné optické vlastnosti: jednoosový, charakter minerálu a zóny pozitívny; hrúbka zrna 0,1–0,8 mm, ojedinele až 1,2 mm.

Živce sú zastúpené plagioklami bázicity albit, kyslý oligoklas (zistené metódou symetrickej zóny). Ich obmedzenie je úlomkovité, ostrohranné, miestami s korozívnym reakčným lemom, alebo s korozívnymi zálivkami. Živce sú sericitizované (stupeň premeny: 10–40 % hmoty jednotlivých zrn u 50–60 % z pozorovaných kryštaloklastov živcov). Sericitizácia pozorovaná hlavne v okrajových partiách zrn a pozdĺž lamiel. Hrúbka zrna bežne 0,1 až 0,6 mm, ojedinele až 0,8 mm.

Vulkanické sklo má obvyklé optické vlastnosti, farbu svetlohnedú, hnedú

až čiernohnedú; je koncentrované do 0,5—3,0 mm hrubých lamín a rôznych šošovkovitých zhlukov (vo výbruse o ploche 0,5 × 1,5 mm až 1,0 × 5,0 mm max. 3,0 × 5,0 mm). Ojedinele sa zistilo jemne rozptýlené sklo vo forme drobných koncentrácií v ílovito-sericitickom sedimente. Vulkanické sklo v laminách, miestami v zhlukoch vo funkcii základnej hmoty uzatvára v sebe kryštaloklasty kremeňa a živcov. V blízkosti koncentrácií vulkanického skla sme identifikovali rudné minerály (pyrit, hematit, limonit) a zirkón.

Materiál obdobného charakteru je aj v intervale 396,8—397,2 m, kde uprostred tmavošedých vápencov bola navrátna poloha ílovito-sericitických sedimentov s laminami, budovanými vulkanoklastickým kremeňom, živcami, vulkanickým sklom, rudnými minerálmi a jemnozrnným sericit-ílovitým agregátom. V oboch prípadoch obsah vulkanoklastického materiálu činí max. 60 %. V súlade s celkovým petrografickým charakterom možno hovoriť o *ílovito-sericitických a slienitých sedimentoch s prímiesou vulkanogénneho materiálu*, alebo o *tufitických ílovcoch*, len lokálne o *ílovito-sericitických tufitoch*.

Odlíšnej petrografickej povahy je *vulkanoklastický materiál* z hĺbky 372,8 až 373,1 m. Uprostred svetlošedých masívnych vápencov sa zistila poloha so znakmi jemnej laminácie; tvorí ju (1) drobnozrnný slienitý, dobre bridličnatý sediment svetlošedej, šedobielej, pleťovošedej farby; (2) drobnozrnný psamitový až psamit-ílovitý sediment (zrornosť 0,08—1,2 mm), budovaný klastickým kremeňom (15 %), ílovitým sericit-chlorit-kremenným agregátom (10—50 %), karbonátmi (15—25 %) a litoklastami vulkanického pôvodu (0—40 %). Laminy sa striedajú nepravidelne, často vykliňujú i nasadzujú; sú 1—25 mm hrubé. Plochy laminácie sú ostré, lemované sericitom a chloritom.

Litoklasty boli pozorované izolovane uprostred základnej hmoty, ale tvoria i väčšie koncentrácie — zhluky uprostred základnej hmoty. Táto má v oboch prípadoch nasledovné zloženie: kremeň (25 %), sericit (30 %), chlorit (20 %), bližšie neurčené ílovité minerály (20 %), kalcit (5 %). Veľkosťou pripomínajú litoklasty, broky (0,5—3,0 mm). Obmedzenie je zväčša ostré, oválne, okrúhle a slzovité. Zriedkavo sú fragmenty polámané, alebo rozpukané a vyhojené kalcitom. Litoklasty tvorí vulkanické sklo hnedej, zelenkavej až žltozelenkavej farby a mliečnobiele živce. Štruktúra je vitroporfyrická, orientácia výrastlíc všesmerná, veľkosť 0,08—0,2 mm. Pomer zastúpenia vulkanického skla a výrastlíc je 7 : 3 až 17 : 3. V základnej sklovitej hmote boli pozorované drobné izometrické pseudomorfózy limonitu po bližšie neurčenom rudnom minerále. Z premien boli identifikované: sericitizácia živcov, chloritizácia základnej sklovitej hmoty.

Vulkanoklastický materiál podobného charakteru je známy v Stratenskej hornatine z oblasti Lipovca a Vahanu (viď situačný náčrt), na čo upozornil už Maheľ (l. c.). Ide o niekoľko polôh ílovito-sericitických a slienitých bridlič-

natých sedimentov (mocnosť 15—55 cm) uprostred svetlošedých strednotriaso-
sových vápencov.

* * *

Popísané výskyty vulkanoklastického materiálu zo severogemeridného mezozoika pravdepodobne nie sú jediné v tejto oblasti. Detailné štúdium vhodných profilov by mohlo prispieť k poznaniu charakteru a rozšírenia vulkanogénnych sedimentov. Zaujímavým poznatkom je zhodná povaha vulkanoklastického materiálu v strednom triase pohoria Galmus i v Straten-
skej hornatine. Ide zrejme o materiál zo spoločného zdroja, značne vzdialeného, čo dosvedčuje i charakter a veľkosť kryštaloklastov a fragmentov hornín. Dôležité sú poznatky Homolu (1951), Bystrického (1957) a Kuthana (1959) z juhogemeridného mezozoika. Posledný z nich opísal vulkanoklastický materiál, ktorého pôvod dáva do súladu s kremenno-porfýrovým až porfyrity-
vým vulkanizmom pohoria Bükk. Z petrografického charakteru, veku a roz-
šírenia vulkanogénneho materiálu v severogemeridnom mezozoiku vyplýva čiastočne zhodná povaha s výskytmi z juhogemeridného mezozoika (Bystric-
ký 1957; Kuthan 1959). Vzhľadom na to, že v mezozoiku Spišsko-gemerského
rudohoria nepoznáme v strednom triase vulkanické centrá s produkciou
kremenných porfýrov a porfyrítov, možno študované vulkanoklastické sedi-
menty dávať do genetického súvisu s vulkanizmom v pohorí Bükk v Maďar-
sku. Materiál bol pravdepodobne transportovaný vzdušnými prúdmi od J
k S a sedimentovaný vo vodnom prostredí, ako o tom svedčí charakter ulo-
ženia. Hojnosť rozšírenia v severogemeridnom mezozoiku (striedanie polôh
sedimentov so značným, resp. žiadnym obsahom materiálu vulkanogénneho
pôvodu) svedčí o pulzujúcom charaktere činnosti vulkanického centra.

Výskyty vulkanoklastického materiálu v mezozoiku gemeríd i v mezozoiku
jednotky Drienka pri Banskej Bystrici (Bystrický 1964; Slavkay 1964,
1965), v mezozoiku v podloží neovulkanitov v oblasti Banskej Štiavnice
(Vozár 1969) a z oblasti Muránskej plošiny (Zorkovský 1959) spresňujú
doterajšie poznatky o rozsahu, veku a charaktere vulkanických prejavov
v triase karpatskej geosynklinály. Prítomnosť podobných výskytov vulkano-
klastického materiálu nemožno vylúčiť ani v ostatnom mezozoiku Západných
Karpát (obalové a subtatridné série).

Lektoroval prof. dr. M. Maheľ

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Balogh K. — Pantó G., 1953: Mesozoikum severného Maďarska a prílehlých častí juhoslovenského krasu. Sborník ÚÚG, sv. XX., Praha. — [2] Biely A., 1967: Dielčia záverečná správa za r. 1961—1966 — Výskum mezozoika Galmusa. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [3] Bystrický J., 1957: Príspevok k poznaniu diplopór triasu gemeríd. Geol. sbor. VIII, 2, Bratislava. — [4] Bystrický J., 1964: Stratigrafia a vývin triasu série Drienka. Správy o geol. výsk. v r. 1963, Bratislava. — [5] Homola V., 1951: Stratigrafie a paleogeografie Juhoslovenského krasu. Sbor ÚÚG, sv. 18. Praha. — [6] Illés V., 1904: Montangeologische Verhältnisse in d. westlichen Umgebung von Dobsina. Jahresbericht d. kgl. Ung. geol. Reichsanst. für 1902, Budapest. — [7] Kamenický J., 1950: Bázické eruptíva sp. triasu v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sborník, I, 1, Bratislava. — [8] Kamenický J., 1951: O hadci pri Dankovej. Geol. sborník, II, 1, Bratislava. — [9] Kamenický J. — Ďurovič S., 1955: Niekoľko poznámok k nálezu novej minerálnej paragenézy v gemeridných serpentinitoch. Geol. sborník, VI, 3—4, Bratislava. — [10] Kamenický J., 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. GP, Zoš. 45, Bratislava. — [11] Kantor J., 1955: Diabázy juhoslovenského mezozoika. GP, Zoš. 41, Bratislava. — [12] Kantor J., 1956: Serpentinity južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. GP, Správy 6, Bratislava. — [13] Kordiuk B., 1941: Über das Alter der slowakischen Serpentine. Zentralblatt für Min., Geol. und Pal. Abt. B. Stuttgart. — [14] Kuthan M., 1959: Stopy vulkanickej činnosti v strednom triase slovenského krasu. Geol. práce, Zoš. 56, Bratislava. — [15] Maheľ M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geol. práce, Zoš. 48a, Bratislava. — [16] Maheľ M. a kol., 1968: Výskum hornín prevrtaných štruktúrnym vrtom SM-2 (lokalita Smižany). Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [17] Rakusz G., 1924: Über den Serpentin von Dobschau. Földt. közlöny LIII. Budapest. — [18] Rozložník P., 1914: Geologische Notizen über Dobsina. Jahrb. d. ung. geol. RA für 1913. Budapest. — [19] Rozložník P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobsina. Geol. hung. ser. geol. 5. Budapest. — [20] Schöenberg R., 1948: Geologische Untersuchungen am Nordwestrand des Zips-gömörer Erzgebirges (Karpathen). Ztsch. d. d. geol. Ges. 98, Stuttgart. — [21] Slavkay M., 1964: Petrografia vulkanických a niektorých sedimentárnych hornín spodného triasu. Spr. o geol. výsk. v r. 1963, Bratislava. — [22] Slavkay M., 1965: Vulkanogénne horniny mezozoika na okolí Ponfk. Čas. pro min. a geol. r. 10/3, Praha. — [23] Vozár J., 1968: Der perm—mesozoische Vulkanismus in den Westkarpaten und Ostalpen. Geol. práce. Spr. 44—45, Bratislava. — [24] Vozár J., 1969: Vulkanoklastický materiál v mezozoiku v podloží neovulkanitov južne od Banskej Štiavnice. Geol. pr., Spr. 48, Bratislava. — [25] Zorkovský V., 1959: Správa o petr.-chemickom štúdiu melafýrov, vystupujúcich vo werfene severne od Švermova (býv. Telgart). Geol. práce, Spr. 16, Bratislava. — [26] Zorkovský V., 1959: Správa o petrograf.-chemickom štúdiu tzv. „melafýrov“ vo werfene v okolí V. Stožky na Z okraji Muránskej plošiny. GP, Spr. 16, Bratislava.

**DAS VULKANOKLASTISCHE MATERIAL IN DER MITTELTRIAS
DES NORDGEMERIDEN MESOZOIKUMS**

Das nordgemeride Mesozoikum im Gebirge Galmus und Stratenská hornatina in der Ostslowakei haben in der letzten Zeit M. Maheľ (1953—1957 — Stratenská hornatina) und A. Biely (1961—1967 — Galmus) studiert. Beide Forscher haben in ihren publizierten Studien das mögliche Vorkommen des vulkanoklastischen Materials in den Ablagerungen der Mitteltrias der erwähnten Gebirgsmassen angenommen. In den letzten zwei Jahren knüpfte der Autor dieses Artikels an diese Studien an und untersuchte einige Lokalitäten, auf welche bereits Maheľ aufmerksam gemacht hatte (Vahan und Lipovec im Gebirge Stratenská vrchovina; nahe Vitkovce im Galmus). Daneben hat man das vulkanoklastische Material auch in den mitteltriassischen Karbonaten in der Bohrung SM-2 (Teufe 353,1—420,0 m) finden können.

Auf allen diesen Fundorten (incl. Bohrung SM-2) wird das vulkanische Material in den 1—25 mm dicken Laminen, oder in unregelmässigen Anhäufungen inmitten der tonig-sericitischen, oder mergeligen, vorwiegend schieferigen Ablagerungen konzentriert. Im vulkanischen Material befinden sich Kristalloklasten vom Quarz und Plagioklas (Albit-Oligoklas) mit typischer Korosion am Rande, wie auch feine Aggregate des vulkanischen Glases in verschiedener Konzentration. Im Bohrmaterial der Bohrung SM-2 sind auch Lithoklastlaminen zu finden, die an 0,5—3,0 mm grosse Bröcke erinnern. Ihre Grundmasse ist glaserig mit Einsprenglingen der stark sericitisierten Plagioklase. An das vulkanische Material bindet sich eine erhöhte Konzentration der Erzminerale (Pyrit, Haematit), die intensiv limonitisiert sind.

Der Anteil des vulkanischen Materials in den untersuchten Proben schwankt zwischen 10 bis 30 %, sehr selten auch bis 60 %. Das Gestein kann als tuffitisches Tonstein bis tonigsericitischer Tuffit bezeichnet werden.

Die Vorkommen des vulkanoklastischen Materials im untersuchten Gebiet des nordgemeriden Mesozoikum hängen offensichtlich mit den mitteltriassischen vulkanischen Eruptionen des Bükk-Gebirges in Nordungarn zusammen. Es ist anzunehmen, dass das Material auf grosse Entfernungen im Luftwege von Süden her nach Norden transportiert wurde und in ein subaquales Milieu der Karbonatfazies sedimentierte. Die studierten Vorkommen liefern die ersten Beweise über die Anwesenheit des vulkanoklastischen Materials in der Mitteltrias des nordgemeriden Mesozoikums und ergänzen damit unsere bisherigen Kenntnisse über die vulkanische Tätigkeit in der westkarpatischen alpinen Geosynklinale.

*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*

JAROSLAV LEXA

STUPEŇ ŠTRUKTÚRNEJ USPORIADANOSTI A ZONÁLNOSŤ PLAGIOKLASOV ŠTIAVNICKÉHO GRANODIORITU A ICH PETROLOGICKÁ INTERPRETÁCIA

Abstrakt: Na základe štúdia stupňa štruktúrnej usporiadanosti plagioklasov a zonálnosti v korelácii s vývojom ostatných minerálov, sa dochádza k záveru, že granodiorit po etape hlbinej kryštalizácie intrudoval do podpo-
vrchových úrovní, kde utuhol.

Diskusia o pozícii intrúzie granodioritu v oblasti Banskej Štiavnice vy-
ústila v posledných rokoch do troch protichodných názorov. Rozložník
(1966) považuje granodiorit za mezozonálnu intrúziu (v zmysle Budding-
tona, 1959) formy batolitu, laramského veku. Štohl (1967) navrhuje pre
granodiorit koncepciu intraformačného lakolitu, intrudujúceho do zóny
inhomogenity medzi jadrovou žulou a plášťom kryštalicých bridlic. Preberá
názor o laramskom veku intrúzie. Ďuratný — Fusán — Kuthan — Plan-
čár — Zbořil (1968) považujú granodiorit za apikálnu časť rozsiahleho telesa
granitoidného zloženia v hĺbke 4—5 km, o ktorom predpokladajú, že je
zdrojom neogénneho subsekventného vulkanizmu. Burian — Konečný —
Krist — Lexa (1968) na základe geologických faktov nestotožňujú sa s ná-
zorom Rozložníka (1966) o mezozonálnej intrúzii a kladú ho do podpovrcho-
vých úrovní bez zaujatia stanoviska k veku intrúzie.

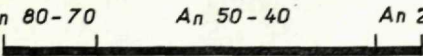






Petrografická charakteristika granodioritu

Štiavnický granodiorit je hrubozrnná hornina sivej farby. Štruktúra je
hypidiomorfnie zrnitá, v okrajových častiach telesa s porfyrickým charakte-
rom, lokálne až s prechodom do granodioritového porfyritu (Šalát 1954;
Rozložník 1966). Podstatnými zložkami sú: plagioklas, ortoklas, kremeň,
amfibol a biotit; z akcesórií sú prítomné: pyroxén, magnetit, apatit, zirkón.
Šalát uvádza tiež titanit, granát a turmalín. Priemerné zloženie podľa neho je

nasledovné: 38,8 % plagioklas, 19,3 % ortoklas, 18,7 % kremeň, 12,9 % amfibol, 8,2 % biotit a 2,1 % akcesórie.

Plagioklas tvorí idiomorfne tabulkovité zrná (0,5–5 mm), bez hojnejších uzavrenín. Od okraja býva často resorbovaný. Je silne zonálny, s bázicitou medzi An 60 – An 20 (pozri bližšie stať o zonálnosti). V jednom prípade sa v centre plagioklasu našiel relikv bytownitu An 80. Časté je albitové, karlovarské a periklinové zdvojčatenie. V okrajových častiach uzatvára plagioklas niekedy amfibol a biotit. U porfyrických typov okrajový lem uzatvára drobný hypidiomorfny kremeň.

Ortoklas tvorí alotriomorfne zrná (0,5–2 mm), často vzájomne prerastajúce s kremeňom. Šalát (1954) opisuje mikropegmatitické zrasty. V niektorých častiach telesa tvorí veľké (až 1 cm) poikilitické zrná, pravdepodobne súčasťou metasomatického pôvodu. Podľa určenia $2V_x = 40-50^\circ$ a uhlu $y_{\perp 001} = 5$ až 6° obsahuje ortoklas malé množstvo albitovej zložky a predstavuje stredne usporiadaný typ.

MINERÁL	MAGMATICKÉ ŠTÁDIUM*	PEGMATIT. ŠTÁDIUM
PLAGIOKLAS	An 80-70 An 50-40 An 20 	
ORTOKLAS		
KREMEŇ		
AMFIBOL	? 	
BIOTIT	? 	
PYROXÉN	 ?	
AKCESORICKÉ MINERÁLY	 ?	

Text obr. 1. Sukcesia minerálov granodioritu.

MINERÁL	MAGMATICKÉ ŠTÁDIUM		PEGMATIT. ŠTÁDIUM
	VYRASTLICE	ZÁKLAD. HMOTA	
PLAGIOKLAS	? A_n 50 - 40	A_n 20	
ORTOKLAS			
KREMEŇ I			
KREMEŇ II			
AMFIBOL	?		
BIOTIT	?		
AKCESORICKÉ MINERÁLY			

Text obr. 2. Sukcesia minerálov granodioritového porfyritu.

Ortoklas zreteľne vyplňuje medzery medzi prv vykryštalizovanými minerálmi, pričom zasahuje i do priestorov vzniklých resorpciou v predchádzajúcom štádiu. V porfyrickom type poikiliticky uzatvára tiež drobný hypidiomorfný kremeň.

Kremeň tvorí alotriomorfné zrná (0,5 až 2 mm), často vzájomne prerastajúce s ortoklasom, zriedkavo aj veľké poikilitické zrná podobne ako ortoklas. Vyplňuje tiež priestory po resorpcii preexistujúcich minerálov. V porfyrickom type granodioritu je prítomný aj drobný hypidiomorfný kremeň veľkosti približne 0,1 mm. Vzájomne prerastá alebo je uzatváraný okrajovým lemom plagioklasov a poikiliticky uzatváraný ortoklasom. Rozložník (1966) uvádza i korodovaný kremeň.

Amfibol tvorí idiomorfné stĺpčekovité zrná (0,5–3 mm). Podľa hodnôt $2V_x = 70^\circ$, $Z/c = 15^\circ$ a $O_1/c = 40^\circ$ ide o obecný amfibol s 40 % Mg-zložky. Pleochroizmus je pre X slamovo žltý, pre Y a Z zelený. Zrná sú od okrajov

silne korodované. Amfibolu zatvára drobné plagioklasy, magnetit, apatit a zirkón. S biotitom vzájomne prerastá.

Biotit tvorí idiomorfne tabuľkovité zrná veľkosti 0,5–3 mm. Pleochroizmus je pre X slamovo žltý, pre Y a Z tmavohnedý. Uhol zhášania $X/c = 3-4^\circ$. Zrná sú od okrajov a pozdĺž štiepných trhlín silne korodované. Uzatvára plagioklas, magnetit, apatit a zirkón. S amfibolom vzájomne prerastá; zriedkavo ho i uzatvára.

Pyroxén spomína Šalát (1954) vo forme reliktu uzavretého v amfibole, ktorý ho nahradzuje.

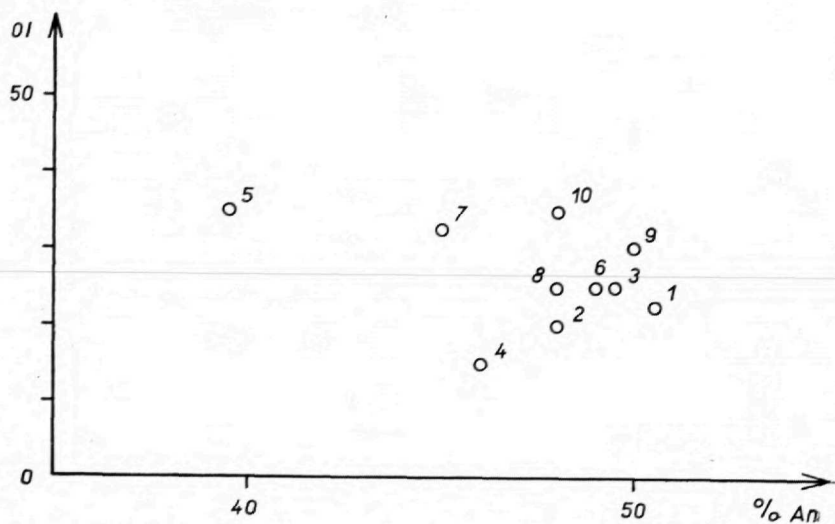
Akcesorické minerály tvoria drobné (0,05–0,2 mm) idiomorfne zrnká uzavreté v plagioklasoch, amfibole a biotite.

Sukcesia minerálov, stanovená na základe ich štrukturálnych vzťahov je na obr. 1 a 2.

Štiavnický granodiorit postgeneticky podľahol intenzívnej hydrotermálnej premene. Jej charakter je daný asociáciou sekundárnych minerálov: chlorit, epidot, sericit, albit, ádulár, kremeň, kalcit a pyrit.

Stupeň štrukturnej usporiadanosti plagioklasov

Merania sa robili metódou Nobleho (1965) a zónovou metódou v karlovarsky zrastených zrnách. Z každého výbrusu boli zmerané štyri zrná obidvoma metódami a z výsledkov urobený priemer. Takto získané hodnoty sú vynesené na grafe (obr. 3), z ktorého je zrejmé, že plagioklasy štiavnického granodioritu sú vysokoteplotného až prechodného typu (stupeň štrukturneho usporiadania $OI = 15-35$). V zmysle Leavitta–Slemmonsa (1962), Christieho (1962), Tuttleho–Bowena (1950) a Tuttleho–Keitha (1954) môže sa takýto plagioklas vyskytovať len v horninách kryštalizujúcich za vysokých teplôt (podľa Christieho 850–900 °C), pri následnom rýchlom chladnutí. Leavitt–Slemmons (1962) analyzovali plagioklasy White Mountain magmatickej série a zistili, že veľkosť zmeny štrukturneho stavu plagioklasov pri chladnutí je úmerná dobe chladnutia. Pretože plagioklasy štiavnického granodioritu vykazujú menšiu, v krajnom prípade rovnakú zmenu štrukturneho stavu (okolo 30 %), doba ich chladnutia bude rovnaká prípadne kratšia. Ak teda magmatická séria White Mountain sa považuje za podpovrchovú [podľa Buddingtona (1959) za epizonálnu], musíme za takú považovať i intrúziu štiavnického granodioritu. Tuttle–Keith (1954) vylučujú možnosť, žeby vysokoteplotný alebo prechodný typ plagioklasu mohol existovať v intrúziách utuhnutých v mezozonálnych alebo hlbších podmienkach. Eisinger–Swinderman–Slemmons (1962) udávajú pre takéto intrúzie hodnotu $OI = 71-97$.



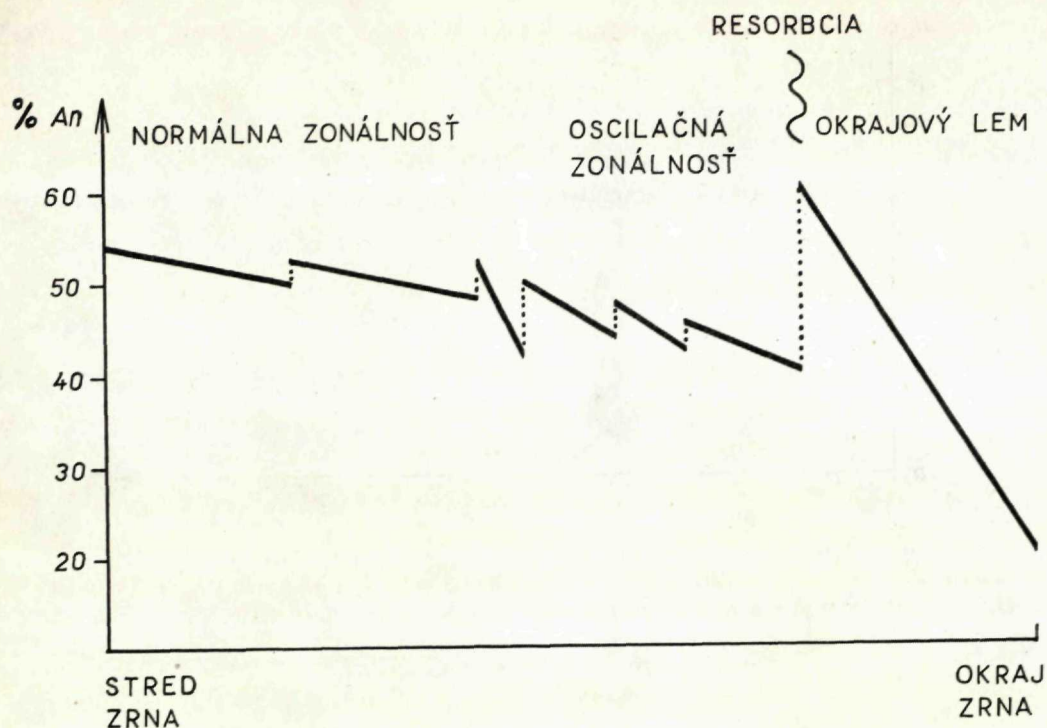
Text obr. 3. Bázicita a stupeň štruktúrneho usporiadania (OI) plagioklasov granodioritu. 1 – vrt VŠ-8 hl. 657,3 m; 2 – hĺbka 644,0 m, 3 – hĺbka 639,4 m, 4 – hĺbka 632,5 m; 5 – vrt VŠ-5 hĺbka 436,6 m, 6 – vrt KOV-39 hĺbka 1 291 m, 7 – hĺbka 1 311 m, 8 – V-1155 študijný materiál odd. neovulkanitov GÚDŠ; 9 – vrt VŠ-5 hĺbka 452,0 m, 10 – vrt VŠ-1 hĺbka 434,5 m.

Na základe prítomnosti vysokoteplotných až prechodných plagioklasov v štiavnickom granodiorite môžeme teda predpokladať, že tento po etape hlbinej kryštalizácie za minimálnych teplôt 850–900 °C intrudoval do „chladného“ prostredia, nevyhnutného pre rýchly pokles teploty magmy, a tým aj pre uchovanie nízkeho stupňa štruktúrneho usporiadania plagioklasov. Takéto „chladné“ prostredie možno spojiť jedine s podpovrchovou úrovňou – epizonálnou (v zmysle Buddingtona 1959). Na intrúziu do chladného prostredia poukazuje aj porfyrický vývin okrajových častí telesa, kde základnú hmotu v zmysle Turnera – Verhoogena (1951) treba interpretovať ako produkt kryštalizácie za podmienok podchladienia magmy. V zhode s takouto interpretáciou je i prítomnosť stredne usporiadaného typu K-živca.

Zonálnosť plagioklasov

V procese kryštalizácie plagioklasu môžeme zreteľne odlíšiť štyri etapy (pozri obr. 4):

(1) *Centrálna časť s vývojom normálnej zonálnosti.* Podľa Bowena (1913), Turnera – Verhoogena (1951), Wahlstroma (1950), Bartha (1952).



Text obr. 4. Příklad zonálnosti plagioklasu v granodiorite. Vrt VŠ-8 hl'бка 644,0 m.

a Wiebeho (1968) možno túto vysvetliť normálnym postupom kryštalizácie plagioklasov so vznikom chemickej nerovnováhy v dôsledku znemožnenia vzájomnej reakcie jadra kryštálu s magmou. Podľa Boona (1959) normálna zonálnosť tejto etapy je aspoň čiastočne odrazom relatívneho zvyšovania obsahu prchavých zložiek v procese kryštalizácie. V zhode s tým je i fakt, že nasledujúca etapa kryštalizácie prebieha za nasýtenia magmy prchavými zložkami (pozri ďalej).

(2) *Časť s vývojom oscilačnej zonálnosti.* V súlade s prácami Yodera — Stewart — Smitha (1957), Booneho (1959), Fennera (1950) a Wiebeho (1968) môžeme túto interpretovať ako kryštalizáciu za nasýtenia magmy prchavými zložkami, spojenú s ich periodickým uvoľňovaním. Nasvedčuje tomu i charakter oscilačnej zonálnosti, kde postupný prechod od bázickej do kyslej zóny indikuje postupné zvyšovanie obsahu prchavých zložiek v procese kryštalizácie a naopak prudký skok z kyslej do bázickej zóny je znakom náhleho zníženia ich obsahu, teda ich uvoľnenia. V súlade s touto interpretáciou oscilačnej zonálnosti je i fakt pozorovaný u dioritov asociujúcich s granodioritom, pri ktorých súčasne s objavením sa oscilačnej

zonálnosti býva pyroxén nahradzovaný amfibolom, čo je znakom nasýtenia magmy prechavými zložkami.

(3) *Resorpcia prv vykryštalizovaného plagioklasu.* V zmysle prác citovaných sub (2) indikuje táto veľké zníženie tlaku, vedúce k nestabilite prv vykryštalizovaných minerálov. Poukazuje na to i súčasná silná resorpcia amfibolu a biotitu, ktoré v dôsledku obsahu vody v kryštalickej mriežke sú stabilné len za vysokého tlaku. Podľa Boona (1959) a Wiebeho (1968) na zníženie tlaku, a teda i obsahu prechavých zložiek, poukazuje aj bezprostredne nasledujúca kryštalizácia bázickejšieho plagioklasu. Náhle značné zníženie tlaku možno interpretovať jedine ako intrúziu do vyšších úrovní. Toto je v zhode i s faktom, že u porfyrického typu po resorpcii výrastlíc kryštalizuje základná hmota, čo indikuje podchladenie v dôsledku intrúzie do „chladného“ prostredia — teda do vyšších, podpovrchových úrovní.

(4) *Okrajový lem plagioklasov.* Vance (1960) ho interpretuje ako rýchlu kryštalizáciu z magmy presýtenej prechavými zložkami za ich súčasného úniku, spojeného s rýchlym chladnutím (dôsledok predchádzajúceho veľkého zníženia tlaku spojeného s resorpciou). Turner—Verhoogen (1951) uvádzajú na základe experimentov, že okrajový lem plagioklasov môže byť tiež dôsledkom kryštalizácie z podchladenej magmy. K podobnému záveru dochádza aj Wiebe (1968). Tento názor je v zhode s faktom, že u porfyrického typu okrajový lem kryštalizoval súčasne so základnou hmotou.

Z analýzy zonálnosti plagioklasov štiavnického granodioritu dochádzame teda k zhodným záverom ako pri analýze stupňa štruktúrneho usporiadania plagioklasov, t. j., že granodiorit po etape hlbinej kryštalizácie, vedúcej k nasýteniu magmy prechavými zložkami, intrudoval do vyšších — podpovrchových úrovní, kde rýchlo chladol.

Záver

Štúdium stupňa štruktúrneho usporiadania a zonálnosti plagioklasov štiavnického granodioritu v korelácii so sukcesiou, vývojom a štruktúrami ostatných minerálov umožnilo stanoviť hĺbkovú úroveň konečného formovania telesa, ktorá je podpovrchová — epizonálna (v zmysle Buddingtona 1959). Prítomnosť vysokoteplotných plagioklasov vylučuje názor Rozložníka (1966) o mezozonálnom charaktere intrúzie a je v zhode s geologickými poznatkami Buriana—Konečného—Krista—Lexu (1968). Považujem za potrebné podotknúť, že etapa hlbinej kryštalizácie štiavnického granodioritu môže odpovedať úrovni rozsiahleho granitoidného telesa, interpretovaného na základe geofyzikálnych prác Ďuratným—Fusánom—Kuthanom—Plančárom—Zbořilom (1968) a považovaného za zdroj subsekventného vulkanizmu.

Záverom ďakujem prof. dr. M. Kuthanovi, doc. dr. F. Fediukovi a dr. V. Konečnému za láskavé prečítanie rukopisu a za cenné pripomienky, ako aj inž. J. Burianovi za poskytnutie materiálu z vrtovej.
Lektoroval doc. dr. F. Fediuk

LITERATÚRA

- [1] Barth T. F. W., 1952: Theoretical petrology. New York. — [2] Boone G. M., 1959: Significance of oscillatory zoning in alkali and plagioclase feldspars in granodiorite from Northern Maine (abstr.) Bull. geol. Soc. Am. vol. 70/12. — [3] Bowen N. L., 1913: The melting phenomena of plagioclase feldspars. Am. jour. sci. IV—35. — [4] Buddington A. F., 1959: Granite emplacement with special reference to North America. Bull. geol. Soc. Am. vol. 70/6. — [5] Burian J. — Konečný V. — Krist E. — Lexa J., 1968: Diorit-granodioritové intrúzie v oblasti Banskej Štiavnice in Burian J. a kol. — Záverečná správa „Regionálny ložiskový výskum neovulkanitov — oblasť Banská Štiavnica.“ Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] Ďuratný S. — Fusán O. — Kutšan M. — Plančár J. — Zbořil L., 1968: Relation of deep-seated structure to the development of subsequent volcanism in central Slovakia. Geol. práce, Správy 44—45, Bratislava. — [7] Eisinger V. J. — Swinderman J. N. — Slemmons D. B., 1962: Observation on order—disorder relations of natural plagioclase — II. Norsk. geol. Tidsskr. vol. 42/2. — [8] Fenner C. N., 1950: Chemical kinetics of the Katmai eruption. Am. jour. sci. vol. 248. — [9] Christie O. H. J., 1962: Observations on natural feldspars: randomly disordered structures and a preliminary suggestion to a plagioclase thermometer. Norsk. geol. Tidsskr. vol. 42/2. — [10] Leavitt F. G. — Slemmons D. B., 1962: Observation on order—disorder relations of the natural plagioclase. — IV. Norsk. geol. Tidsskr. v. 42/2. — [11] Noble D. C., 1965: Determination of the composition and structural state of plagioclase with five-axis universal stage. Am. min. vol. 50/3. — [12] Rozložník L., 1966: Výskum hornín štiavnického ostrova — časť stratigrafia, tektonika a metamorfóza. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [13] Šalát J., 1954: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín v oblasti Hodruša — Vyhne. Geol. práce, Zoš. 39, Bratislava. — [14] Štohl J., 1968: Výskum centrálnej časti ložiska Banská Štiavnica so stavom k 8. 1967. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [15] Turner F. J. — Verhoogen J., 1951: Igneous and metamorphic petrology. New York. — [16] Tuttle O. F. — Bowen N. L., 1950: High-temperature albite and contiguous feldspars. Jour. geol. vol. 58/5. — [17] Tuttle O. F. — Keith M. L., 1954: The granite problem: evidence from the quartz and feldspars of a tertiary granite. Geol. mag. v. 91/1. — [18] Vance J. A., 1960: Origin of zoning in some igneous plagioclases (abstr.) Bull. geol. Soc. Am. vol. 71/12. — [19] Wahlstrom E. E., 1950: The practical igneous petrology. New York. — [20] Wiebe R. A., 1968: Plagioclase stratigraphy: A record of magmatic conditions and events in a granite stock. Am. jour. sci. vol. 266/8. — [21] Yoder H. S. — Stewart D. B. — Smith J. R., 1957: Ternary feldspars. Carn. Inst. Wash. Yearb. 56.

Vysvetlivky k tabuľkám XI—XIV

Tab. XI

Obr. 1. Zonálny plagioklas v granodiorite. Centrálna časť s normálnou zonálnosťou vykazuje len malé zmeny chemizmu. Okolo (páskovanie) je časť s oscilačnou zonálnosťou. Okrajový lem (svetlý) je v neskoršom štádiu kryštalizácie resorbovaný. Plagioklas je albiticky a karlovarsky zdvojitý. Zväčšenie 61×, skrížené nikoly. Lok.: Banská Štiavnica, vrt KOV-39 1311 m.

Obr. 2. Zonálny plagioklas v granodiorite. Okolo centra s normálnou zonálnosťou je časť s oscilačnou zonálnosťou. Okrajový lem (svetlý) je v záverečnej fáze kryštalizácie resorbovaný. Uvoľnené miesto zaberá kremeň a ortoklas. Zväčšenie $61\times$, skrížené nikoly. Lok.: Banská Štiavnica, vrt KOV-39 1311 m.

Tab. XII

Obr. 1. Zonálny plagioklas v granodioritovom porfyrite. Laločnatá hranica medzi centrom kryštálu a okrajovým lemom s uzavretým drobným kremeňom je odrazom resorbcie pred kryštalizáciou okrajového lemu. Na zónu resorbcie je viazané zvýšené množstvo uzavrenín v plagioklase. Zväčšenie $152\times$, skrížené nikoly. Lok.: Banská Štiavnica, vrt VŠ-8 644,0 m.

Obr. 2. Zonálny plagioklas v granodioritovom porfyrite. Výrazná je resorpcia minerálu pred kryštalizáciou okrajového lemu prejavujúca sa laločnatou hranicou a zaoblením povrchu. Plagioklas je zdvojitý podľa albitového a periklínového zákona. Vľavo dole je ortoklas uzatvárajúci drobný kremeň. Zväčšenie $94\times$, skrížené nikoly. Lok.: Banská Štiavnica, vrt VŠ-8 644,0 m.

Tab. XIII

Obr. 1. Detail štruktúry granodioritového porfyritu. V okrajovom leme plagioklasov je uzatváraný drobný hipidiomorfný kremeň základnej hmoty. Zväčšenie $94\times$, skrížené nikoly. Lok.: Banská Štiavnica, vrt VŠ-8 644,0 m.

Obr. 2. Detail štruktúry granodioritu. Veľké poikilitické zrno ortoklasu uzatvára idiomorfné plagioklasy a amfiboly. Zväčšenie $23\times$, skrížené nikoly. Lok.: Banská Štiavnica, vrt VŠ-5 452,0 m.

Tab. XIV

Obr. 1. Detail štruktúry granodioritu. Resorbovaný amfibol. Uvoľnené priestory sú vyplnené kremeňom a ortoklasom. Zväčšenie $61\times$, skrížené nikoly. Lok.: Banská Štiavnica, vrt KOV-39 1291 m.

Obr. 2. Detail štruktúry granodioritu. Resorbovaný biotit sčasti chloritizovaný. Okolo kremeňa a ortoklasu. V biotite sú uzavreté premenené plagioklasy. Zväčšenie $61\times$, skrížené nikoly. Lok.: Banská Štiavnica, vrt KOV-39 1291 m.

JAROSLAV LEXA

STRUCTURAL STATE AND ZONING OF PLAGIOCLASES FROM THE ŠTIAVNICA GRANODIORITE AND THEIR PETROLOGICAL INTERPRETATION

There are two opinions about the depth of formation of Štiavnica granodiorite. Rozložník (1966) gives the conception of mesozonal intrusion with batholithic form. Štohl (1967), Ďuratný – Fusán – Kuthan – Plančár – Zbořil (1968) and Burian – Konečný – Krist – Lexa (1968) consider, that the body is subsurface – epizonal in the sense of Buddington (1959).

To solve the problem I have studied plagioclases, especially their structural state and zoning. Plagioclases of Štiavnica granodiorite are high-temperature to transitional with ordering index from 15 to 35 (text. fig. 3). In the sense of Leavitt & Slemmons (1962), Christie (1962), Tuttle & Bowen (1950) and Tuttle & Keith (1954) such plagioclases are present only in rocks, which have crystallised under high temperature and in the following stage are quickly chilled. Tuttle & Keith (1954) have eliminated the possibility of such plagioclase occurrence in mesozonal intrusions.

The quickly chilling of the granodiorite body may be explained only as a intrusion in the „cool“ rocks — this means as an intrusion in the subsurface level. This is in agreement with development of porphyritic textures in the marginal zone of the body, where the matrix according to Turner & Verhoogen (1951) indicates the undercooling of magma after the intrusion.

Zoning of plagioclases certify the fact of the intrusion in the subsurface level. Evidence of this is, according to Yoder—Stewart & Smith (1957), Vance (1960) and Wiebe (1968), intense resorption of plagioclases (also amphiboles and biotites) forerunning the crystallization of marginal zone of plagioclases crystallizing simultaneously with the matrix in porphyritic types. This marginal zone is, according to Turner & Verhoogen (1951) and Vance (1960), the evidence of rapid crystallization in the stage of undercooling associated with the supersaturation and escape of volatiles from the residual liquid.

According to the structural state and character of zoning in plagioclases of the Štiavnica granodiorite it is possible to contradict the opinion of Rozložník (1966) about the mesozonal character of intrusion and agree with the opinion, that this intrusion is subsurface — epizonal in the sense of Buddington (1959).

Explanation of the text fig. 1—4, and plates XI—XIV

Text fig. 1. Succession of minerals from granodiorite.

Text fig. 2. Succession of minerals from granodiorite porphyry.

Text fig. 3. Composition and ordering index (OI) of plagioclases from granodiorite.

Text fig. 4. Example of zoning in plagioclase from granodiorite.

Plate XI

Fig. 1 and 2. Zonal plagioclase in granodiorite. Central part with normal zoning is surrounded by oscillatory zoned region. The marginal zone is resolved partially in the latter stage of crystallization. Magnification $\times 61$, crossed nicols.

Plate XII

Fig. 1. Zonal plagioclase in granodiorite porphyry. Uneven surface of the inner part is the evidence of resorption before crystallization of the marginal zone. In the marginal zone, there are inclusions of hypidiomorphic quartz. Magnification $\times 152$, crossed nicols.
Fig. 2. Zonal plagioclase in granodiorite porphyry. Uneven and rounded outline of the inner part is the evidence of resorption before crystallization of the marginal zone. Magnification $\times 94$, crossed nicols.

Plate XIII

Fig. 1. Detail of texture of granodiorite porphyry. In the marginal zone of plagioclases there are included small grains of hypidiomorphic quartz from the matrix. Magnification $\times 94$, crossed nicols.

Fig. 2. Detail of texture of granodiorite. Poikilitic grain of orthoclase includes idiomorphic plagioclases and amphiboles. Magnification $\times 23$, crossed nicols.

Plate XIV

Fig. 1. Detail of texture of granodiorite. Corroded amphibole with the orthoclase and quartz. Magnification $\times 61$, crossed nicols.

Fig. 2. Detail of texture of granodiorite. Corroded biotite is replaced partially by chlorite. Around the biotite there are quartz and orthoclase. Inclusions are altered plagioclases. Magnification $\times 61$, crossed nicols.

RUDOLF KÚŠIK

JAROZIT Z OXIDAČNEJ ZÓNY KREMICKÝCH RUDNÝCH ŽÍL

Pri svojich petrograficko-mineralogických prácach na kremnických rudných žilách som venoval určitú pozornosť aj oxidačnej zóne. Pri laboratórnom štúdiu rôznych zemitých más a nátekových foriem som zistil, že jedným z najčastejšie sa vyskytujúcich minerálov je jarozit. Vyskytuje sa v rôznych asociáciách na Au—Ag i na Sb žilách, s oxidačnými produktami.

V ďalšom opísané vzorky jarozitu boli odobrané na týchto miestach:

Vzorka Kr-7a: Halda štólne Šturec. Hnedý, až okrovožltý práškový materiál rôznej zrnitosti, tvoriaci na kremeň povlaky. Materiál pripomína svojim vzhľadom limonit.

Vzorka Kr-4a: Halda štólne Šturec. Podobný materiál ako predchádzajúci, tvoriaci výplň dutín vzniklých buď neúplným vyplnením pukliny žilovinou, alebo vyluhovaním karbonátu.

Vzorku Kr-23a som odobral v štólne Václav-juh Sb, antimonitová žila I. Ide o žlté okry na antimonite.

Vzorka Kr-37a pochádza zo štólne Šturec 8,2 m od m. b. 18. Jarozit sa tu vyskytuje ako žltá zemitá masa na puklinách v propylitizovanom andezite s pyritom, pričom aj hornina je v blízkosti puklín sfarbovaná do žltá.

Vzorka Kr-38: Predstavuje nátekové tvary na strope chodieb vo vchode Ferdinand, 50 m na juh od štólne Ferdinand. Nachádza sa tu jarozitová kvapľová výzdoba. Kvaple dosahujú dĺžku až 8 cm, skladajú sa vo vnútri zo žltej masy, striedajúcej sa s koncentrickými vrstvičkami hnedých kôr.

Z priložených rtg. údajov vzorky Kr-7a (tab. 1) vyplýva, že jej zloženie je dosť komplikované. Podľa dôležitosti zastúpenia sú prítomné tieto komponenty: (1) jarozit; (2) kaolinit; (3) kremeň; (4) hydrogoethit. Nakoľko som konštatoval, že vzorka pripomína svojim vzhľadom limonit, prevapujúce je slabé zastúpenie hydrogoethitu. U druhej vzorky (Kr-4a) možno konštatovať chýbanie kaolinitu. Podstatný je kremeň, menej hydrogoethit a jarozit.

Keďže ide o oxidačné produkty, vzniklé na Hlavnej a Schrämen žile na Šturci, treba aj k ich zloženiu pristupovať z hľadiska pôvodného materiálu. Jarozity a limonity treba pokladať za produkt premeny pyritu.

Fe prítomné v podstatných množstvách predstavuje prítomný jarozit

Tabuľka 1

Kr-7a		Kr-4a		Jarozit		Kaolinit		Kremeň		Hydrogoethit	
Int.	d	Int.	d	Int.	d	Int.	d	Int.	d	Int.	d
3	7,12					10	7,14				
4	5,86			4	5,9						
2	5,64										
5	5,04			4	5,0						
5	4,21	3	4,23			4	4,36	5	4,24		
4	4,13	4	4,13			4	4,17			10	4,178
3	3,63			4	3,6			5	(3,68)		
4	3,54					10	3,57				
9	3,32	6	3,31	5	3,38			10	3,34		
7	3,09	3	3,09								
8	3,05	3	3,05	10	3,06						
		3	2,88	4	2,83						
2	2,53	3	2,56	6	2,52	4	2,559				
3	2,47					6	2,489				
3	2,44	4	2,43					5	2,45	10	2,450
2	2,42					4	2,378				
3	2,33					8	2,338				
4	2,28	3	2,27	8	2,27	6	2,291	5	2,280		
3	2,22	3	2,23					4	2,231		
3	2,12							5	2,123		
5	1,967			8	1,96	6	1,993	4	1,975		
3	1,818	3	1,807					9	1,813		
4	1,803	2	1,793	8	1,81						
		3	1,708								
4	1,536			6	1,532			9	1,539		

Pre osvetlenie zloženia dvoch diskutovaných vzoriek pripájam aj spektrálne analýzy.

	nad 1 %	1-0,1 %	0,1-0,01 %	0,01-0,001 %	Probl.
Kr-7a	Fe Si Al	Mg Ca	Ti K Mn	Ag As Ba Cu Ni Br Sr Ga Na Cu V Y	Co B Yb Sn
Kr-4a	Fe Si Al	Ca Mg Mn	As Ag Sb K Na Ti	Zr P Sb Zn Pb Zn Ba Sr Co Be Cu Cr Ni Pb Ga P Zr V Y	Sn B

a limonit. Si vchádza do zloženia kremeňa a kaolinitu. Al prichádza do úvahy v kaolinite, ktorý u vzorky Kr-4a nebol röntgenograficky zastihnutý. Katióny Ca, Mg a Mn prichádzajú do úvahy ako karbonáty. V ďalšej kolonke prítomné alkálie K, Na, boli asi podhodnotené. Draslík mohol byť tiež potlačený vplyvom vysokého obsahu Fe. Alkálie vchádzajú totiž do zloženia jarozitu, ktorý môže byť prítomný jednak ako káliumjarozit, jednak ako natrojarozit.

Z týchto oxidačných produktov som dal zhotoviť práškové nábrusy za účelom štúdia rudných minerálov. Išlo pritom o zistenie foriem, v akej sú prítomné katióny ako As, Ag, Sb a iné. V odrazenom svetle bol identifikovaný len limonit, ktorý je sivý a izotropný.

Jarozit som zastihol aj vo výbrusoch. Tak napríklad v premenenom andezite zo štôlne Šturec som našiel pekné pseudomorfozy jarozitu po idiomorfne obmedzených kryštáloch pyritu — pentagonálne dodekaédre, šesťboké prierezy. Okrem toho tvorí jarozit aj výplň pukliniek. Jarozit je veľmi jemnozrnný, žltý až hnedožltý. Vyznačuje sa vysokým dvojlomom. V koncentrovanej HCl sa pozvoľne rozpúšťa. V priehľadných nábrusoch som pozoroval, že jarozit sa mení na limonit a stáva sa potom opakným.

V takom prípade je v odrazenom svetle sivý, s odrazivosťou zodpovedajúcou limonitu. Vo výbruse z lok. Šturec-prepadisko som našiel jarozit ako výplň dutín, v ktorých tvorí drúzy adulár (tab. XV, obr. 2). V tomto prípade ide o *trachytizovaný andezit*, v ktorom je časť hmoty tvorená veľmi jemnozrnným až kryptokryštalickým materiálom, tvoreným adulárom a kremeňom. V tejto hmote sú utopené premenené porfyrické výrastlice i novotvary výrastlic

Tabuľka 2

Kr-23a		Jarozit		Kremeň		Ilit		Valentinit	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
2	5,94	4	5,9						
3	5,08	4	5,0						
4	4,44					8	4,47	6	4,44
5	4,23			5	4,24				
8	3,32	5	3,38	10	3,34	6	3,31		
4	3,09							10	3,08
4	3,07	10	3,06					4	2,07
3	2,69								
3	2,57					8	2,56		
4	2,54	6	2,52						
4	2,44			5	2,45			6	2,42
3	2,40					6	2,38		
5	2,26	8	2,27	5	2,280				
4	2,22					6	2,24		
3	2,20			4	2,231				
6	2,11			5	2,123				
5	1,966	8	1,96			6	1,98	4	2,10
4	1,897							4	1,983
3	1,816	8	1,81					7	1,910
6	1,804			9	1,813				
4	1,663			5	1,668			8	1,792
3	1,647					4	1,65		
4	1,623					6	1,64		
6	1,532	6	1,532	9	1,539				
4	1,488	8	1,502			8	1,50		1,509
3	1,441							7	
4	1,375			8	1,380				
6	1,366	7	1,327	9	1,372				
4	1,279					6	1,29		
4	1,246	7	1,244						
3	1,219								
3	1,191	5	1,190						
3	1,176							6	1,174

aduláru. Jarozit sa chová podobne ako limonit, zatláča porfyrické výrastlice, preniká po štiepných puklinách aduláru, tvorí šmuhy na žilkách a vyplňa dutiny, vzniklé na puklinách nedostatočným vyplnením adulárom a kremeňom. Jarozit je jemnozrnný až submikroskopicky zrnitý, hnedožltý až hnedý.

Ďalšia tabuľka 2 predstavuje vzorku Kr-23a. Keďže ide o výskyt jarozitu na žilke antimonitu, v asociácii s okrami Sb, zaujímavý je pôvod Fe a K, vchádzajúcich do zloženia jarozitu. Okrem jarozitu je význačne zastúpený kremeň, menej ilit, čo je prekvapujúce v porovnaní so vzorkou Kr-7a. Problematická je prítomnosť valentinitu.

V ďalšej vzorke Kr-37a rtg. hodnoty neuvádzam, lebo sa zhoduje s rtg. hodnotami vz. Kr-38b, ktoré uvádzam v ďalšom. Limonit i kremeň chýba. Pre zaujímavosť uvediem spektrálnu analýzu tejto vzorky.

	nad 1 %	1-0,1 %	0,1-0,01 %	0,01-0,001 %	Probl.
Kr-37a	Fe Si Al Mg K Ca Na		Ag Sr	As Mo Zr Cu V Ba Ge Mn Cr Ti Ti P Pb Zn	Sc B Y Sn Yb

Podstatné zastúpenie Fe a K nasvedčuje na prevahu jarozitu. Prítomnosť Na nad 1 % naznačuje, že je prítomný aj natrojarozit. Podľa Smirnova (1956) existujú izomorfné zmesi, ktoré obsahujú v dostatočných množstvách ako draslík, tak i sodík. Asociácia prvkov ostáva podobná ako u predchádzajúcich vzoriek, pristupuje Tl, typické pre antimonitovú periódu. Okrem toho pristupuje ešte Mo, Ge; treba však brať do úvahy, že predchádzajúce vzorky boli vybrané zo žilníkov, zo žilného materiálu, kým v tomto prípade ide o andezit. Faktom však je, že roztoky prúdiace v oxidačnej zóne a prenášajúce produkty rozkladu vylučujú možnosť čistých zástupcov prostredia, v ktorom sa oxidačné produkty vyskytujú. To znamená, že v dutinách žilníkov budú nielen produkty rozkladu žilného materiálu, podobne ako i na puklinách v andezite budú zastúpené aj katióny pochádzajúce z rozkladu žilných minerálov, predovšetkým pyritu.

Jarozit vzorky Kr-38 som vyseparoval na analýzu chemickú, spektrálnu, röntgenografickú a diferenciálne termickú. Okrem jarozitu som zistil prítomnosť sadrovca, ktorý ovplyvnil výsledky chemickej analýzy.

Chemická analýza vzorky Kr-38 (%)

Fe ₂ O ₃	45,42	CaO	1,94
SO ₃	31,08	H ₂ O ⁺	15,12
K ₂ O	3,58	H ₂ O ⁻	2,72
Na ₂ O	0,28	Súčet	100,14

Prekvapuje trochu vysoký obsah H₂O⁺ a nízky obsah K₂O.

Tabuľka 3

Kr-38b		Jarozit (Michejev 473)	
I	d	I	d
4	5,93	4	5,9
3	5,72		
8	5,05	4	5,0
4	3,63	4	3,6
3	3,33	5	3,38
8	3,09		
10	3,06	10	3,06
4	2,95	2	2,94
5	2,84	4	2,83
6	2,53	6	2,52
7	2,27	8	2,27
		2	2,16
8	1,965	8	1,96
3	1,926		
2	1,895		
8	1,814	8	1,81
2	1,763	2	1,76
2	1,731	2	1,70
2	1,708	2	1,65
		4	1,553
5	1,528	6	1,532
5	1,496	8	1,502
2	1,473	4	1,476
		2	1,372
3	1,332	7	1,327

Chemické zloženie jarozitu $K Fe_3^{+3} [(OH)_6(SO_4)_2]$ podľa Betehtina (1955) vyzerá takto:

$$K_2O = 9,4 \%, Fe_2O_3 = 47,9 \%, SO_3 = 31,9 \%, H_2O = 10,8 \%$$

Porovnaním obsahu alkálií možno konštatovať u vz. Kr-38 značne nižší obsah alkálií. Tento deficit alkálií konštatujú aj Jarkovský—Čičel (1959) u jarozitu z Banskej Belej a vysvetľujú ho tým, že voľné miesta a jedna (OH)⁻ skupina v štruktúre sú nahradzané molekulou H₂O. Ostatne, jarozity s deficitom alkálií sú vo svetovej literatúre dosť známe.

Pri spektrálnej analýze jarozitu značne sa zdajú byť nadhodnotené prvky ako Na, Mg, Al, Si.

	nad 1 %	1–01,0 %	0,1–0,01 %	0,01–0,001 %	Probl.
Kr-38b	Fe Si Al Sr K Ca Mg Na		Ag Mn La? Ti	As Mo Ce Cu Ba Ga P V Cr Yb Zr Ti Pb	Bi Y Sn

Röntgenografické dáta svedčia jednoznačne v prospech jarozitu. Charakteristickým rysom rtg. snímok jarozitu je dvojica veľmi silných línií medzi 3,05–3,09 kX, čím sa rtg. dáta líšia od tabuľkových hodnôt. Tieto odlišnosti môžu vyplývať zo spomínaných diferencií v zložení. Tiež prítomnosť sadrovca ovplyvnila objavenie sa línií pri 3,09 a 1,895 kX.

Zo vzorky Kr-38b bola robená aj DTA. Jej priebeh sa zhoduje s jarozitom Ivanovej (1961). Dvojitá endoterma pod 200 °C poukazuje na prítomnosť sadrovca. Exoterma pri 500 °C zodpovedá kryštalizácii Fe_2O_3 z amorfnej hmoty, ako uvádza Jarkovský—Čičel (1959). Túto exotermu ukazuje aj jarozit z Banskej Belej.

Spomínané kvaple sú tvorené striedajúcimi sa koncentrickými vrstvičkami žltých a hnedých farieb. Na vonkajšej hnedej kôre narastajú hnedé kryštálíky. Pôvodne som sa domnieval, či azda nejde o kryštálíky jarozitu. Tento pred-

Tabuľka 4

Kr-38a		Sadrovec Kremnica		Jarožit Kremnica	
I	d	I	d	I	d
7	7,60	4	7,55		
1	5,91			4	5,93
1	5,68			3	5,72
3	5,07			8	5,05
10	4,25	8	4,25		
4	3,77			4	3,63
		5	3,32	3	3,33
1	3,13	2	3,15		
3	3,09			8	3,09
8	3,04	5	3,04	10	3,06
				4	2,95
9	2,85	9	2,84	5	2,84
3	2,76	6	2,77		
8	2,66	7	2,66		
3	2,47	6	2,47	6	2,53
2	2,43	4	2,43		
		3	2,26	7	2,27
3	2,20	4	2,20		
		4	2,12		
5	2,07	4	2,07		
5	2,06	5	2,05		
2	2,03	4	2,03		
2	1,970	7	1,964	8	1,965
1	1,938	5	1,936	3	1,926
3	1,882				
3	1,864	4	1,862		
1	1,815			8	1,814
2	1,795	4	1,799		
1	1,784	5	1,780		
1	1,763	3	1,765	2	1,763
		3	1,670	2	1,708
		4	1,653		
3	1,610	5	1,610		

poklad sa ukázal nesprávnym, lebo po dôkladnejšom štúdiu pod lupou som objavil, že kryštáliky sú zväčša tabulkovité a ihličkovité, na povrchu sú sfarbované jarozitom.

Z rtg. dát vyplýva, že ide o zmes sadrovca a jarozitu. Hnedé sfarbenie niekedy mylí aj pri mikroskopickom štúdiu. V mikroskope vidieť, že niektoré kryštáliky sú číre, iné hnedé. V poslednom prípade ide o pigmentáciu jemne dispergovaným jarozitom. Sadrovec sa vyznačuje Ch_m^+ , uhol α/c som namerlal 39° . Kryštáliky sú nepatrne rozpustné v koncentrovanej HCl, roztok sa sfarbuje do žltá od prítomného železa z jarozitu.

K rtg. tabulke (č. 4) treba dodať, že použité zrovnávacie hodnoty sadrovca z Kremnice pochádzajú z bielych kryštálikov sadrovca, tvoriacich ihličky radiálne lúčovite usporiadané na kremeni. Vzorka bola vybraná na I. obzore, sledná na S, zásek 50. Podľa výsledkov prevažuje v diskutovanej vzorke sadrovec nad jarozitom.

Kvôli úplnosti dodávam aj spektrálnu analýzu zmesi sadrovca a jarozitu. Bude tu aspoň možné zrovnanie s čistým jarozitom.

	nad 1 %	1-0,1 %	0,1-0,01 %	0,01-0,001 %	Probl.
Kr-38a	Ca Al Fe Mg	Si	Mn Na	As Ag Ba Cu Sr Sb V K Pb Zn Ti	Bi Cr

Podstatné zastúpenie Ca potvrdzuje prevahu sadrovca nad jarozitom. Za Ca nasleduje Fe, k nemu prislúchajúce K pre jarozit sa nachádza až v kolonke 0,01-0,001 %, čo je podhodnotené, lebo podľa chemickej analýzy bolo stanovené $K_2O = 1,90$. Disproporcia môže byť spôsobená nepriaznivým vplyvom vysokého obsahu Ca v plazme elektrického oblúka, čo mohlo viesť k potlačeniu emisie K.

Celkove možno konštatovať chudobnejšie zastúpenie prvkov u tejto vzorky ako u čistého jarozitu. Pokiaľ ide o genézu jarozitu z Kremnice, možno prijať názor, že vzniká zo sulfátových roztokov, obsahujúcich trojmocné železo, čo je splnené u roztokov obohatených rozkladom pyritov z rôznych periód.

Lektorovala dr. E. Šamajová, CSc.

LITERATÚRA

- [1] Betehtin A. G., 1955: Mineralógia. Bratislava. — [2] Böhmer M., 1966: Ložiskové a paragenetické pomery zlatonosných žíl centrálnej časti kremnického rudného poľa. Acta geologica. Nr. 11, Bratislava. — [3] Ivanova V. P., 1961: Termogrammy mineralov. Zap. vses. min. obč., vyp. 1. — [4] Jarkovský J.—Čížel B., 1959: Jarozit z Banskej Belej. Geol. práce, Správy 15. — [5] Kúšik R., 1967: Kremnica Au-Ag. Petrograficko-mineralogická správa. Rukopis; Archív GS, Žilina. — [6] Kúšik R., 1968: Kremnica Sb. Záverečná správa petrograficko-mineralogická so stavom k 1. 9. 1968. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [7] Michejev V. I., 1957: Rentgenometričeskij opredelitel mineralov. Moskva. — [8] Smirnov S. S., 1956: Oxidační pásma sulfidických ložisek. Nakl. ČSAV, Praha. — [9] Strunz H., 1962: Mineralogische Tabellen. Moskva. Ruský preklad. — [10] Winchell A. N.—Winchell H., 1953: Elements of Optical Mineralogy. Moskva. Ruský preklad.

BELO ZORKOVSKÝ—VENDELÍN RADZO

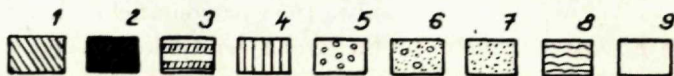
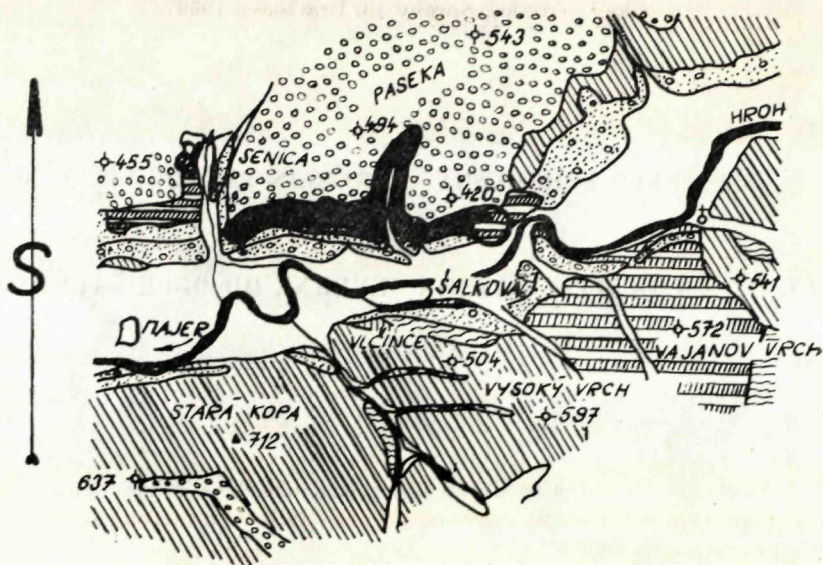
PREHNIT Z LOKALITY PASEKA SEVERNE OD OBCE ŠÁLKOVÁ

Abstrakt. Práca podáva výsledky geochemického a mineralogického štúdia prehnitu z lokality Paseka severne od obce Šalková a udáva základné identifikačné hodnoty minerálu.

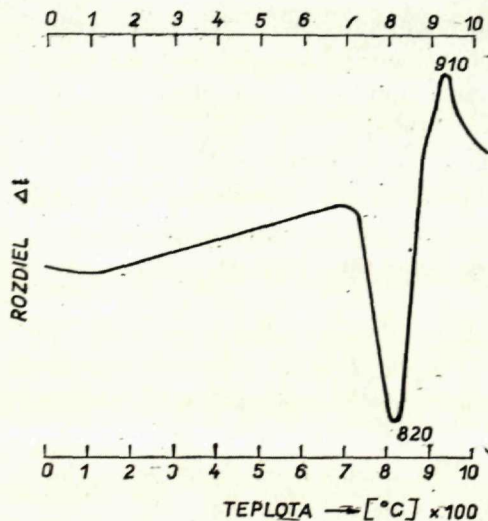
Jeden z nás (B. Zorkovský) popísal r. 1958 petrograficko-chemickú povahu melafýrových hornín z pravého brehu Hrona asi 1,5 km SV od obce Šalková na lokalite „Paseka“ (obr. 1), kde už makroskopicky možno rozlíšiť tri základné variety: (1) makroskopicky celistvé; (2) mandľovce s makroskopicky viditeľnými mandľami a (3) tufty. Pravda, medzi varietami 1 a 2 existujú prechody. Pri mikroskopickom štúdiu melafýrov mandľovcových variet sme zistili, že mandle niektorých vzoriek sú vyplnené prehnitom. Pretože prehnity z výplne mandlí v melafýrových horninách Západných Karpát zatiaľ neboli popísané, v predložennom príspevku chceli by sme bližšie objasniť fyzikálno-chemickú povahu prehnitu vo výplni dutiniek mandľovcovej variety melafýrov zo spomenutej lokality (porov. Zorkovský 1958).

Horniny mandľovcovej variety sú tmavé, tmavočervené až tmavofialové, s množstvom mandlí rôzneho tvaru a veľkosti a jasne viditeľných už voľným okom. Najčastejšie bývajú guľaté alebo pretiahnuté v podobe nepravidelných tvarov. Na ich výplni zúčastňujú sa rozličné minerály: chlority, kalcit, chalcedón a prehnit.

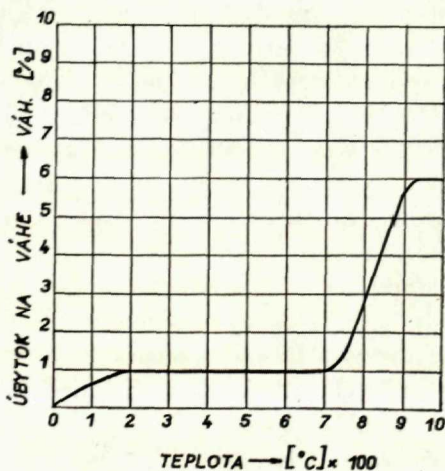
Mandle s prehnitovou výplňou bývajú 1–2 cm veľké, špinavobiele, niekedy so zelenkavým alebo hnedým nádychom. Prehnit pod mikroskopom býva šedý a ľahko sa pozná podľa výrazného reliéfu, silných štiepných trhlín a vysokých interferenčných farieb. Tvorí agregáty s vejárovite usporiadanými kryštálmi. Zhášanie má rovnobežné, ráz dĺžky záporný; obyčajne však zháša undulózne. Uhol optických osí $2V = 66^\circ$, Ch_m^+ . Index lomu: $\alpha = 1,627$, $\gamma = 1,650$; $\gamma - \alpha = 0,023$. Uzatvára v sebe často vejárovite usporiadané



Obr. 1. Skica výskytu melafýrových hornín pri Šalkovej (podľa A. Nemčoka). 1 — dolomity, 2 — melafýry, 3 — pestré bridlice a pieskovce — werfen, 4 — tmavé bridlice a vápence s lumachelami, 5 — štrky — pliocén, 6 — terasové štrky a hliny, 7 — hliny, 8 — sliené a slienité bridlice, 9 — alúvium.



Obr. 2. DTA krivka prehnitu zo Šalkovej.



Obr. 3. Termogravimetrická krivka prehnitu zo Šalkovej.

agregáty chloritov. Spolu s prehnitom v niektorých mandliach vystupuje aj kalcit, ktorý vyplňuje buď stred alebo okraj mandle. Častejšie však prehnit vystupuje spolu s chloritmi, menej s epidotom. Pokiaľ ide o genézu študovaného prehnitu, treba ju spájať s hydrotermálnymi roztokmi.

Chemizmus prehnitu z lokality „Paseka“ od Šalkovej podávajú výsledky spektrálno-chemickej a chemickej analýzy na tab. 1, kde pre porovnanie uvádzame aj teoretické chemické zloženie prehnitu. Výsledky spektrálno-chemickej analýzy: *hlavné prvky*: Ca, Al, Si; *vedľajšie prvky*: Mg, Fe, Cr, K, Mn, Ti; *stopové prvky*: Sr, Pb, Zn, Cu, Ga, Co, Ba, In, La.

Tab. 1. Chemické zloženie prehnitu teoretické (1) a vzorky zo Šalkovej (2)

Chemické zložky	1 váh. %	2 váh. %
SiO ₂	43,7	42,30
TiO ₂	—	—
Al ₂ O ₃	24,8	24,73
Fe ₂ O ₃	—	0,03
FeO	—	0,57
MnO	—	—
MgO	—	0,70
CaO	27,1	26,70
Na ₂ O	—	—
K ₂ O	—	—
H ₂ O +	4,4	5,06
H ₂ O -	—	0,37
Spolu	100,0	100,46
Merná váha g/cm ³	2,91	2,93

Tab. 2. Počet iónov v štruktúrnej bunke prehnitov

Ióny	Teoret. zloženie	Prehnit Šalková
Si	6,0	5,80 č 6,00
Al	—	0,20 č
Al	4,00	3,80
Fe ³⁺	—	—
Mg	—	0,14
Ti	—	—
Fe ²⁺	—	0,07
Mn	—	—
Ca	4,00	3,93
K	—	—
Na	—	—
OH	4,00	4,63
O	20,00	19,37

Tab. 3. Rtg. hodnoty prehnitu

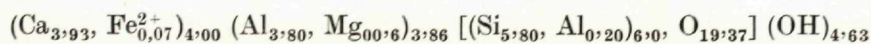
No	Prehnit – Šálková		Prehnit – ASTM-II. 890*	
	I	dn	J/J ₁	d
1	1	5,88	2	5,77
2	2	5,25	5	5,26
3	4	4,65	5	4,62
4	2	4,10	2	4,17
5	—	—	5	3,86
6	10	3,51	10	3,49
7	10	3,27	10	3,28
8	10	3,05	10	3,05
9	5	2,80	7	2,81
10	10	2,54	10	2,54
11	10	2,33	7	2,33
12	2	2,21	2	2,21
13	1	2,13	2	2,13
14	4	2,05	5	2,05
15	6	1,928	6	1,928
16	5	1,840	5	1,840
17	10	1,764	7	1,764
18	3	1,695	5	1,698
19	6	1,655	5	1,646
20	8	1,530	5	1,531
21	2	1,495	—	—
22	5	1,450	2	1,441
23	5	1,408	5	1,401
24	4	1,373	5	1,373
25	3	1,340	2	1,340
26	1	1,311	2	1,311
27	5	1,289	5	1,282
28	2	1,198	2	1,198
29	4	1,179	5	1,179
30	7	1,158	5	1,158
31	4	1,141	5	1,141
32	4	1,120	2	1,121
33	3	1,090	2	1,096

* Old Kilpatrick Durbartonshire.

Kryštalochemický vzorec prehnitu teoretický: $\text{Ca}_4\text{Al}_4 [(\text{OH})_4/\text{Si}_6\text{O}_{20}]$ (Strunz, 1957).

Podľa Belova (1958), prehnit má vrstevnatú kryštalovú štruktúru, s kryštalochemickým vzorcom: $\text{Ca}_4\text{Al}_2 [\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{10}] (\text{OH})_4$.

V štruktúre prehnitov možno uvažovať o substitúcii Si^{4+} s Al^{3+} v Si-tetraedroch a Mg^{2+} v Al-tetraedroch, pričom Fe^{2+} má podobnú úlohu ako Ca^{2+} v štruktúre prehnitu. Ak uvážime tieto možnosti substitúcie, potom kryštalochemický vzorec prehnitov od Šálkovej má nasledovné zloženie:



Z tohto vzorca vyplýva, že náš prehnit má vyšší obsah OH skupín než sa predpokladá u teoretického zloženia; z toho možno usudzovať, že namiesto

Tab. 4. Prehľad mikrotvrdości prehñitu zo Šalkovej (náburusy)

Číslo vzor.	Počet meraní	Závaž. v g	Dĺžky diagonál			
1	24	20	22	6,6	865,6	6,19
2	30	50	34	10,2	893,0	6,26
3	33	100	47	14,1	934,0	6,35
4	31	100	49	14,7	860,6	6,18
5	27	100	47	14,1	934,0	6,35

Zmeral: F. Zábranský

niektorých iónov O^{2-} v tetraedroch sú uložené skupiny $(OH)^{1-}$ v dôsledku substitúcie Si^{4+} s Al^{3+} v Si-tetraedroch.

DTA krivka prehñitu poukazuje na malý obsah adsorpčne viazanej H_2O (vlhkosti — podľa chemickéj analýzy 0,37 %).

Dehydroxylácia prebieha od 700 °C s maximom endoreakcie pri 820 °C, čo odpovedá strate 5,06 % H_2O s okamžitým prechodom do exoreakcie s maximom pri 910 °C, spôsobenej kryštalizáciou zložiek po rozpade kryštalovej štruktúry (obr. 2).

Priebeh dehydratácie prehñitu nie je pozvoľný, ale ostro ohraničený teplotnými intervalmi. Do 200 °C uniká adsorpčne viazaná H_2O . Maximum dehydratácie prebieha od 700—900 °C so stratou 5,0 % H_2O . Tento priebeh dehydratačnej krivky jednoznačne odlišuje prehñit od zeolitov, s ktorými prehñit často vystupuje a ktoré majú priebeh dehydratácie pozvoľný (obr. 3).

Mikrotvrdość prehñitu sa zisťovala na mikrometri PMT-3; bola vypočítaná podľa vzorca Lebedeva (1963) a kontrolovaná v tabuľkách Hormutha (1963). Namerané výsledky boli prepočítané na stupeň tvrdosti (Ho) v 15 stupňovej škále podľa Chruščova (1949). Hodnoty mikrotvrdości, počet meraní a použité závažia sú uvedené v tab. 4. Mikrotvrdość sa pohybuje v rozmedzí: 860,6 kg/mm²—934,0 kg/mm²; jej hodnoty nemožno porovnať s výsledkami iných autorov, pretože tieto doposiaľ z literatúry nie sú známe.

Lektoroval doc. dr. M. Koděra.

*Katedra geológie a mineralógie
Banickej fakulty VŠT,
Košice*

LITERATÚRA

- [1] Belov N. V., 1958: IX. Očerki po strukturnoj mineralogii. Min. sbor. Evov. geol. občestva, Lvov. — [2] Belšterli M. K.—Petrova V. P., 1953: Optičeskaja mineralogija. (Preklad z angličtiny N N Winchel: Elements of optical mineralogy. New York, 1951). — [3] Hormuth K., 1963: Härtetabellen. Leipzig. — [4] Chruščov M. M., 1949: O vvedenii novoj škaly tverdosti. Zav. labor. 15, 2, Moskva. — [5] Kratochvíl F., 1934: Prehnity čáslavského okolí. Rozpravy II. třídy České akademie, roč. 44, Praha. — [6] Lebedeva S. I., 1963: Opredelenie mikrotverdosti mineralov. Izd. AN ZSSR, Moskva. — [7] Malčic S.—Preisinger A., 1960: Struktur des Prehnits. Fortschritte der Mineralogie 38, 45. — [8] Nuffield E. W., 1943: Prehnite from Ashcroft, British Columbia. Univ. Toronto Stud., Geol. Ser. No. 48—49. — [9] Papike I. I., 1967: Ordering of tetrahedral Aluminium in Prehnite. Am. Min., vol. 52, 7—8, Washington. — [10] Strunz H., 1957: Mineralogische Tabellen. Akad. Verlagsgesellschaft, Leipzig. — [11] Zorkovský B., 1958: Petrograficko-chemická povaha melafýrových hornín z lokality „Paseka“ od Šalkovej. Geologické práce, Správy 13, Bratislava.

PRVÝ NÁLEZ ALUNITU V ŠTIAVNICKOM POHORÍ

Abstrakt. Prejavy alunitizácie sú zatiaľ v oblasti stredoslovenských neovulkanitov veľmi zriedkavé. Zistili sa doteraz iba na 2 miestach v Kremnickom pohorí. Autori v predložennom príspevku popisujú tretí výskyt, ktorý je súčasne prvým výskytom alunitu v Štiavnickom pohorí. V práci sa podávajú stručne genetické podmienky vzniku tohto minerálu, jeho geochemická charakteristika a identifikačné hodnoty.

Pri obci Dekýš, asi 14 km južne od Banskej Štiavnice v Štiavnickom pohorí (obr. 1) sa zistili prejavy alunitizácie, a to na miestach intenzívne premenených vulkanických hornín, kde J. Szabó (1892) vyznačil južné ukončenie žily Špitáler. Leží v kaolinizovanom pásme propylitizovaného andezitu amfibolicko-biotitického a pyroxenicko-biotiticko-amfibolického (Čajková 1956).

Zistenie alunitizácie a výskytu alunitu v Štiavnickom pohorí predstavuje iba tretí prípad v neovulkanických územiach slovenských Karpát vôbec. Na premeny podobného druhu, možnosť a potrebu ich vyhľadávania upozornil Kuthan (1948, 1956). Prvý výskyt zistil Polák (1957) v Hornom Turčoku, druhý Böhmer (1961) pri Kremnici (obidve lokality v Kremnickom pohorí).

Pretože sa alunit geneticky viaže na najintenzívnejšie premenené horniny, venovala sa mu vo svetovej literatúre veľká pozornosť. Väčšina autorov ho označuje za minerál charakteristický pre zóny najsilnejších hydrotermálnych premien. Najčastejšie je epitermálny, zriedkavejšie mezotermálny. Niekedy sa vyskytuje v blízkosti rudných telies, kde jeho prítomnosť môže byť charakteristickejšia ako prítomnosť kaolinitu. Menej často sa v literatúre pripúšťa jeho vznik fumarolovou činnosťou (Niggli 1920; Wolf 1914; Lányi 1943; Sobolev a kol. 1955; Naboko—Rjabičkina 1962), alebo povrchovým vetraním (Schwartz 1930).

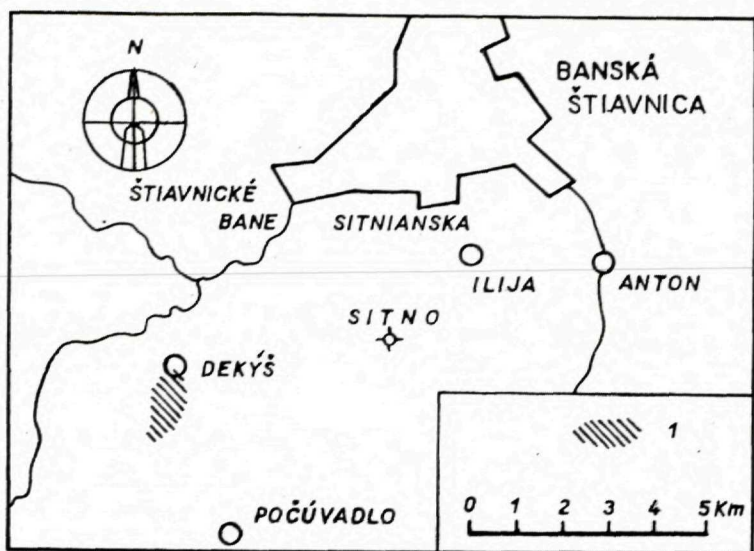
Nakovník (1947) uvádza alunit ako významný produkt okolorudných premien. Zónu alunitizácie označuje ako fáciu v zóne druhotných kremencov a zaraďuje ju do radu „alunit-kaolinit-pyrophylit-sericit“, charakteristického pre kyslé a stredne bázičné eruptívne horniny. Je to jeho tzv. minerálna fácia stredná na rozdiel od vnútornej minerálnej fácie korundovo-andaluzitovej a vonkajšej propylitovej.

Alunitizácia obyčajne postihuje rôzne kyslé a intermediárne erup­tíva, ako ryolity a ich pyroklastiká, dacity, latity, andezity, monzonity a iné. Alunit sa tvorí za teplôt pod 300 °C (Nakovnik 1947; Ingerson 1955) v kyslom prostredí (Ingerson 1955). Je to typický metasomatický minerál, ktorý vzniká najčastejšie v malých hĺbkach blízko povrchu pôsobením sírnych roztokov na vulkanické horniny (Schwartz 1930; Lazarenko a kol. 1963).

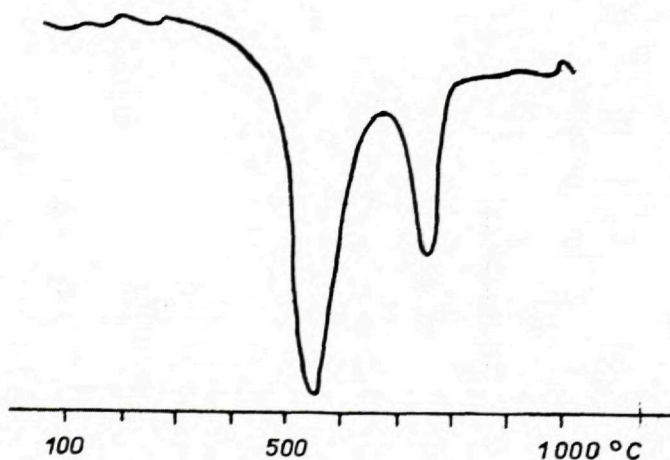
Alunit pri Dekýši sa zistil JV od obce asi 100 m za poslednými domami, v pruhu premenených andezitov, ktoré tvoria pomerne členitý reliéf. Tento sa smerom severným napája na rozsiahle pásmo intenzívne propylitizovaných andezitov, miestami silne prekremených a pyritizovaných, ktoré leží v osi južnej periferie banskoštiavnických hydrotermálnych štruktúr. Premenené pásmo do strán (západne a východne), ale hlavne na juhu prechádza do andezitov hydrotermálne nedotknutých.

Premenené horniny sú vybielené, často bieložlté, alebo hrdzavé, s limonitovými škvrnami a inkrustáciami. Obyčajne sú jemne pórovité. Pod mikroskopom možno miestami ešte pozorovať reliktory porfyrickej štruktúry. Všetky primárne porfyrické výrastlice a základná hmota sú úplne zatláčané zmesou sekundárnych minerálov, hlavne kaolinitom, opálom a drobným alunitom. Okraje porfyrických výrastlíc sú miestami zvýraznené jemným limonitovým sfarbením. Rozmery výrastlíc sú 1,98 × 0,36 mm až 1,80 × 0,56 mm. V niektorých prípadoch okraje pôvodného minerálu (pravdepodobne živcov) naznačuje kaolinizovaná zóna. Aj pôvodné štiepne trhlinky, ktoré podľa charakteristického uhlu nasvedčujú na prítomnosť reliktov amfibolov (1,08 × × 0,54 mm), sú viac alebo menej zvýraznené jemnou ílovitou substanciou. V niektorých prípadoch reliktory neurčiteľných zložiek pôvodnej horniny vyplňuje ílovitá substancia usporiadaná do textúry, pripomínajúcej fluidalitu v pemzách pyroklastického pôvodu. Iné náznaky, ktoré by potvrdzovali pyroklastický charakter pôvodnej horniny, sa nezistili. Z celkového usporiadania zachovaných reliktov porfyrických výrastlíc možno usudzovať, že pôvodná hornina postihnutá premenou môže byť najskôr andezit.

Alunitizácia horniny sa prejavuje chumáčkovitým až vločkovitým vývojom alunitu, roztrúseného po celej hornine pomerne pravidelne. Väčšie jedince sa vyskytujú v zhlukoch v miestach po pôvodných výrastliciach živcov. Ich okraje sú jemne kontúrované kaolínom, prostriedok vyplnený tabuľkovitými jedincami alunitu submikroskopických rozmerov (0,18 × 0,09 mm), zreteľnejšie viditeľné len pri max. zväčšení. Preto nebolo možné stanoviť ich presnejšie a kompletnejšie optické vlastnosti. Jednotlivé tabuľky majú takmer kosoštvorcový prierez, rovnobežné zhášanie, s nepatrnými až takmer neviditeľnými štiepnymi trhlinkami. Na viacerých jedincoch meraný optický charakter je negatívny, podobne ako charakter zóny. Index lomu je výrazne



Obr. 1. Orientačná mapka okolia Dekýša. 1 — hydrotermálne premenené pásmo s výskytmi alunitu.



Obr. 2. Krivky DTA alunitu od Dekýša (endoreakcia pri 550 a 750 °C, exoreakcia pri 980 °C malá).

vysoký. Okolo zhlukov väčších jedincov sa nachádza takmer izotrópna hmota, s veľmi nízkym indexom lomu; odpovedá pravdepodobne opálu.

Identifikácia alunitu bola kontrolovaná mikrochemickou reakciou s korbaltovou solúciou (skúška na prítomnosť Al) na makrovzorke a vo výbruse.

Pôsobením činidla po zahriatí sa jedince odfarbili na modro, čo signalizuje prítomnosť alunitu. Skúška na rozpustnosť v koncentrovanej H_2SO_4 nebola presvedčivá, hlavne pre nežiadúcu asociáciu alunitu s kaolinitom.

Prítomnosť alunitu v hornine bola potvrdená aj DTA (obr. 2; analyzoval J. Polakovič 1964). Pri stanovení alunitu sa uskutočnila endoreakcia pri $550\text{ }^\circ\text{C}$ a $750\text{ }^\circ\text{C}$ a exoreakcia pri $980\text{ }^\circ\text{C}$ (malá).

Pre porovnanie povahy pôvodnej horniny postihnutej alunitizáciou môže slúžiť hyperstenický andezit s amfibolom a biotitom; tento sa nachádza pomerne v čerstvom stave na južnom okraji premeneného pásma (vzorka pochádza z malého skalného výlomu JJZ od obce Dekýš).

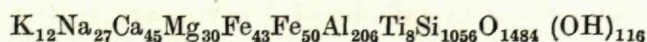
Andezit má čiernu až sivočiernu farbu a typický drsný povrch lomu. Makroskopicky vidno 1–3 mm veľké biotity a amfiboly. Mikroskopickú štruktúru má porfyrickú s hyalopilitickou základnou hmotou. Fenokrysty tvoria plagioklasy andezínového zloženia, ktoré sú väčšinou zonálne, amfiboly a biotity a menej zastúpené pyroxény, ktoré sú podstatne menších rozmerov. Akcesórie reprezentujú magnetitové zrná. Zo sekundárnych minerálov dominuje chlorit, ktorý zatlačuje plagioklasy, femické minerály a sčasti i základnú hmotu. Chemické zloženie alunitizovanej horniny (tab. 1) od Dekýša sa výrazne

Tab. 1. Chemická analýza biotit-amfibol-hyperstenického andezitu od Dekýša

	Váh. %	Atómové množstvá	Atómové množstvá kyslíka	Množstvo elektropozitívnych iónov v štandardnej bunke
SiO ₂	60,63	1 009	2 018	1 056
TiO ₂	0,57	8	16	8
Al ₂ O ₃	13,42	262	393	206
Fe ₂ O ₃	5,10	64	96	50
FeO	5,88	82	82	43
MnO	0,11	1	1	0,5
MgO	2,28	57	57	30
CaO	4,95	88	88	45
Na ₂ O	3,15	102	51	27
K ₂ O	2,15	45	23	12
P ₂ O ₅	0,29	4	10	5
H ₂ O ⁺	1,45			
H ₂ O ⁻	0,56	222	222	116
SO ₃	—	—	—	—
Spolu	100,54		3 057	

Analytik: Rudolf Gavenda, 1960

Vzorec andezitu:



líši od predpokladaného čerstvého andezitu (tab. 2) najmä zníženým obsahom hlavne SiO₂, FeO, Fe₂O₃, MgO, CaO a oproti očakávaniu čiastočne i alkálií. Zvýšenie zaznamenáva Al₂O₃, H₂O a SO₃. Číselné hodnoty týchto kyslíčnikov sú pre uvažovaný druh horninovej premeny dosť charakteristické. Ich hladina okrem optického a DT určenia reálne vyjadruje i chemický podiel alunitovej zložky v premenenej hornine.

Nápadné je, že v zložení premenenej horniny figurujú prevyšujúco nízke obsahy alkálií, oproti predpokladanej pôvodnej hornine (andezit v tab. 1). Deficit obnáša sumárne 1,3 %. Pomer jednotlivých zložiek Na₂O/K₂O je určený hodnotami 2,44/1,56 oproti predpokladanej pôvodnej hornine 3,15/2,15. Podľa tohto pomeru a vzájomnej relácie s ostatnými hlavnými kyslíčnikami možno dokumentovať v premenenej hornine, ako to potvrdilo už mineralogicko-petrografické určenie, len čiastočný podiel alunitizácie.

Problém alunitizácie, menovite či je prítomný K- alebo Na-alunit, na úrovni tohto faktografického materiálu nemožno definitívne riešiť. I keď v pomere alkalických zložiek je Na-tendencia vyššia než K, nemožno ju teoreticky prisúdiť prítomnosti Na-alunitu.

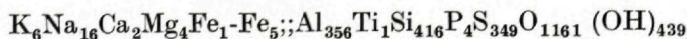
Stupeň premeny dekyšskej alunitizovanej horniny pomocou chemického zloženia možno demonštrovať porovnaním s minerálom alunitom na jednej

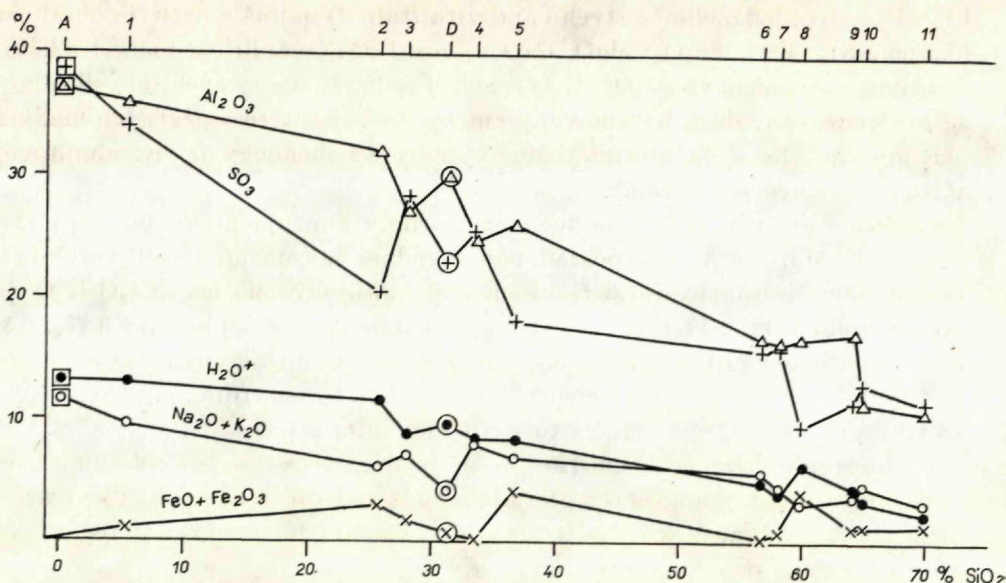
Tab. 2. Chemická analýza alunitizovaného andezitu od Dekýša

	Váh. %	Atómové množstvá	Atómové množstvo kyslíka	Množstvo elektropozitívnych iónov v štandardnej bunke
SiO ₂	31,13	518	1 036	416
TiO ₂	0,12	1	2	1
Al ₂ O ₃	30,01	590	885	356
Fe ₂ O ₃	0,64	8	12	5
FeO	0,15	2	2	1
MnO	stopy	—	—	—
MgO	0,38	10	10	4
CaO	0,21	4	4	2
Na ₂ O	2,44	79	40	16
K ₂ O	1,56	33	16	6
P ₂ O ₅	0,27	4	10	4
H ₂ O ⁺	9,41	1 044 č		
H ₂ O ⁻	0,41	45 č	1 089	439
SO ₃	22,95	289	867	349
Spolu	99,68		3 973	

Analytik: Pavol Lešták, 1960

Vzorec alunitizovaného andezitu:





Obr. 3. Variačný diagram hlavných kysličníkov alunitizovaných hornín od Berehova (USSR analýzy 1–10) a Dekýša (anal. D), ako aj minerálu alunitu (anal. A).

strane a so zložením alunitizovaných hornín z oblasti Berehova v Zakarpatskej Ukrajine na strane druhej; ilustrujeme ho na variačnom diagrame (obr. 3), ktorého konštrukcia sa zakladá na zložení ideálneho monominerálu alunitu [podľa Betehtina (1951): K₂O 11,4 %, Al₂O₃ 37,0 %, SO₃ 38,6 %, H₂O 13,0 %] a na obsahu SiO₂ do rôzneho stupňa premenených berehovských alunitizovaných hornín (porov. Lányi 1943; Sobolev a kol. 1955). V závislosti od stúpajúceho obsahu SiO₂ jednotlivé horniny ležia na „alunitotvorných“ krivkách, ktorých trend je určený znižovaním obsahu hlavných „alunitotvorných“ kysličníkov (okrem kysličníkov Fe, ktoré pre alunit nie sú charakteristické). Ak porovnáme s nimi pozíciu dekýšskej alunitizovanej horniny, táto (v pozícii 31,13 % SiO₂) dobre synchronizuje s trendom ich kriviek, i keď sa aj tu prejavili alkálie určitým vybočením (relatívne nižšie obsahy).

Obraz pohybu iónov pri tvorbe dekýšskeho alunitizovaného andezitu z predpokladaného pôvodného andezitu uvádzajú nasledovné pomery (parametre podľa Bartha):

Odnos:

K — 6 iónov	Fe ²⁺ — 42 iónov
Na — 11 iónov	Fe ³⁺ — 45 iónov
Ca — 43 iónov	Ti — 7 iónov
Mg — 26 iónov	P — 1 ión
	Si — 640 iónov

Prínos:

Al — 150 iónov
S — 349 iónov
OH — 323 iónov

Pohyb iónov dobre korešponduje s obsahmi hlavných kyslíčnikov premenej horniny. Ióny alkalických kovov vystupujú opäť ako kritické zložky, ktoré za predpokladu alunitovej metasomatózy sú namiesto prínosu anomálne odnášané v asociácii konvenčných iónov hlavných horninotvorných prvkov.

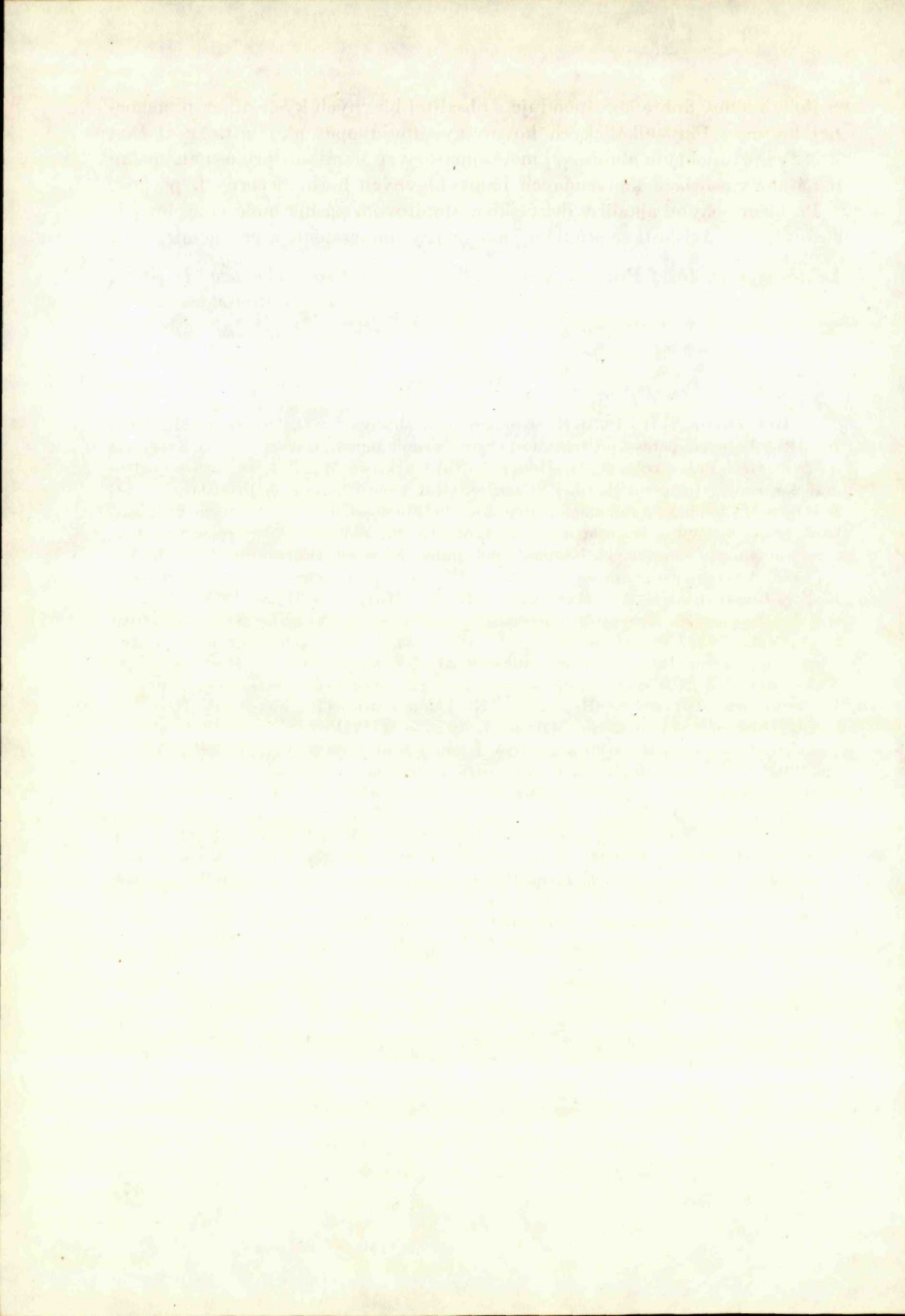
Problém pohybu alkálií v dekýšskom alunitovom pásme bude podrobnejšie sledovaný v súvislosti so štúdiom jeho genézy, mineralógie a geochemie.

Lektoroval dr. Jozef Forgáč, CSc.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Betehtin A. G., 1951: Kurs mineralogii. Moskva. — [2] Böhmer M., 1961: Relations between potassium trachytes, rhyolites and mineralization in the Kremnica ore field. Geol. práce, zošit 60, Bratislava. — [3] Čajková M., 1955: Geologicko-petrografické pomery južne od Banskej Štiavnice. Geol. práce, Správy 4, Bratislava. — [4] Kuthan M., 1956: Postvulkanická činnosť v okolí Víglašskej Huty (predtým Kalinka). Geol. práce, Správy 5, Bratislava. — [5] Kuthan M., 1958: Problémy mladotretohorného vulkanizmu slovenských Karpát. Geol. práce, Zošit 49, Bratislava. — [6] Lányi B., 1943: A beregszázi alunitokról. Földtany közlöny 73, Budapest. — [7] Lazarenko E. K. — Lazarenko E. A. — Barišnikov E. K. — Malygina O. A., 1963: Mineralogija Zakarpatja. Izd. Lvovskogo universiteta, USSR. — [8] Naboko S. J. — Rjabičkina E. P., 1962: Uslovija alunitizacii v vulkaničeskich oblastjach na primere vulkana Ebeko (o-v Paramušir). Bjulleten vulkanologičeskoj stancii No 32, Moskva. — [9] Nakovnik N. J., 1947: Vtoričnyje kvarcity, ich mineralogičeskije facii, genezis i praktičeskoe značenie. Izd. AN SSSR, ser. geol. No 1, Moskva. — [10] Niggli P., 1920: Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig. — [11] Polák S., 1957: O alunite a alunitizácii z okolia Horného Turčoku v Kremnických horách. Věst. ÚÚG 32. Praha. — [12] Schwartz G. M., 1930: Hydrothermal alteration of igneous rocks. Bulletin of Geol. soc. of America. — [13] Sobolev V. S. — Kostjuk V. P. — Bobrievič A. P. — Gorbačevskaja O. N. — Spitkovskaja S. M. — Fiškin M. J., 1955: Petrografija neogenovych vulkaničeskich i gipabisalnych porod sovetskich Karpát. Izd. AN USSR Kiev. — [14] Szabó J., 1891: Selmecz környékének geológiai leirása. A magy. tud. akad. külön kiadványa, 2. Mat. Term. Ért. IX., Budapest. — [15] Tröger W. A., 1952: Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart. — [16] Wolf F., 1914: Der Vulkanismus, I. Band: Allgemeiner Teil. Stuttgart.



ZORA PRIECHODSKÁ

K CHEMICKÉMU ZLOŽENIU SEDIMENTÁRNYCH Mn-RÚD Z OBLASTI LEVOČSKÉHO POHORIA A SPIŠSKEJ KOTLINY

Abstrakt. Štúdium chemického zloženia sedimentárnych mangánových rúd v širšej oblasti Švábovce je súčasťou komplexného spracovania výskytov Mn rúd v JZ časti Levočského pohoria a v Spišskej kotline. V tomto príspevku sú výsledky kvalitatívnych spektrálnych a kvantitatívnych chemických analýz. Z kvantitatívnych chemických analýz bolo stanovené priemerné chemické zloženie Mn-rúd na jednotlivých lokalitách.

Študované územie patrí k JZ časti Levočského pohoria a Spišskej kotline. Ložiská Mn rudnej oblasti Švábovce tvoria oxidicko-karbonátové mangánové sedimenty, uložené konkordantne vo vrchnoeocénnom súvrství centrálnokarpatského paleogénu. Sú koncentrované v niekoľkých slojoch: (1) tzv. *hlavný sloj* (dobývateľný); (2) *vrchný sloj* (nedobývateľný), leží asi 40–80 m nad hlavným slojom; (3) *spodný sloj* (nedobývateľný), zistený len lokálne; vyskytuje sa asi 40–50 m pod hlavným slojom.

Podľa makroskopického vzhľadu, minerálneho zloženia, textúrno-štruktúrnych vlastností a spôsobu vzniku mangánových sedimentov možno v študovanom priestore vyčleniť nasledovné typy mangánových rúd:

(a) *Oxidicko-karbonátové* sa vyznačujú striedaním oxidicko-karbonátových vrstvičiek (Konta 1951). Oxidicko-karbonátové Mn-rudy sú najkvalitnejšie a vyskytujú sa na ložiskách Švábovce, Kišovce, Prímovce, Gánovce a Hozelec.

(b) *Karbonátové rudy* sú zložené z vrstvičiek celistvej mangánovej rudy, ktoré sa striedajú s tenkými ílovcovými vrstvičkami s nízkym obsahom Mn. Mangánová ruda je zložená z uhličitanov Ca a Mn. Karbonátové rudy sú rozšírené v SV časti ložiska Hozelec a na ložisku Jánovce.

(c) *Oxidické rudy* boli zistené v malom rozsahu v pieskovcovom súvrství centrálnokarpatského paleogénu (v okolí Holumnice a Vrbova) a vytvárajú len málo mocné polohy. Pravdepodobne ide o zvyšky primárnych karbonátových mangánových rúd (Pícha 1964).

Kvantitatívna chemická analýza

Chemické analýzy sledovali prvky: Mn, Fe, SiO₂, Al₂O₃, CaO, MgO, P, S. Na základe chemizmu nebolo možné rozčleniť ložisko na horizonty; preto k zisteniu laterálneho a vertikálneho kolísania obsahu Mn boli zo všetkých analýz vypočítané priemerné obsahy Mn z celých profilov ložiska. Na základe nich boli zostrojené izolínne priemerného obsahu Mn (obr. 1). Maximálne koncentrácie Mn sú viazané na JZ, J a JV časť ložiska, kde sa priemerný obsah Mn pohybuje medzi 14–23 %, v strednej časti ložiska okolo 10–16 %. Pri SZ, S a SV okraji ložiska, kde sa v mangánových slojoch vyskytujú viaceré polohy a vrstvičky flovcov, priemer vystihuje ubúdanie koncentrácie Mn (priemerný obsah Mn pod 10 %). Z priebehu izolínií vidieť, že maximálna koncentrácia je viazaná na oblasť, ktorá lemuje pobrežie.

Rozdielny obsah Mn v jednotlivých priestoroch vyjadrujú histogramy (obr. 2 a 3), zostrojené na základe všetkých analýz. Histogramy z priestoru Z a SZ od Šváboviec (II), S od Kišoviec (III) a JV od Šváboviec (V) vykazujú maximá obsahu Mn, odpovedajúce najkvalitnejším Mn rudám oxidicko-karbonátovým.

Chemické zloženie mangánovej rudy kolíše v horizontálnom i vertikálnom smere ložiska, ako to potvrdzujú analýzy zo vzoriek mangánového sloja, odoberatých z viacerých miest vo švábovskej a kišovskej bani.

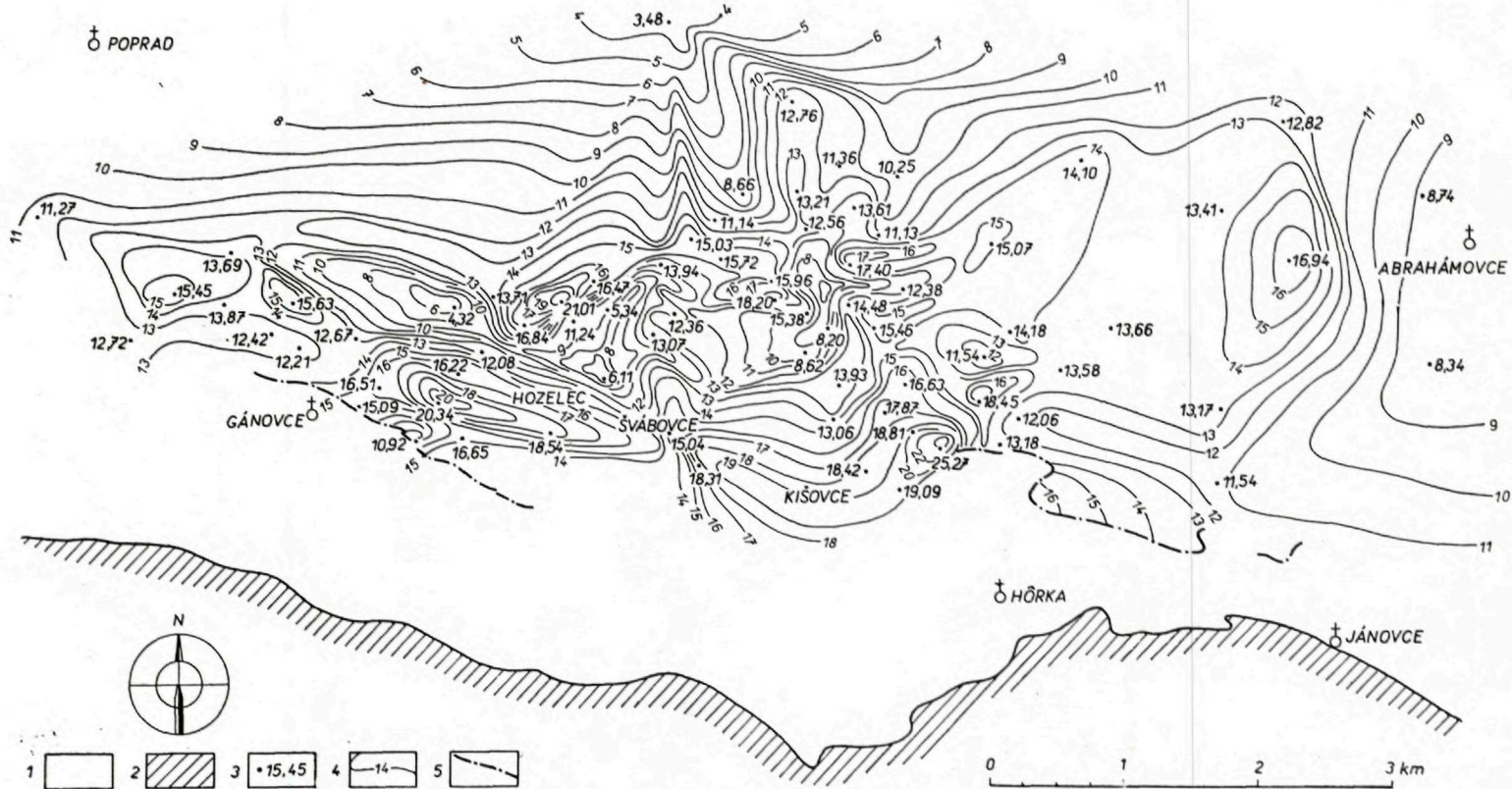
Ako príklad možno uviesť dve analýzy vzorky mangánovej rudy z ložiska Kišovce, v ktorých je zreteľné ubúdanie obsahu Mn vo smere zdola nahor:

I.

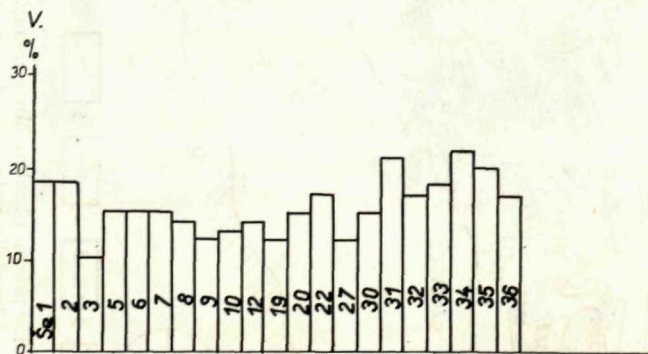
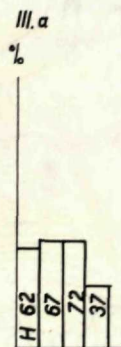
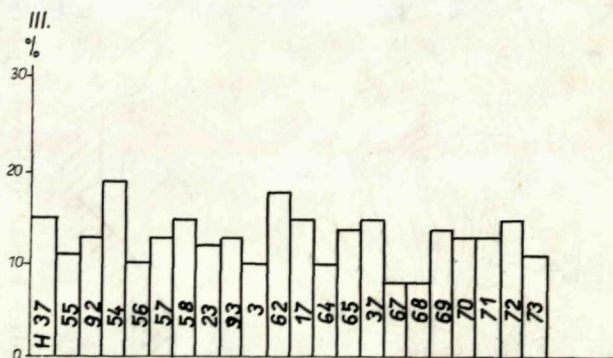
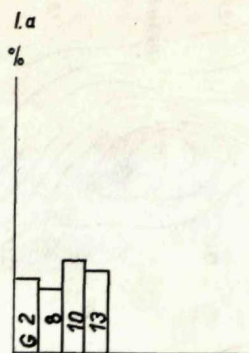
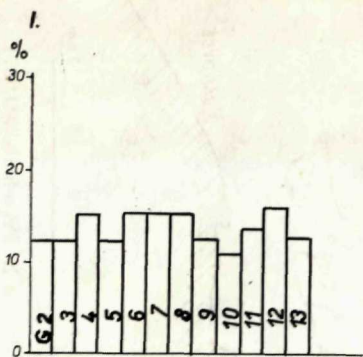
Číslo vzorky	Označenie vzorky	Mn	Fe	Zbytok
1	od podlažia do 20 cm	24,99	1,98	16,29
2	od 20 cm— 33 cm	25,16	2,33	24,54
3	od 33 cm— 80 cm	16,69	2,96	24,48
4	od 80 cm 96 cm	6,44	3,88	40,05
5	od 96 cm—121 cm	11,48	3,39	35,61
6	od 121 cm—128 cm	10,95	2,45	30,90
7	priemerná hodnota	10,67	3,35	41,41

II.

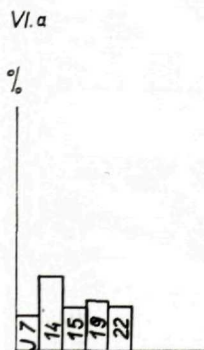
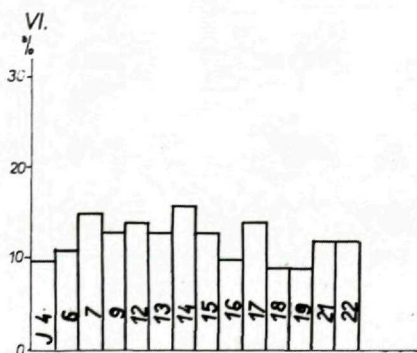
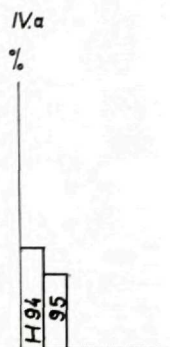
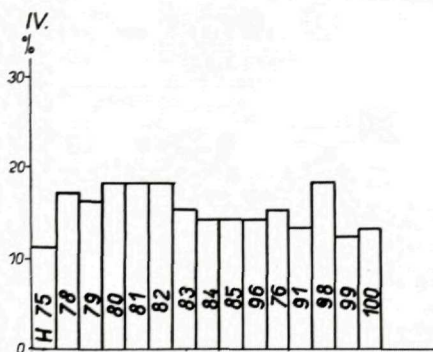
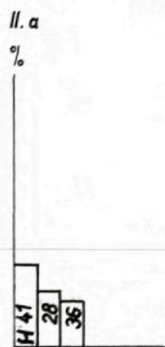
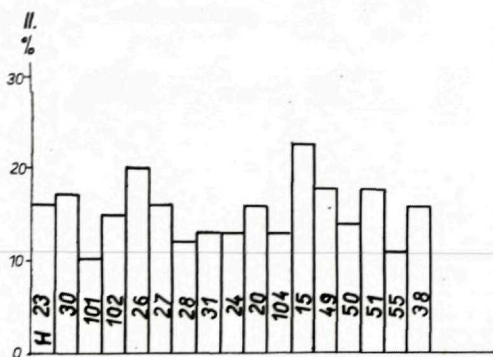
8	od podlažia do 15 cm	18,60	1,99	10,92
9	od 15 cm—32 cm	19,75	2,76	18,14
10	od 32 cm—45 cm	18,15	3,29	25,72
11	od 45 cm—50 cm	18,09	2,66	16,14
12	od 50 cm—62 cm	17,27	3,68	19,31
13	od 62 cm—69 cm	15,54	3,65	29,0
14	priemerná hodnota	18,24	3,27	19,60



Obr. 1. Izolínie priem. obsahov Mn v mangánových rudách ložiska Švábovce a jeho okolia (zostavila Z. Priechodská 1967).
 1 – centrálnokarpatský paleogén, 2 – mezozoikum, 3 – vrty s označením percenta Mn, 4 – izolínie obsahu Mn, 4 – východy mangánového sloja.



Obr. 2. Histogramy obsahu Mn na základe chemických analýz I—Ia ložisko Gánovce, II—IIa ložisko Hozelec (na Z a SZ od ložiska Švábovce), III—IIIa ložisko Hozelec (S od ložiska Švábovce), IV—IVa ložisko Hozelec (V od ložiska Švábovce), V — ložisko.



Prímovce, VI—VIa ložisko Jánovce, (I—VI hlavný sloj Mn rúd), Ia, IVa a VIa vrchný sloj; G — čísla vzoriek z ložiska Gánovce, H — vzorky z ložiska Hozelec, Še — čísla vzoriek z ložiska Prímovce, J — čísla vzoriek z ložiska Jánovce.

Obsah Mn sa smerom nahor znižuje; vo „vrchnom mangánovom sloji“ sa pohybuje od 4—12 % (pozri obr. 2).

Prehľad o priemernom chemickom zložení mangánovej rudy podávajú chemické roz-
bory, vypočítané z priemeru viacerých analýz.

Ložisko Švábovce a Kišovce (počet analýz:10):

SiO ₂	11,82 %	MgO	3,21	S	0,32
TiO ₂	0,05	K ₂ O	0,62	CuO	0,02
Fe ₂ O ₃	0,96	Na ₂ O	1,82	Pb	0,15
FeO	0,74	CO ₂	32,96	As	0,05
Al ₂ O ₃	2,65	C	1,26	Co	stopy
MnO	20,86	H ₂ O (hydr.)	0,41	Ni	0,04
CaO	20,40	H ₂ O (viaz.)	1,42		
BaO	0,20	P ₂ O ₅	0,24		

Ložisko Hozelec a Prímovce (počet analýz: 130):

SiO ₂	20,88 %	Na ₂ O	1,28 %
TiO ₂	0,45	P ₂ O ₅	0,26
Al ₂ O ₃	9,89	V ₂ O ₅	stopy
CrO ₃	0,01	Cu	0,01
B ₂ O ₃	0,01	Zn	stopy
Fe ₂ O ₃	0,96	Ni	0,01
FeO	2,93	Fe sulfid.	0,37
MnO	18,97	S	0,40
CaO	13,56	As	0,02
MgO	2,73	CO ₂	24,53
K ₂ O	1,91	H ₂ O	1,02

Ložisko Gánovce (počet analýz: 12):

SiO ₂	22,03 %	Na ₂ O	1,01
TiO ₂	0,41	P ₂ O ₅	0,42
Al ₂ O ₃	10,33	V ₂ O ₅	0,03
Cr ₂ O ₃	0,18	Cu	0,02
B ₂ O ₃	0,04	Zn	0,02
FeO	4,41	NiO ₂	0,02
MnO	15,36	Fe sulfid.	0,28
CaO	14,86	S	0,37
MgO	2,47	CO ₂	22,62
K ₂ O	1,36	H ₂ O	3,84

Ložisko Jánovce (počet analýz: 20):

SiO ₂	21,25 %	Na ₂ O	0,96
TiO ₂	0,71	P ₂ O ₅	0,33
B ₂ O ₃	0,04	V ₂ O ₅	0,01
Al ₂ O ₃	9,55	Cu	0,02
Cr ₂ O ₃	0,03	Zn	0,03
FeO	6,21	Fe sulfid.	0,16
MnO	16,50	S	0,21
MgO	2,38	CO ₂	24,36
CaO	13,69	H ₂ O	2,30
K ₂ O	1,25		

Kvalitatívne spektrálne analýzy

Pre charakteristiku prvkov, zastúpených v jednotlivých fáciách mangánových sedimentov, boli použité výsledky chemických a spektrálnych analýz. V mangánových rudách študovaného priestoru sa zistila dosť pestrá asociácia prvkov v rôznom kvantitatívnom zastúpení. Spektrografickými rozbormi sa v rudách zistili tieto prvky: Ca, Fe, Al, Mn, Si, Na, K, Mg, Cu, Cr, Ti, Ni, Ba, Co, Ag, Sr, Sn, V, Pb, B, W, Zn, As, Ga, Bi, Mo, Zr, Sb, Li, Y, Yb.

Koncentrácia prvkov v mangánových rudách je výsledkom týchto faktorov:

Mangán. Predovšetkým treba poukázať na to, že percento tohto prvku v mangánových rudách klesá prechodom z fácie oxidicko-karbonátových rúd do rúd karbonátových. Mangán, ako hlavný úžitkový komponent, je prítomný prevažne len v dvojmocej forme. Mangánová ruda je veľmi jemnozrnná, takže nie je možné optickými, ani inými fyzikálnymi metódami stanoviť, či uhličitany, prítomné v Mn rude, sú individualizované, alebo či tvoria izomorfnú prímes. Len malá časť CaCO_3 je vykryštalizovaná samostatne v bielych žilkách, ktoré prenikajú mangánové vrstvičky. Ostatná časť tvorí spolu s MnCO_3 a MgCO_3 izomorfnú zmes, ktorú so zreteľom na nepatrný podiel FeCO_3 označujeme ako manganokalcit. Na východoch mangánového sloja je ovšem tento uhličitán zvetraný a oxidovaný vo vyššie kyslíčníky Mn, čím sú vysvetliteľné niektoré údaje o obsahu MnO_2 . Zhľuky psyломelanové sú známe z Kišoviec (Munk 1932) z povrchových odkryvov sloja v JV časti ložiska (pri Borkútskej kapličke), kde obsah Mn je najvyšší.

Mn je transportovaný vo forme Mn^{2+} ako rozpustný bikarbonát, stabilný za redukčných podmienok, alebo ako koloidný hydroxid Mn^{4+} , stabilizovaný v roztoku organickými koloidmi (Pícha 1964).

Počas sedimentácie Mn rúd v širšom priestore Šváboviec bol mangán prinášaný z pevniny s dosť značnou pravidelnosťou. Podľa Švecova (1948) a Betehtina (1949) dostáva sa mangán do mora ako koloidný roztok, najmä za prítomnosti organických koloidov. Avšak môže byť prinášaný aj riečnymi vodami so slabou kyslou reakciou tiež v dvojmocej forme ako pravý roztok. Za týchto okolností je transportovaný omnoho ďalej do mora ako Fe, lebo Mn vypadáva hlavne v rozmedzí 8,5—8,8 pH, kým Fe už medzi 2—6 pH (Britton 1925; in Konta 1951).

Vodné toky prinášajú z pevniny do mora mangán, železo, kyselinu kremičitú, živce, kremeň, sludy, organickú prímes a i. Značná koncentrácia solí v plytkých eocénnych a oligocénnych panvách pri tropickej klíme spôsobovala v morskej vode alkalickú reakciu. V takom prostredí sa takmer všetko prinášané železo vyzrážalo neďaleko pobrežia; len malé množstvo bolo odnesené morským prúdom s mangánom ďalej do mora. Morský prúd spočiatku obsa-

hoval množstvo voľného kyslíka, pochádzajúceho z pobrežného okysličeného pásma a z povrchových riečnych vôd. Týmto kyslíkom bol Mn^2 oxidovaný na Mn^4 a časť už skôr vzniklého Mn^4 , prinášaného v podobe koloidných častíc, dostávala sa do prostredia priaznivého pre svoju existenciu. Tieto jemné koloidné častice oxidických zlúčenín mangánu boli dopravované ďalej, až konečne sedimentovali. Okrem nich sa usadzovali aj organické zbytky. Ich rozkladom dochádzalo pri nedostatku voľného kyslíka k redukcii Mn^4 na Mn^2 ktorý sa viazal na vznikajúci CO_2 a tak vytváral rodochrozit. Intenzívnou karbonatizáciou oxidických zlúčenín mangánu vznikali rudy karbonátové.

Pri vzniku rúd oxidicko-karbonátových vládli iné podmienky. Časť oxidických zlúčenín mangánu v týchto rudách nepodľahla úplnej karbonatizácii. To bolo podmienené značnými zásobami voľného kyslíka v okysličenom a ešte silnom vodnom prúde.

Je pravdepodobné, že v redukčnom prostredí nastali také podmienky, že sa časť mangánu z roztoku vyzrážala priamo ako uhličitan mangánatý.

Železo vystupuje v mangánových rudách obyčajne len v malom množstve. Pri zvetrávacích a sedimentačných pochodoch došlo k oddeleniu železa od mangánu. Železo je v mangánových rudách prítomné v troch formách: Fe sulfidické, ktoré sa mineralogicky viaže vo forme pyritu a markazitu; Fe_2O_3 tvorí izomorfnú prímes ostatných Ca—Mg karbonátov; FeO vystupuje prevažne vo forme kysličníkov a hydrokysličníkov primárneho charakteru (goetit, hydrogoetit, lepidokrokit).

Prítomnosť troch rôznych foriem bisulfidov železa je v jednotlivých fáciách mangánových rúd zákonitá. Stokes (1901), Allen—Crenshaw—Johnston (1912; fide Konta 1951) skúmali podmienky vzniku pyritu a markazitu. Zistili dva faktory, ktoré majú vplyv na ich vznik: charakter roztoku a jeho teplota; z nich dôležitejší je prvý. Markazit sa tvorí v prostredí kyslom, pyrit v neutrálnom, alebo slabo kyslom, melnikovit v alkalickom.

V oxidicko-karbonátových Mn rudách vyskytuje sa vždy pyrit; len v jednom prípade (Konta 1951) bol termicky zistený s pyritom aj markazit. Prostredie vzniku rúd bolo zväčša neutrálne, alebo slabo kyslé.

Naproti tomu melnikovit a pyrit v karbonátových rudách sa tvorili v podmienkach so striedavou reakciou alkalickou a neutrálnou. Tu už boli podmienky čisto redukčné, ktoré spôsobili karbonatizáciu celého obsahu mangánu a tak podmienili vznik dvojnásobného, i väčšieho množstva bisulfidov železa, než aký je v oxidicko-karbonátových Mn-rudách. Podobné striedanie markazitu, pyritu a melnikovitu študoval Tarr (1927; in Konta 1951), v sedimentoch centrálnej Missouri. Ako hlavný faktor pre ich vznik udáva tiež zmeny v koncentrácii iónov vodíka.

K prítomnosti Fe na popisovanom ložisku treba pripomenúť, že spoločný výskyt Mn a Fe je v sedimentárnych Mn rudách veľmi vzácny, pretože pri

hypergénnych procesoch spravidla dochádza k oddeleniu železa a mangánu v dôsledku ich rozdielných pH potenciálov. Podľa Strachova (1954) sa na žiadnom veľkom svetovom ložisku Mn a Fe rudy spolu nevyskytujú.

Na mangánových ložiskách v priestore Šváboviec sú obsahy železa veľmi nízke. Podľa Píchu (1964) zvýšený obsah Fe v rudimentárnych výskytoch Mn-rúd na Orave, v rajeckej a handlovskej kotline bol podmienený špecifickými fyzikálno-chemickými podmienkami v sedimentačnej panve.

Fosfor je hlavnou škodlivou prímiesou Mn rúd. Obsah P_2O_5 v jednotlivých fáciách na ložisku je nepatrný. V oxidicko-karbonátových rudách sa vyskytuje v nepatrnom množstve, vo fácií karbonátových rúd sa jeho obsah málo zvyšuje. Možno teda povedať, že so vzrastajúcou vzdialenosťou od pobrežnej línie sa obsah fosforu zákonite zväčšuje.

Malé množstvo kysličníka fosforečného (ako jedného z hlavných škodlivých komponentov z hľadiska metalurgického) na základe analógie s uralskými mangánovými ložiskami poukazuje na to, že sedimentácia Mn nemala charakter primárne oxidický, ale skôr manganitový, alebo karbonátový (Andruščenko 1954). Mn rudy z priestoru Šváboviec vykazujú len 0,25–0,40 % P_2O_5 , staršie analýzy (Munk 1932) iba 0,24 %. Podľa Betehtina (in Ruchin 1953) obsah P v karbonátových Mn rudách čiatsurského ložiska sa pohybuje okolo 0,20–0,30 %, t. j. 0,44–0,70 % P_2O_5 , v karbonátových mangánových rudách Polunočného ložiska (v sev. ZSSR) priemerne 0,22 %, t. j. obsah P_2O_5 0,50 %.

Síra je viazaná hlavne s pyritom a markazitom; väčšie koncentrácie sú v rudách karbonátových, obohatených sulfidmi železa. V oxidicko-karbonátových Mn rudách je obsah síry malý.

Kremík sa vyskytuje vo forme opálu a chalcedónu a je na ložisku veľmi rozšírený v rudách oxidicko-karbonátových i karbonátových. SiO_2 vystupuje prevažne ako novoutvorený kremeň, čiastočne vytvára klastické zrná a účastní sa asi aj na stavbe niektorých hydroalumosilikátov (montmorilonit, a i.).

Hliník sa zúčastňuje na tvorbe montmorilonitu a iných ílovitých minerálov; vyskytuje sa aj v glaukonite a v hrubšom detritickom materiáli (sludy). Obsah Al je v oboch fáciách Mn rúd pomerne veľký, v karbonátových rudách o niečo vyšší. Značné množstvo Al_2O_3 v oboch typoch Mn rúd svedčí o jeho intenzívnom prínose z pevniny, z čoho možno usúdiť, že na pevnine prebiehalo intenzívne vetranie lateritického typu.

Horčík a vápnik sú charakteristické prvky prevažne karbonátových Mn rúd, pričom obsah kysličníkov Mg v rudách býva nízky, obsah kysličníkov Ca pomerne vysoký. MgO a CaO sú prítomné prevažne vo forme izomorfných zmesí a molekúl dolomitického charakteru. Zbytok CaO vystupuje buď samostatne vo forme karbonátu, alebo spolu s dvojmoeným Fe. Stopy MgO silikátového a CaO silikátového zrejme svedčia o intenzívnom stupni

zvetrávania hornín v okolí sedimentačnej panvy, čo spôsobilo tiež uvoľnenie Mn z pevniny. Na sedimentárnych Mn ložiskách (napr. v sev. ZSSR — Andruščenko 1954) obsah MgO a CaO stúpa úmerne so vzdialenosťou od pobrežnej línie, podobne ako obsah P_2O_5 . V primárno-oxidických Mn rudách na ložisku Polunočnom v sev. ZSSR (Andruščenko 1954) sa zistili len nepatrné obsahy MgO a CaO, v karbonátových mangánových rudách dosahuje obsah CaO až 35 %, obsah MgO do 4 %.

Sodík a draslík. Alkálie Na_2O a K_2O sú predovšetkým závislé od obsahu glaukonitu, ktorý sa vyskytuje obyčajne v karbonátových rudách. Pôvod alkálií je aj v detritických alumokremičitanoch. Malá časť K_2O a Na_2O je viazaná aj priamo na manganit. Alkálie sú prítomné v malých množstvách.

Bárium nachádza sa v oboch typoch Mn rúd v malých množstvách (od 0,01—1 %); v nápadne veľkých množstvách je známy len v oxidických Mn rudách na Polunočnom ložisku v sev. ZSSR, kde je viazaný na psyломelan.

Olovo vyskytuje sa veľmi zriedka a v nepatrných množstvách. V Mn rudách ložiska v Čiature (Kaukaz) obsah PbO_2 tvorí stotiny, až tisíciny %.

Meď je prítomná v oboch fáciách Mn rúd v nepatrných množstvách. Geochemickú migráciu Cu do paleogénnych sedimentov popradskej kotliny možno sledovať z blízkyh melafýrových porfýritov (Kantor 1951). Meď je v sedimentárnom Mn ložisku aj vo flyšových sedimentoch primárnou syngenetickou prímiesou, neobyčajne jemne rozptýlenou. Do paleogénneho mora bola prinášaná z prilahlej pevniny, budovanej zväčša melafýrovými horninami. Vyzrážala sa buď cestou organickou, alebo aj za spoluúčasti najnižších organizmov.

Nikel a chróm sú prítomné takmer vo všetkých vzorkách. Za materské horniny možno považovať bázické a ultrabázické diferenciáty Spišsko-gemerského rudohoria. Ni je nerovnomerne rozmiestnený vo vertikálnom i horizontálnom smere v oboch typoch Mn rúd.

Kobalt podobne ako Ni je v tesnej súvislosti s oxidmi Mn bežným sprievodným prvkom a vyskytuje sa v malých množstvách. Podľa Ginzburga (in Andruščenko 1954) dochádza pri procesoch vetrania a transportu k oddeleniu Co a Ni, ktoré sú v magmatických podmienkach v tesnom spojení.

Stroncium sa podľa spektrálnych analýz vyskytuje v stopových množstvách vo forme izomorfnej prímesi, prevažne v karbonátových Mn rudách.

Molybdén bol stanovený len spektrograficky v nepatrných množstvách.

Titan je zastúpený v normálnych koncentráciách, v nepatrnom až stopovom množstve. Tento zjav možno vysvetliť dvoma príčinami: (a) Ti je viazaný predovšetkým na ťažké minerály (rutil, ilmenit, leukoxén a titanit), ktoré sa do kludného sedimentačného priestoru, v ktorom sa tvorili rudné koncentrácie, nedostali; (b) Ti, transportovaný v roztoku, je strhávaný koagulujúcimi geľmi Al_2O_3 . V Mn rudách je málo ílovitej substancie a tak aj málo TiO_2 .

Vanád je prítomný v značných koncentráciách; je viazaný na organickú substanciu. Jeho zdrojom sú hlavne bázičné vyvreliny.

Uhlík. Obsah CO_2 v mangánových sedimentoch je pomerne značný, max. 24 %. Neviaže sa len na Mn rudy, ale je charakteristický aj pre ostatné sedimenty (ílovce a pieskovce) vo flyšovom súvrství.

Z vysokého obsahu CO_2 vyplýva, že mnohé prvky sú viazané vo forme uhličitánov. Ak sa analýza prepočíta na rôzne kombinácie nerastov, môže byť CO_2 viazaný ako karbonát na tieto prvky (Munk 1932):

36,41 % CaCO_3 odpovedá 16,01 % CO_2	1,19 % FeCO_3 odpovedá 0,45 % CO_2
33,80 % MnCO_3 odpovedá 12,94 % CO_2	0,18 % PbCO_3 odpovedá 0,03 % CO_2
6,71 % MgCO_3 odpovedá 3,50 % CO_2	

Záver

Výsledky chemického štúdia sedimentárnych mangánových rúd z oblasti Šváboviec možno zhrnúť takto: Maximálne koncentrácie Mn sú viazané na JZ, J a JV časť ložiska, kde obsahy Mn sa pohybujú od 14–23 %, v strednej časti ložiska 10–16 %. Pri SZ, S a SV okraji ložiska, kde sa vyskytuje v mangánových slojoch väčšie množstvo pelitických ílovitých vložiek, vyjadrený priemer analýz vystihuje ubúdanie koncentrácie Mn (pod 10 %). Z priebehu izolínií priemerných obsahov Mn vidieť silný vplyv pobrežia na koncentráciu Mn. Maximálne koncentrácie sú viazané na rozsahom obmedzené oblasti, ktoré lemujú pobrežie.

Chemické zloženie Mn rúd kolíše v horizontálnom i vertikálnom smere. Hlavné chemické komponenty udávajú príslušné tabuľky. V mangánových rudách sa zistila pestrá asociácia prvkov v rôznom kvantitatívnom zastúpení. Koncentrácia prvkov v Mn rudách je výsledkom rôznych pochodov.

Lektoroval Ing. R. Marschalko, CSc.

LITERATÚRA

[1] Andruščenko P. F., 1950: O facii manganitovych rud v Polunočnom mestoroždenii na Severnom Urale. Izv. AN, SSSR, No 2. — [2] Andruščenko P. F., 1954: Mineralogija margancevych rud Polunočnogo mestoroždenija. Trudy Inst. Geol. Nauk. Vyp. 150, No 16. — [3] Betehtin A. G., 1937: O genezise Čiaturskogo margancevogo mestoroždenija. Zap. Leningr. gorn. inst., 1938, ii, vyp. 1. — [4] Betehtin A. G., 1946: K geochimii i mineralogii marganca. Vopr. min. geoch. i petrogr., Moskva. — [5] Kantor J., 1951: Impregnácia medených rúd na okolí Kvetnice. Geol. sborník II, Bratislava. — [6] Karmazin V. I., 1950: O svjazi fosfora s mineralmi marganca v margancovyh rudach. Izv. AN SSSR, ser. Geol., Nr. 4. — [7] Konta J., 1951: Thermické

studium sedimentární manganové horniny od Švábovců. Sbor. ÚUG, 18. — [8] Munk R., 1932: Ložisko manganové rudy u Kišovců na Slovensku a jeho genese. Praha. — [9] Pícha Fr., 1956: Příspěvek k řešení otázky zdroje a vzniku manganových ložisek u Kišovců a Švábovců. Zprávy o geol. výzk. v r. 1955. — [10] Pícha Fr., 1964: Manganové rudy paleogénu centrálních Karpat a jejich genese. Věstník ÚUG, roč. XXXIX, Praha. — [11] Polák S., 1957: Manganové rudy Malých Karpat. Geol. práce, zošit 47, Bratislava. — [12] Priechodská Z., 1956: Predbežná správa o geol. pomeroch širšej oblasti Hozelca. Geol. práce, Správy 8, Bratislava. — [13] Priechodská Z. — Kotras J., 1956: Záverečná správa a výpočet zásob ložiska Prímovce — Mn. Geofond, Bratislava. — [14] Priechodská Z. — Kotras J., 1957: Záverečná správa a výpočet zásob z oblasti Levočské pohorie — Mn. Geofond, Bratislava. — [15] Priechodská Z., 1966: O výskytoch sedimentárnych Mn-rúd v juhozápadnej časti Levočského pohoria a v Spišskej kotline. Geol. práce, Správy 40, Bratislava. — [16] Skoček V., 1962: Železo a mangan v sedimentech. Ašpir. min. práca, Geofond, Praha. — [17] Strachov V. S. 1953: Diagenéz osadkov i jeho značeníje dlja osadočného rudoobrazovanija. Izv. AN SSSR, Ser. Geol., N. 5. — [18] Švecov M. S., 1957: Petrografia sedimentárnych hornín. SAV, Bratislava.

ZORA PRIECHODSKÁ

ÜBER DEN CHEMISMUS DER SEDIMENTÄREN Mn-ERZE IN DER OSTSLOWAKEI

Im vorliegenden Beitrag wird die chemische Zusammensetzung der sedimentären Manganerze im breiteren Raume von Švábovce in der Ostslowakei (der SW Teil des Gebirges Levočské pohorie, bzw. des Zipser Kessels) auf Grund der qualitativen Spektralanalysen, bzw. der quantitativen chemischen Analysen behandelt. Diese Arbeit knüpft an eine frühere Studie der Verfasserin (Priechodská 1968) über die Geologie der studierten Manganerzvorkommen an.

Aus den chemischen Analysen folgt, dass die höchsten Mn-Konzentrationen in den südwestlichen, südlichen und südöstlichen Abschnitten der Lagerstätte zu finden sind, wo der Mn-Gehalt zwischen 14 % und 23 % schwankt. Im mittleren Teil beträgt der Mn-Gehalt nur etwa 10–16 %. Am nordwestlichen, nördlichen und nordöstlichen Rand der Mn-Erzvorkommen, wo in den Manganflözen grössere pelitische tonhaltige Beimischung festgestellt wurde, sinkt der Mn-Gehalt oft auch unter die 10 %-Grenze. Aus den Isolinien der Mn-Mengen lässt sich ein starker Einfluss des Milieu (Uferzone) beobachten.

Die chemische Zusammensetzung der Manganerze schwankt sowohl in horizontaler, wie auch in vertikaler Richtung (die wesentlichsten chemischen Komponenten sind in den beigeschlossenen Tabellen enthalten). Es wurde hier eine bunte Gemeinschaft der Elemente identifiziert, deren mengenmässige Vertretung das Ergebnis verschiedenster Faktoren ist.

*Geologisches Institut D. Štúr's
Bratislava*

DAGMAR MINAŘÍKOVÁ

PETROGRAFIE KVARTÉRNÍCH SEDIMENTŮ V ÚDOLÍ DUNAJE MEZI KOMÁRNEM A ŠTÚROVEM

Abstrakt. Práce podává petrografickou charakteristiku fluvialních sedimentů Dunaje v úseku Komárno—Štúrovo a uloženin dolních toků řek Žitavy, Nítry a Hronu. Charakterisuje též složení terasových stupňů Dunaje a vyvrací existenci staropleistocenních terasových akumulací popsaných celou řadou autorů z okolí Mudroňova a Belanských kopců. Dále uvádí některé nové poznatky pro řešení hranice neogén-kvartér na území meziřičí Dunaj, Žitava, Nitra a Váh. V další části práce pojednává o petrografii eolických sedimentů — písků a spraší.

Geograficky představuje studované území širší pásmo podél Dunaje v JV části *Podunajské nížiny* (úsek Kližská Němá—Štúrovo). Patří do jejího nižšího stupně — *Podunajské roviny* (Hromádka 1956). Nížinné roviny zabírají geneticky dva rozdílné druhy povrchů, a to poklesávající poriční rovinu Dunaje, Váhu, Nítry a Žitavy a vlastní údolí Dunaje. Podle podrobného geografického členění Podunajské nížiny jde tedy o zásah JV okraje *Komárenské (Győrské) roviny* (Lukniš 1957) a o údolí Dunaje v tzv. *Štúrovské (Ostřihomské) rovině* (Halouzka 1966).

Stavbou kvartéru a kvartérními sedimenty se v této oblasti zabývalo více autorů, avšak většina se věnovala především geomorfologickým problémům.

Z nejstarších pramenů je třeba uvést práce Horusitzkého (1902 a 1905) a Timka (1903, 1904), kteří v této oblasti prováděli agrogeologické mapování.

Důležitou studií pro poznání vývoje území jsou práce Kéza (1937, 1939) o terasách Dunaje. Rozlišil na úseku Ráb—Budapešť pět teras. Do tohoto systému začlenil i terasy studovaného území. V tomto údobí vyšly též dvě významné práce, jednak Čepka (1938), který zpracoval tektoniku Komárenské kotliny a vývoj podélného profilu čs. úseku Dunaje, jednak Szadeczkého—Kardosse (1938), který si všimá sedimentačních poměrů, geomorfologického vývoje a tektoniky uloženin komárenské pánve. Eolickou činností se v tomto území podrobněji zabýval Janšák (1950).

Významná je publikace Lukniše—Bučka (1953), ve které autoři charakterisují

geomorfologické poměry Podunajské nížiny v oblasti mezi Novými Zámky a Komárnem. Autoři zde rozlišili Hronskou pahorkatinu, dvě říční terasy, přechodní území od pleistocenních teras k holocenní Podunajské rovině a Podunajskou rovinu.

V padesátých letech a na začátku šedesátých let vyšly důležité práce týkající se sedimentů Dunaje, jednak v Rakousku od Finka — Majdana (1954), Finka (1957, 1960, 1966) a Küppera (1955), které jsou nezbytné pro porovnání, jednak v Maďarsku Pécsiho (1956, 1957, 1959, 1964), které se přímo dotýkají zkoumaného území.

V posledních letech probíhal v této oblasti intenzivní výzkum, protože jde o součást zájmového území vodních děl na Dunaji. Hydrogeologické poměry dunajského území mezi Komárnem a Chlabou jsou shrnuty v publikaci Porubského (1963), výsledky inženýrsko-geologického a hydrogeologického výzkumu v práci Matuly — Duby — Jesenáka (1965). Práce je zaměřena též na výzkum sedimentologie, autoři aplikují výsledky Šancerových (1951) studií na sedimenty Dunaje.

Výsledky výzkumu pracovníků kvartérního oddělení GÚDŠ obsahují práce Harčára (1964, 1965, 1967), Harčára — Schmidta (1965), Halouzky (1964, 1965, 1966), Hraška — Minaříkové — Šajgalíka (1968), Kalaše (1964), Minaříkové (1964, 1965) a Vaškovského (1964, 1965, 1967).

Z hlediska sedimentárně-petrografického výzkumu je významná práce Mišíka (1956), která se částečně týká i zpracovávaného území. Autor uvádí kvantitativní zhodnocení těžkých minerálů, jednak z recentních sedimentů Dunaje, jednak ze spraší v Búči a eolických písků v Žitavské Tóni. Uvažuje o jejich mateřském sedimentu a směru navívání, na základě srovnání jejich těžké frakce s těžkou frakcí sedimentů blízkých řek.

V západní části území, tam kde kvartérní sedimenty nasedají přímo na tzv. kolárovske vrstvy, není dosud vyřešena otázka rozhraní kvartér — neogén. Podrobnější vymezení kolárovske vrstev je provedeno na geologických generálních mapách. Mocnost těchto vrstev je značně proměnlivá, podle Budaye (1960) 100—115 m i více. Názory na jejich stratigrafické začlenění se velmi rozcházejí. Kolesík (1949) je zařadil do kvartéru, Andrusov — Schaleková (1954) do pliocénu. Buday (1960) se domnívá, že odpovídají spodnímu a střednímu levantu. Vass (1966) a Priechodská (1966) uvádějí větší plošné rozšíření kolárovske vrstev směrem na východ, z okolí Šrobárové.

Fluviální sedimenty v úseku mezi Komárnem a Štúrovem

V tomto území se setkáváme se sedimenty Dunaje, Žitavy, Nitry a Hronu. Protože se jedná o soutokovou oblast, kde dochází k míšení sedimentů jmenovaných řek, bude nejdříve podána petrografická charakteristika sedimentů jednotlivých vodních toků.

Petrografická charakteristika dunajských sedimentů

Ve valounové složce převládají světlé křemence a křemen, které představují 75—80 %, někdy i více. Nejvíce jsou zastoupeny křemence okrových odstínů, méně jsou přítomny šedé a bělavé křemence, ojediněle jsou křemence tmavěšedé až černé a červené. Jsou převážně monominerální, ale nacházíme i křemence sericitické, sericiticko-muskovitické a vzácně chloriticko-muskovitické. Valouny těchto hornin jsou polozaoblené a zaoblené, řidčeji se vyskytují

poloostrohranné (Petránek 1963). Z dalších hornin jsou přítomny poloostrohranné drobné valounky silicitů, z nichž nejhojnější jsou hnědé, žluté a rezavěhnědé rohovce. Ojedinele nacházíme červené, hnědé a černé radiolarity. Procentuální zastoupení silicitů se pohybuje kolem 5 %.

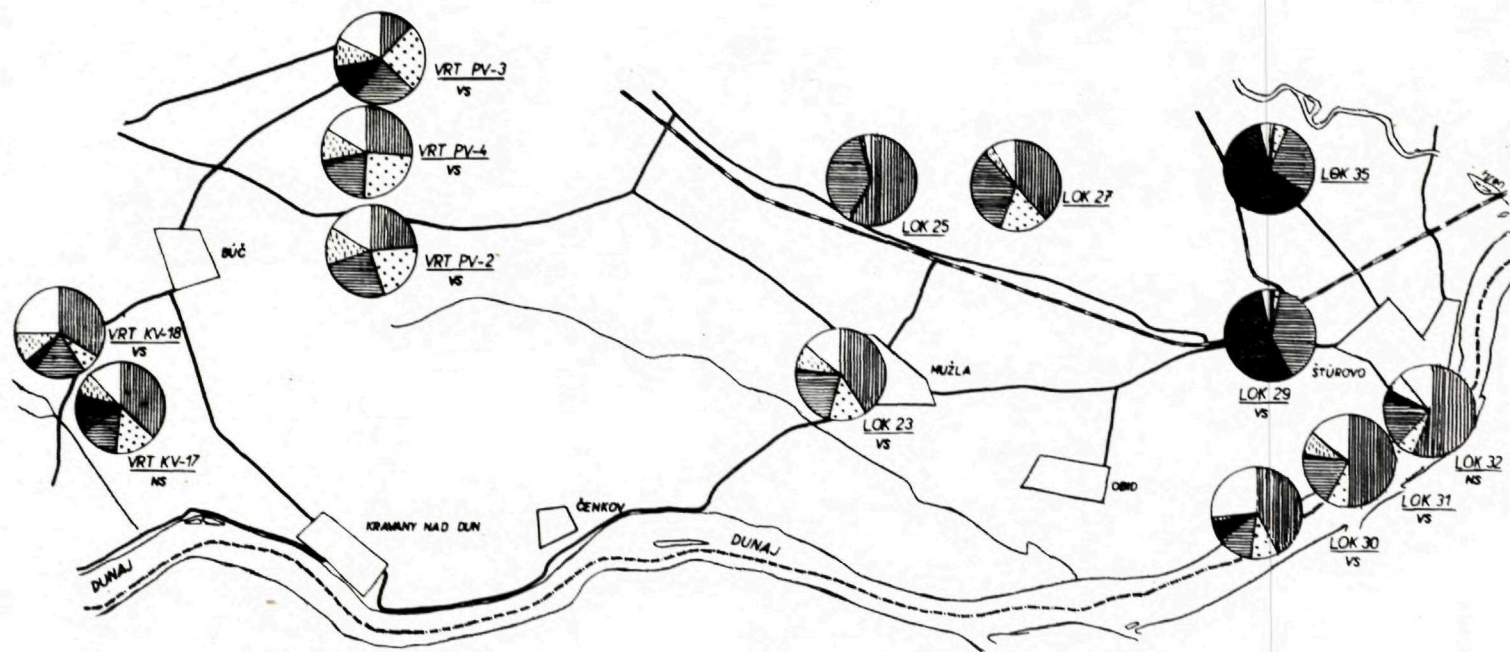
Obsah pískovců v dunajských sedimentech kolísá mezi 5–10 %. Nejhojnější bývají pískovce křemenné, méně polymiktní. Jsou to jemnozrné slídnaté pískovce a pískovce glaukonitické. Ojedinele jsou přítomny fialověčervené pískovce křemenné s železitým tmelem. Pískovce tvoří drobné, obvykle zaoblené až dokonale zaoblené ploché valounky.

Krystalické břidlice představují vcelku malou část valounové složky; jejich podíl činí okolo 3 %, ale zahrnují mnoho typů a variet. Obecně lze říci, že jde o odolné typy. Nejhojnější jsou muskovitické a dvojslídne ruly, méně je chloriticko-epidotických břidlic a amfibolických rul, vzácné jsou ruly biotitické. Valounky krystalických břidlic bývají zaoblené a polozaoblené. Ve zbytku se vzácně nacházejí granitické horniny, světlé vápence a dolomity a drobné valounky zvětralých andesitů.

Toto petrografické složení valounů si dunajské sedimenty uchovávají zhruba na celém území od Komárna až po Štúrovo. Změny v zastoupení jednotlivých typů hornin jsou tak malé, že v nich není možné nalézt žádnou výraznější zákonitost. Je to způsobeno tím, že dunajské sedimenty v této oblasti mají již značně vytríděné složení a úsek Komárno—Štúrovo je příliš malý, aby se projevily výraznější změny.

Pokud se jedná o provenienci jednotlivých typů hornin, předpokládám, že většina křemenců a křemene pochází z horního toku Dunaje, z jižní části Českého masivu a z alpského mesozoika. Křemence, které jsou hůře opracované, mohou pocházet z přítoků Dunaje — z Váhu, Nitry a Žitavy. Silicity pocházejí pravděpodobně převážně z alpského mesozoika, zvláště pokud se jedná o žluté a hnědé rohovce a hnědé a červené radiolarity. Původ pískovců se nedá blíže stanovit, protože tyto horniny jsou v povodí všech uvažovaných řek. Totéž se dá říci o granitických horninách. Vápence jsou přinášeny převážně Dunajem, který jich ještě v okolí Gabčíkova obsahuje okolo 8 % (Minaříková 1967), ale směrem po toku, s prodlužujícím se transportem jich velmi ubývá. Zvětralé andesity přinášejí do dunajských sedimentů hlavně Žitava a méně Nitra, které drenují vulkanity ve svých horních tocích. Krystalické břidlice jsou přinášeny z více oblastí, jednak z horního toku Dunaje, z jižní části Českého masivu, dále v malé míře z Malých Karpat (některé amfibolické ruly) a konečně chloriticko-epidotické břidlice a biotitické ruly, které patří mezi méně odolné horniny, byly pravděpodobně přinášeny Váhem.

V písčité složce převládá výrazně křemen, který tvoří zrna většinou poloostrohranná, méně polozaoblená a ostrohranná. Příměs 15–20 % tvoří navětralé a mléčně zakalené živce, převážně plagioklasy, méně živce draselné,



Obr. 1. Zastoupení těžkých minerálů v písčitéch štěrčích mezi Komárnem a Štúrovo.

1 – granát, 2 – amfibol, 3 – opakní minerály, 4 – hypersten-augit, 5 – minerály zoisit-epidotové skupiny, 6 – ostatní minerály. NS – nižší stupeň, VS – vyšší stupeň, lok. 34 – srovnávací vzorek z W terasy Žitavy, lok. 35 – srovnávací vzorek z W terasy Hronu.

dále drobné úlomky výše uvedených hornin a ojediněle jsou zastoupené slídy — chlorit, muskovit a baueritisovaný biotit.

Celkový obsah těžkých minerálů v zrnitostní frakci 0,25—0,05 mm kolísá v rozmezí 2—9 %, průměrně je 3 %. Nejhojnějšími minerály těžké frakce jsou: granát, amfibol, minerály opakní a zoisit-epidotové skupiny.

Podíl granátu je v průměru 30 %, kolísá od 20 do 50 %. Je většinou slabě narůžovělý nebo bezbarvý, zřídka tmavěji růžový. Zastoupení amfibolu se dosti mění — pohybuje se mezi 8—30 %, průměrný obsah bývá 20 %. Jedná se o zelený obecný amfibol. Opakní minerály jsou reprezentovány převážně magnetitem a pyritem, málo ilmenitem. Ve vzorcích, kde je vyšší obsah opakních minerálů, bývá obvykle jejich část tvořena autigenním pyritem. Průměrný obsah opakních minerálů je 20 % (mění se v rozmezí 13—25 %). Minerály zoisit-epidotové skupiny bývají bezbarvé, žlutozelené až zelené, někdy zakalené. Jejich obsah kolísá mezi 7—12 %.

Další skupinou těžkých minerálů jsou pyroxeny — hypersten a augit, jejichž zastoupení v dunajských sedimentech je dosti měnlivé. Jsou citlivým indikátorem přínosu materiálu z řek Váhu, Nitra, Žitavy a Hronu, které je přinášejí ze svých povodí, proto jejich obsah, i když je malý, je velmi důležitý. Z ostatních minerálů jsou průběžné, ale ve velmi malé koncentraci zastoupené: staurolit, disten, sillimanit, andalusit, apatit, zirkon, rutil, turmalín, titanit a anatas. Ze slíd bývá přítomen chlorit — v průměru okolo 5 %. Podíl zakalených minerálů se též dosti mění, ale obvykle nepřekračuje 10 %.

Petrografická charakteristika žitavských sedimentů

Ve valounové složce pozorujeme vysoký obsah světlých křemenců a křemene, které tvoří spolu více než 90 %. Jsou poloostrohranné a polozaoblené. Zbytek valounové složky představují především křemenné pískovce a navětralé andesity. Ojedinělé jsou šedé a hnědé silicity a jemnozrnné chloritické a chloriticko-muskovitické břidlice.

V písčité složce výrazně převládá křemen, který je poloostrohranný a zřídka polozaoblený. Malou příměs tvoří zvětralé živce, převážně plagioklasy a úlomky výše uvedených hornin. Ve frakcích pod 1 mm se nacházejí zrna β křemene. Slídy jsou přítomné zcela vzácně.

Těžká frakce má úplně jiné složení než měly dunajské sedimenty. Výrazně v ní převládají pyroxeny, především hypersten, jehož zastoupení se pohybuje okolo 60 % a opakní minerály tvoří 20—30 %. Ostatní těžké minerály jsou sporadické. Jsou to: granát, amfibol, minerály zoisit-epidotové skupiny, apatit, rutil, titanit, zirkon (viz mapu s kruhovými diagramy — lok. 34).

Petrografická charakteristika nitranských sedimentů

Ve valounové složce převládá křemen a křemence, které jsou na rozdíl od sedimentů Žitavy hlavně hnědé, méně šedé a ojediněle černé, fialové a narůžovělé. Jsou převážně slabě opracované; většina valounů je poloostrohranných, méně polozaoblených. Ostatní horniny tvoří jen malou příměs. Jsou to krystalické břidlice chloritické a chloriticko-muskovitické a vzácně biotitické.

Jsou jemnozrné a dosti rozpadavé. Z pískovců jsou přítomny pískovce křemenné, méně glaukonitické. Silicity jsou ojedinělé — jsou to hnědé, žluté a vzácně červené rohovce. Velmi vzácný je světlý vápenec. Vedle těchto hornin obsahují sedimenty Nitry sporadicky drobné valounky značně zvětralých andesitů.

Písčítá složka se skládá ze zrn křemene, úlomků uvedených hornin a zvětralých živeců. Zrna křemene jsou ostrohranná a poloostrohranná. Vzácně se najde β -křemen.

Těžká frakce sedimentů řeky Nitry se velmi podobá těžké frakci uloženin řeky Žitavy. Nejvíce jsou zastoupeny pyroxeny: hypersten a augit a opakní minerály. Ostatní těžké minerály jsou vzácné.

Petrografická charakteristika hronských sedimentů

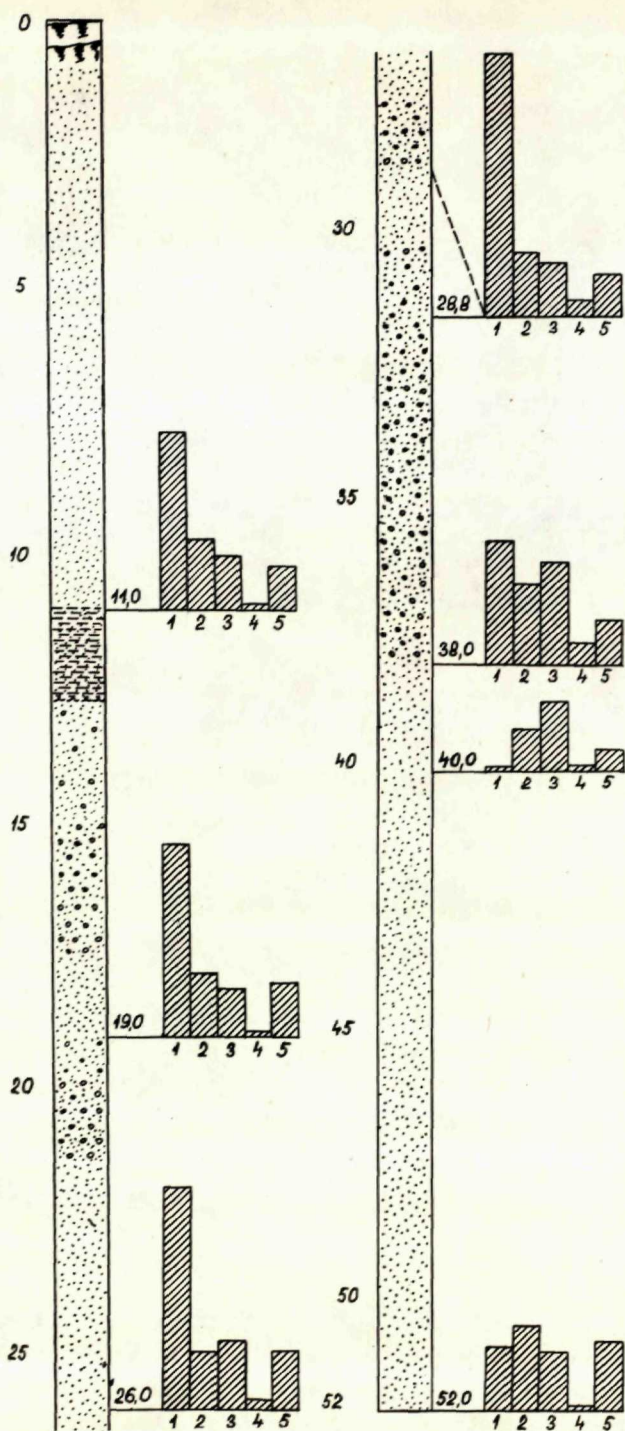
Ve valounové složce jsou opět nejhojnější křemence a křemen, které však, na rozdíl od uloženin ostatních toků tohoto území představují pouze okolo 35 %. Některé z křemenců obsahují šupiny muskovitu a chloritu. Valouny jsou polozaoblené a zaoblené, méně poloostrohranné. Dalších 30 % tvoří mesozoické křemenné pískovce. Vulkanity představují 20 % valounové složky, z toho 6 % tvoří ryolity a 14 % andesity, dacity a ryodacity. Obsah krystalických břidlic je okolo 11 %. Jsou to různé typy převážně světlých rul. Dvojslídne granity tvoří 3 %. Ojediněle jsou přítomny šedohnědé silicity a velmi jemnozrné polymiktní pískovce.

V písčité složce převládá křemen, který tvoří zrna poloostrohranná a ostrohranná; dále je tu dosti úlomků výše popsaných hornin (25 %), zvětralé, bílé zakalené živce — převážně plagioklasy. Ojediněle je přítomen β -křemen a vzácně biotit.

V těžké frakci výrazně převládají pyroxeny, zvláště hypersten (50–60 %) a opakní minerály (okolo 30 %). Hypersten hronských sedimentů se liší od hyperstenu žitavských a nitranských uloženin vyšším obsahem Fe, které se projevuje jeho tmavším zabarvením a vyšším pleochroismem. Má též větší množství uzavřenin rudních minerálů. Ostatní těžké minerály jsou zastoupeny sporadicky. (Viz mapu s kruhovými diagramy — lok. 35.)

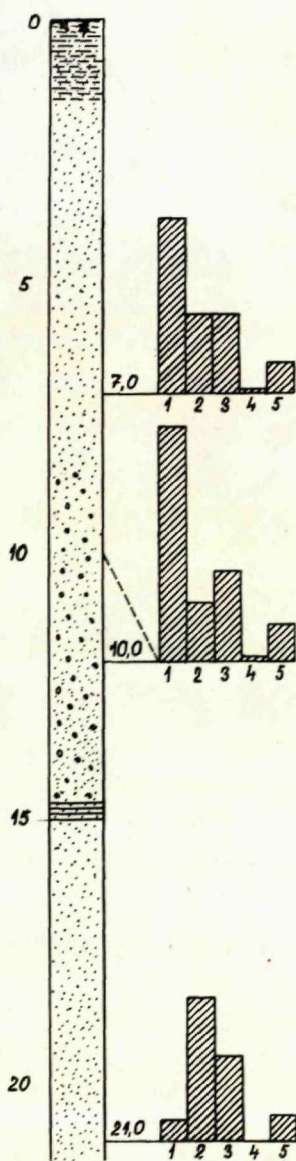
Petrografická charakteristika sedimentů terasových stupňů mezi Komárnem a Štúrovem

Nejmladšími pleistocenními fluviálními sedimenty Dunaje v tomto území jsou podle Vaškovského (1967) uloženiny, jednak štěrkopískové výplně dna údolní nivy Dunaje, kterou začleňuje do würmu, jednak tzv. nižší stupeň, který se vyskytuje mezi Chotínem, a Marcelovou, Močou a Búčem; dále se na něm rozprostírá Čenkovský les a obec Kravany n. D. a konečně vystupuje ve Štúrově. Tento nižší stupeň je ekvivalentní tzv. přechodnímu

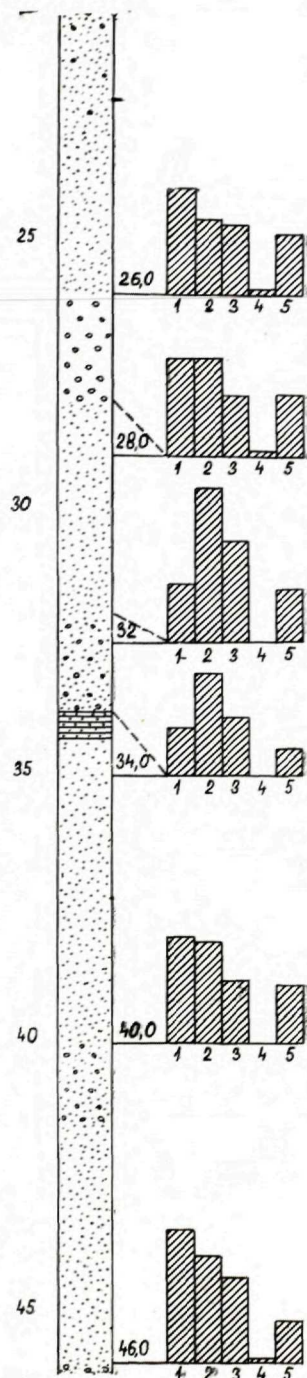
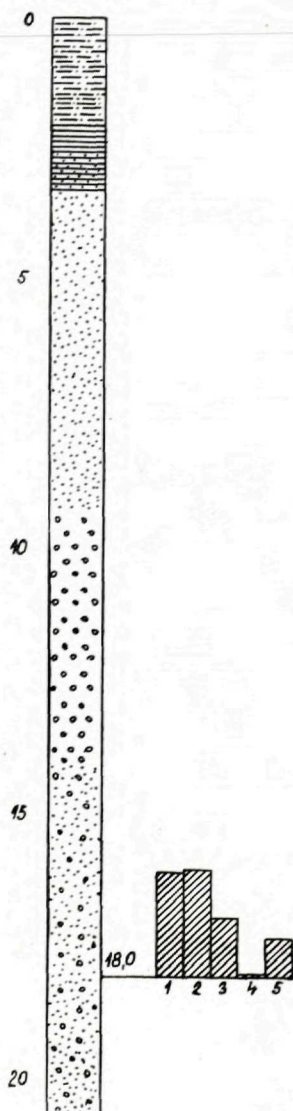
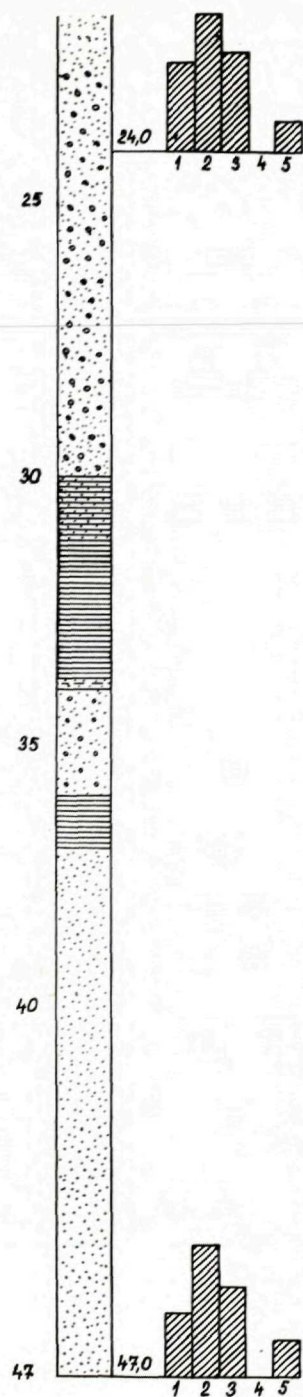


Obr. 2. Zastoupení těžkých minerálů ve vrtu 2028.

1 — granat, 2 — amfibol, 3 — opakní minerály, 4 — hypersten +]



Obr. 3. Zastoupení těžkých



minerálů ve vrtu 2059.

augit, 5 — minerály zoisit-epidotové skupiny (pro obr. 2, 3 a 4).

Obr. 4. Zastoupení těžkých minerálů ve vrtu 2059 A.

území (viz Lukniš—Bučko 1953). Base tohoto stupně je cca 107—108 m nad mořem, jeho mocnost až 7 m (Vaškovský 1964).

Na západě, v oblasti Chotína, je nižší stupeň tvořen dunajským materiálem s kolísající příměsí žitavského materiálu. Toto kolísání se projevuje zvláště v nejvariabilnější složce sedimentu — v těžké frakci ve vyšším zastoupení pyroxenů (viz mapu s kruhovými diagramy — lok. 6, 10 a vrt 1007). Jde o soutokovou oblast, a proto je častá změna složení zcela pochopitelná. Zvýšený podíl pyroxenů si sedimenty nižšího stupně uchovávají i dále směrem po toku do okolí Moče a Kravan (vrt KV-17 na mapě s kruhovými diagramy), avšak při Štúrově již pozorováno nebylo (viz lok. 32). V zastoupení ostatních těžkých minerálů nebyly zaznamenány výraznější výkyvy, až na granát, kterého směrem po toku s prodlužujícím se transportem relativně přibývá což je možno vysvětlit jeho větší odolností vůči říčnímu transportu.

Složení valounů nižšího stupně je typicky dunajské a na celém území prakticky stálé (s výjimkou již uvedené západní části území), kde je možno pozorovat malou příměs žitavského materiálu, projevujícího se v přítomnosti drobných valounků andesitů.

Vyšší terasový stupeň je od nižšího oddělen poměrně výraznou hranou probíhající od Chotína směrem na Marcelovou, Žitvu, Búč, Mužlu, Boží kopec u Štúrova, kde se stáčí do údolí Hronu. Na severu a severovýchodu je ohraničený úpatím svahů Hronské pahorkatiny a Belanskými kopci. Výška base vyššího stupně je cca 110 m nad mořem, tj. asi o 2—3 m výše než u nižšího stupně (Vaškovský 1967). Vaškovský (1964) zařazuje tento stupeň do rissu, Halouzka (1966) nazývá tuto terasu búč-mužlanská. Je ekvivalentní terase II.b Pécsiho (1959, 1964) na maďarském území.

Vyšší stupeň je po petrografické stránce velmi zajímavý. V oblasti Chotína a Marcelové byly vyhodnoceny vzorky písčitéch štěrků z několika vrtů a odkryvu (lok. 7 na mapě s kruhovými diagramy). Výsledky byly velmi překvapivé. Západní okraj stupně v šířce asi 1,5—2 km je tvořen materiálem zcela podobným terase Žitavy, uložené SZ od tohoto území v okolí Hurbanova a Nových Zámek, kterou Harčár (1965) zařadil do würmu. V žádném případě se nemůže jednat o sediment řeky Nitry, protože tento má poněkud odlišné složení valounů. Za tímto okrajem byla akumulace tvořena typickými dunajskými sedimenty. Pro přítomnost žitavského materiálu v této části búč-mužlanské terasy nemáme zatím přijatelné vysvětlení, protože Harčár (1965) uvádí, že v risském období protékala Žitava několik km východněji tzv. pradolinou a gbelskou branou ústila do Dunaje. Nynější tok zaujala Žitava podle Harčára (1965) až ve würmském období.

Vyšší stupeň má na celém ostatním území (s výjimkou okolí štúrovské cihelny — lok. 29) stejné složení i charakter valounové složky, která je typicky dunajská. Určité rozdíly byly však pozorovány u citlivější těžké frakce.

Především je to vyšší obsah hyperstenu a augitu ve vrtu PV-3 (viz mapu s kruhovými diagramy) na úpatí Hronské pahorkatiny v blízkosti gbelské brány mezi skupinou Chrbátu a Belanskými kopci. Předpokládám, že k přínosu žitavského materiálu docházelo ze severu z pradoliny, kde Žitava podle Harčára (1965) v risse protékala. Sledujeme-li zastoupení ostatních těžkých minerálů, vidíme podobně jako u nižšího stupně, že s přibývajícím transportem relativně vzrůstá zastoupení granátu na úkor amfibolu. Je to způsobeno nestejnou odolností těchto minerálů vůči říčnímu transportu.

Důležitým poznatkem z hlediska paleohydrografie je skutečnost, že risská štěrková akumulace západně od Štúrova (okolí cihelny — lok. 29 na mapě s kruhovými diagramy) není tvořena materiálem Dunaje, jak to předpokládal Kéz (1939) a od kterého toto konstatování přebrali všichni další autoři, ale materiálem řeky Hronu, jak o tom svědčí naprostá shoda jak složení valounů, tak i těžké frakce s typickými hronskými sedimenty, které se nacházejí severně od Štúrova. Hranici mezi dunajskými a hronskými sedimenty v této části búč-mužlanské terasy by bylo možno stanovit pouze pomocí vrtů. Risské štěrky na Božím kopci u Štúrova jsou dunajské (viz lok. 31 na mapě s kruhovými diagramy).

Tzv. staropleistocenní terasové akumulace, které z tohoto území popsalo více autorů, mezi nimi Kéz (1939) a Pécsi (1959, 1964) byly též petrograficky zpracované. Výsledky ukázaly, že tyto písčité štěrky se naprosto liší, jak svým složením, tak i celkovým charakterem od písčitých štěrků nižšího i vyššího terasového stupně Dunaje. Mimo to se liší i navzájem mezi sebou. Na každé výškové úrovni, které připisují autoři věk v rámci kvartéru, nacházíme diametrálně odlišný materiál.

Pécsi (1959, 1964) začlenil do günzu písčité štěrky a slepence z okolí Mudroňova. Jsou to štěrky poměrně hrubé, průměr valounů bývá 4–5 cm, ale hojně jsou valouny i 10–15 cm (jsou tedy mnohem hrubší než dunajské sedimenty), místy setmelené CaCO_3 ve slepence. Valouny jsou velmi dobře opracované, převážně zaoblené a dokonale zaoblené a jejich tvar neodpovídá tvaru říčních valounů. Jsou složeny téměř výhradně z křemenců a křemene, ojediněle jsou přítomny vápence a vzácně silicity. Tyto slepence mají vložky jemnozrnných vápnitých pískovců. V těžké frakci písčitých štěrků i písků jsou nejvíce zastoupené opakní minerály (okolo 35 %), zakalené minerály (více než 20 %) a minerály zoisit-epidotové skupiny (10–20 %); méně je granátu (10 %), amfibolu a chloritu (viz mapu s kruhovými diagramy — lok. 14). Stejně písčité štěrky a slepence jsou i severně od Marcelové mezi Dolným Petrem a Žlutým domem u Šrobárové, kde je v nich vymodelován erozní stupeň, který Vaškovský (1967) zařazuje do mindelu a Lukniš—Bučko (1953) jej považují za risskou akumulaci Dunaje (viz lokalita 11 na mapě s kruhovými diagramy). Tyto štěrky náleží s největší pravděpodobností neogénu (budto pontu anebo levantu).

Podobně i tzv. staropleistocenní akumulace Dunaje uváděné Kézem (1939) a Pécsim (1959, 1964) z Belanských kopců nejsou dunajské, o čem vedle jiných faktorů svědčí i jejich petrografické a mineralogické složení, které se od dunajských sedimentů zásadně liší. Na svazích kopce Dubníku, v nadmořské výšce 180–200 m nacházíme roztroušené štěrky, které přecházejí směrem do hloubky do slepenců. Štěrky jsou středně hrubé, složené převážně z šedivých křemenců a křemene, ale je tu i dosti krystalických

břidlice, hlavně světlých rul muskovitických a dvojslídnych. Dále jsou poměrně hojné černé křemence a světlé silicity. Oproti štěrkům od Mudroňova jsou mnohem hůře opracované, většina valounů je poloostrohanná a polozaoblená. V těžké frakci nacházíme prakticky jen granát, který představuje 50–60 % a opakní minerály (30–35 %). Ostatní minerály, které jsou typicky metamorfní jsou jen sporadicky zastoupené (viz mapu s kruhovými diagramy — lok. 25). Podrobný geologický výzkum a sondovací práce ukázaly, že tyto štěrky přecházejí do hloubky do slepenců s bohatou sarmatskou faunou (Vaškovský 1964). Pécsi (1959) je označil jako mindelskou terasu Dunaje.

Východně od kopce Dubníku na Velkém vrchu v nadmořské výšce okolo 200 m je další typ písčitých štěrků, které se od všech dosud zjištěných výrazně liší. Jsou to drobné písčité štěrky s polozaoblenými a poloostrohannými valouny, které jsou složeny převážně z křemene a křemenců světle okrových, šedých, černých i červených. Ojedinelé jsou červené a hnědavé silicity a krystalické břidlice. Oproti ostatním písčitým štěrkům tohoto území obsahují asi 15 % amfibolických andesitů. V těžké frakci nacházíme minerály typicky metamorfní — granát (33 %), staurolit (4 %), disthen (3 %) a další, dále opakní minerály (30 %) a čedičový amfibol (18 %) (viz mapu s kruhovými diagramy — lok. 27). Složení těchto sedimentů, zvláště obsah amfibolických andesitů ukazuje na tortonský původ těchto písčitých štěrků.

Sedimenty v oblasti meziříčí Dunaj—Žitava—Nitra—Váh

V letech 1958–59 probíhal v uvedené oblasti inženýrsko-geologický a hydrogeologický průzkum pro vodní dílo Nagymaros. V rámci tohoto průzkumu zde bylo provedeno velké množství vrtných prací. Odebrala a analysovala jsem vzorky z některých skartovaných vrtů (maximálně však do hl. 60 m), abych určila charakteristické horniny a minerály pro různé typy sedimentů tohoto území. Dále jsem se pokoušela najít kriteria pro rozlišení hranice mezi kvartérními a neogenními sedimenty, což je v této oblasti dosud nevyřešeným problémem. Ve východní části území, kterou od západní odděluje povodí Nitry, se dá ve většine případů tato hranice určit, zvláště tam, kde je podložím kvartéru pont, avšak v oblasti tzv. kolárovsčých vrstev se tuto hranicí spolehlivě stanovit nepodařilo.

Studované území je možno rozdělit na tři oblasti, jak z geologicko-geografického hlediska, tak i z hlediska petrografického a mineralogického složení sedimentů. Jsou to: (1) východní část území meziříčí, která je od západní části oddělena povodím Nitry, a oblast města Komárna; (2) západní část území meziříčí; (3) oblast dolního Žitného ostrova.

Východní část meziříčí a oblast města Komárna. Kvartérní sedimenty v této oblasti zasahují maximálně do hloubky okolo 16 m. Jsou to téměř výhradně typické dunajské sedimenty, až na SV část území v oblasti Chotína, kde nacházíme větší nebo menší podíl žitavského materiálu. Petro-

grafické složení sedimentů je stejné jako v uloženinách nižšího a vyššího terasového stupně mezi Komárnem a Štúrovem. V těžké frakci je oproti nim vyšší zastoupení granátu na úkor amfibolu. Pyroxeny tvoří malou, ale stabilní příměs. Neogenní sedimenty jsou zde představovány převážně písiky, zřídka písčitémi štěrky. Valounová složka neogenních písčitých štěrků je tvořena převážně světlešedými a bílými křemenci a křemenem, které tvoří více než 80 %. Ve zbytku jsou zastoupené světlé vápence, černé, hnědé a černobílé silicity a vápnité konkrce velkých rozměrů. Vzácně jsou přítomné rozpadavé chloritické břidlice. V písčité složce nacházíme vybělený ostrohranný a poloostrohranný křemen a velké množství slíd, hlavně chloritu, méně muskovitu, které spolu tvoří 15–20 % písčitých frakcí. Zvětralé živce a úlomky hornin jsou málo zastoupené. V těžké frakci převládají buďto opakní minerály, anebo amfibol. Granátu je tu mnohem méně než v dunajských sedimentech. Rozdílnost těžké frakce dunajských a neogenních sedimentů v této části území dobře dokumentují histogramy na příloze vrtu 2059 (leží 10 km severně od Komárna), které mají pro oba typy sedimentů zcela odlišný tvar.

Západní část meziříčí. V tomto území nebylo možné jednoznačně určit hranici kvartér — neogén. Pokoušela jsem se opřít o analýsu těžkých minerálů, ale kvartérní i neogenní sedimenty mají v tomto území prakticky totožnou asociaci těžkých minerálů a jednotlivé vzorky se liší pouze jejich procentuálním zastoupením a vzájemným poměrem. K hlavním minerálům patří granát a amfibol, ale jak je z literatury známé (u nás na př. Mišík 1956), podíl těchto minerálů silně kolísá v závislosti na zrnitosti sedimentů. Stává se proto, že dunajské písiky, které leží v nadloží dunajských štěrků, mající stejný zrnitostní charakter s neogenními písiky v podloží dunajských štěrků; mají i podobné zastoupení hlavních těžkých minerálů.

Zdá se však, že hranice mezi kvartérními a neogenními sedimenty probíhá v západní části meziříčí poněkud hlouběji než ve východní části, pravděpodobně v hloubce mezi 30–40 m. V petrografickém složení valounů a v celkovém charakteru sedimentů není až do této hloubky podstatných rozdílů. Pod touto hloubkou má materiál poněkud jiný charakter. Písiky jsou vápnitější než v nadloží a písčítá zrna jsou hůře opracovaná než v nadložních vrstvách. O těžké minerály se není možné spolehlivě opřít, protože, jak ukazují jejich histogramy z vrtů 2028 a 2059 A, jsou tu dosti značné rozdíly. Vidíme, že zhruba všechny vzorky, až na dva v hl. 30,0–33,8 m mají obdobné složení a vzájemný poměr oporných těžkých minerálů.

Oblast dolního Žitného ostrova. Ve vrtech, které byly situovány v jižní části území v blízkosti hlavního toku Dunaje, je možné hranici kvartér — neogén určit vcelku jednoznačně, podobně jako ve východní části meziříčí. Dunajské sedimenty sahají v těchto vrtech do hloubky 10–15 m. V oblasti,

která leží severněji mezi Okoličnou na Ostrově a Kameničnou je stanovení této hranice stejně obtížné jako v západní části meziříčí.

Eolické sedimenty

jsou ve studovaném území zastoupeny vátými písky a sprašemi.

Eolické písky

Rozšíření eolických písků v Podunajské nížině uvádějí Janšák (1950), Sekyra (1961), Pelíšek (1963) a Lukniš—Bučko (1953). Vaškovský (1960, 1964) uvádí největší výskyty vátých písků z okolí obcí Nesvady, Imel, Hurbanovo, Nové Stráže, Kameničná, Chotín, Marcelová, Moča a Čenkov. Váté písky vytvářejí morfologicky výrazné, několik km dlouhé přesypy SZ—JV směru, parabolické duny anebo plošné pokryvy o mocnosti 2—25 m. K jejich uložení docházelo koncem würmu a v holocénu (Vaškovský 1964).

Petrograficky a mineralogicky byly zhodnoceny váté písky z okolí Kameničné, Nesvad, Hurbanova, Imela, Chotína, Marcelové (Bašův Kopec a výplň mrazových klínů v búč-mužlanské terase) a Čenkova (Čenkovský les). Na základě mineralogického výzkumu můžeme eolické písky studované oblasti rozdělit na tři typy: (1) oblast eolických písků v okolí Hurbanova, Chotína a Marcelové; (2) oblast eolických písků v okolí Nesvad a Imela; (3) oblast eolických písků v okolí Kameničné a Čenkovského lesa.

Oblast eolických písků v okolí Hurbanova, Chotína a Marcelové

Váté písky tvoří nesouvislý pás lokálních výskytů asi 5—6 km široký, probíhající SZ—JV směrem od Bohaté a Hurbanova, přes okolí Chotína na Bašův kopec, který leží JV od obce Marcelová. Všechny tyto písky jsou si navzájem velmi blízké mineralogickým složením. Lehká frakce je tvořena převážně křemenem, který představuje okolo 85—90 %. V malém množství jsou přítomny navětralé a zakalené živce, plagioklasy i živce draselné, dále úlomky křemenců a pískovců. Ojedinelé jsou slídy; převážně to bývá muskovit, méně často chlorit a baueritisovaný biotit. Opracovanost zrn křemene je nízká, většina zrn je ostrohranných a poloostrohranných, pouze v hrubších zrnitostních frakcích 2—1 mm a 1—0,5 mm najdeme zrna polozaoblená a vzácně i zaoblená. V těžké frakci, která je pro rozlišování eolických písků nejcitlivější, jsou přítomny především pyroxeny, hlavně hypersten, jehož obsah tvoří průměrně 60—70 % a augit, jehož podíl nepřekračuje obvykle 5 %. Pyroxeny nejsou většinou korodované, bývají převážně polozaoblené a zaoblené. Zastoupení opakních minerálů se pohybuje mezi 20—30 %. Ojedinelé bývá přítomen amfibol, granát a minerály zoisit-epidotové skupiny. Ostatní minerály jsou sporadické.

Stejné složení mají i eolické písky, které tvoří výplň mrazových klínů v okolí Marcelové, odkud je uvádí Vaškovský (1964).

Uvedené složení těžké frakce svědčí o tom, že tyto eolické písky byly s největší pravděpodobností vyváté větry převážně SZ směrů z würmských terasových sedimentů Žitavy, které lemují levý břeh Žitavy (Harčár 1965) v okolí Hurbanova.

Oblast eolických písků v okolí Nesvad a Imela

Váté písky tvoří izolované ostrůvky a přesypy na území meziříčí mezi tokem Nitry a Žitavy. Složením lehké frakce se nijak výrazně neodlišují od eolických písků prvního typu. Naproti tomu těžká frakce těchto písků má na rozdíl od předcházejícího typu velmi kolísavé složení. Některé písky mají vysoký podíl pyroxenů, především hyperstenu a velmi se podobají eolickým pískům prvního typu, jiné mají obsah pyroxenů velmi nízký a na jejich úkor je význačně zastoupen granát (až 20 %). Z dalších minerálů jsou zastoupeny především opakní minerály, amfibol, minerály zoisit-epidotové skupiny a apatit.

Uvedené složení těžké frakce svědčí o tom, že písky této oblasti byly vyvívané jak ze zdejších sedimentů Nitry a Žitavy, pro které je typická asociace pyroxenů a opakních minerálů, tak i ze sedimentů vážských. Sedimenty dolního toku Váhu mají totiž podle Mišíka (1956) poměrně vysoký obsah granátu — okolo 25 %, zatím co pyroxeny jsou málo zastoupeny. Uvedené rychlé kolísání složení těžké frakce dokazuje místní původ materiálu eolických písků a svědčí též o jejich krátkém eolickém vývoji.

Oblast eolických písků v okolí Kameničné a Čenkovského lesa

Eolické písky Čenkovského lesa tvoří poměrně rozsáhlou oblast v ohybu Dunaje mezi Kravany a Mužlou. Tyto písky se svým mineralogickým složením zcela odlišují od obou předchozích typů. V lehké frakci převládá křemen, který je poloostrohranný a ostrohranný, menší příměs tvoří živce — plagioklasy i draselné živce. Ojediněle jsou zastoupeny slídy, chlorit, muskovit a baueritisovaný biotit. V těžké frakci je nejhojněji zastoupen granát a amfibol, jejichž obsah se u obou pohybuje okolo 30 %. Méně jsou přítomny minerály zoisit-epidotové skupiny (12—16 %) a opakní minerály (9—15 %). Hypersten a augit jsou zcela ojedinělé. Z ostatních minerálů jsou zastoupeny staurolit, disten, sillimanit, apatit, rutil, titanit, zirkon, turmalin a chlorit. Stejně složení i charakter těžkých minerálů mají i eolické písky v okolí Kameničné.

Toto mineralogické složení svědčí o tom, že eolické písky této oblasti byly vyváté výhradně z dunajských náplavů, protože s nimi mají zcela totožné složení, jak těžké, tak i lehké frakce. Opracovanost zrn těchto vátých písků je velmi nízká a poukazuje na krátký transport i eolický vývoj.

Spraše

Ve studovaném území se spraše vyskytují hlavně v jeho východní části, a to jednak na vyšším stupni, který je, jak již bylo uvedeno, risského stáří, jednak ostrůvkovitě i na svazích a v údolích jižního okraje Hronské pahorkatiny. Mocnost sprašového komplexu je až 15 m. V několika odkryvech mezi Chotínem a Štúrovem má na basi vyvinutou riss-würmskou interglaciální půdu (Vaškovský 1964).

Sedimentárně-petrografickým výzkumem spraší Podunajské nížiny se dosud zabýval pouze orientačně Mišík (1956), který sledoval možnosti korelace eolických sedimentů s mateřskými sedimenty, ze kterých byly eolické usazeniny vyvátý, pomocí těžkých minerálů. Ze studovaného území uvádí analýsu těžkých minerálů ze sprašového profilu v Búči.

Autorka se věnovala též hlavně kvalitativnímu i kvantitativnímu vyhodnocení těžkých minerálů, jako nejvariabilnější složky spraší. Je však třeba si ujasnit jaké údaje mohou těžké minerály o spraších poskytnout. Těžké minerály se získávaly ze zrnitostní frakce 0,25–0,05 mm. Tato frakce však obvykle tvoří poze malou část celkové hmoty spraší, ve kterých je nejvíce zastoupena t. zv. prachová frakce, tj. 0,05–0,01 mm. Tento fakt způsobuje, že těžké minerály mají poměrně omezený dosah při výzkumu spraší a nemohou nám charakterisovat sediment jako celek tak dobře, jako na př. těžké minerály eolických nebo fluvialních písků, kde jsou součástí podstatné složky zkoumaného sedimentu, a kde na jejich základě můžeme soudit o mnoha faktorech jejich genese, na př. o snosové oblasti, směru, charakteru a délce transportu a obvykle se dají velmi dobře použít i při stratigrafické korelaci sedimentů. Těžké minerály ve spraších nám mohou naznačit pouze směr transportu. O délce transportu a snosové oblasti už na jejich základě nemůžeme soudit spolehlivě, protože základní masa spraší může pocházet i z velkých vzdáleností, zatím co těžké minerály z písčité složky těchto spraší obvykle nepocházejí z daleka, ale bývají vyvátý z území nepříliš vzdáleného od místa usazení spraší. Proto mohou těžké minerály pomoci při studiu spraší dobře při sledování směru transportu a v příznivých případech, při větší regionální prozkoumanosti i při stratigrafické korelaci sprašových profilů.

Ve studovaném území bylo mineralogicky zpracováno 8 sprašových profilů: Modrany, Vojnice, Búč-hřiště, Búč-turecký cintorín, Mužla, Štúrovo a profily odkryté vrty PV-2 a PV-5. Podrobná charakteristika těchto profilů je uvedena v práci Hraško—Minaříková—Šajgalík (1968): proto ji v předkládané publikaci neuvádím a připojuji jen stručné shrnutí.

Spraše studovaného území nejsou ve většine případů typické spraše eolické, ale na jejich vzniku se podílely i procesy svahové modelace a procesy fluvialní, jsou tedy polygenetické (Hraško—Minaříková—Šajgalík 1968). Dokazuje to mimo jiné i poměrně značná variabilita ve složení těžké frakce v jednotlivých studovaných sprašových profilech. Střídání mineralogických asociací poukazuje na to, že během sedimentace se rychle měnily genetické podmínky vzniku. Vysvětlovat toto střídání pouze častou změnou směru

větru by bylo velmi nepravděpodobné. Přitom ze studia typických spraší této oblasti vyplývá, že směr navívání byl převážně Z až SZ.

Spraše mezi Modrany a Mužlou obsahují vložky jemnozrnných až hlinitých písků. Na základě asociace těžkých minerálů, která je typicky žitavská, předpokládám, že písky byly původně vyváté z aluviálních náplavů Žitavy na severní a severozápadní svahy Hronské pahorkatiny. Postupným převíváním, splachy a soliflukcí se dostaly po svazích pahorkatiny na její jižní část a odtud do splachových sedimentů, které se vyskytují spolu se sprašemi jednak na úpatí pahorkatiny, jednak jako pokryv búč-mužlanské terasy.

Závěr

Nejdůležitější poznatky, které vplynuly ze sedimentárně-petrografického výzkumu studovaného území lze zhrnout takto:

(1) Sedimenty nižšího (würmského) a vyššího (risského) terasového stupně Dunaje mají, až na okrajové části na západě a východě, shodné petrografické složení valounů na celém studovaném území.

(2) Nižší a vyšší terasový stupeň se navzájem liší zastoupením některých těžkých minerálů. V nižším stupni v západní a střední části území je větší zastoupení pyroxenů než ve vyšším stupni. Pyroxeny přináší Žitava, která ve würmu akumulovala materiál jižně od Nových Zámků, směrem k Hurbanovu (Harčár 1964).

(3) Zvýšený obsah pyroxenů pozorujeme ve vyšším stupni jen ve vrtu PV-3, který leží v blízkosti gbelské brány (Halouzka 1966), oddělující skupinu Chrbátu na Hronské pahorkatině od Belanských kopců. Harčár (1965) uvádí, že v risském období tekla Žitava ve směru tzv. starého údolí (pradoliny) mezi obcemi Dvory n. Žitavou a Gbelci a mohla ústít touto branou v risském období do Dunaje. Tato skutečnost by vysvětlovala zvýšený obsah pyroxenů v této části risské terasy Dunaje.

(4) V západní části území, při obcích Chotín a Marcelová je okraj vyššího risského stupně tvořeny sedimenty Žitavy. Pro tento fakt nemáme zatím přijatelné vysvětlení, protože Harčár (1965) uvádí, že Žitava akumulovala sedimenty v rissu v pradolině.

(5) Fluviální sedimenty vyššího risského stupně západně od Štúrova jsou hronského původu. Doposud se v literatuře uvádělo (Kéz 1939; Pécsi 1959; Ispaitis 1943; Matula — Duba — Jesenák 1965), že jsou dunajské.

(6) Tzv. staropleistocenní akumulace uváděné hlavně Kézem (1939) a Pécsim (1959, 1964) z okolí Mudroňova a ze svahů Belanských kopců nejsou dunajského původu, ale jsou předkvartérní — z různých neogenních období.

(7) V území meziříčí Dunaj—Žitava—Nitra—Váh jsou výsledky sedimentárně-petrografického výzkumu pouze orientační, protože vzorky byly odebrány ze skartovaných vrtů. Z provedeného výzkumu vyplynulo, že ve východní části meziříčí (Dunaj—Žitava—Nitra) sahají kvartérní sedimenty do hloubky zhruba kolem 16 m a hranice kvartér — neogén se dá obvykle dosti spolehlivě určit, hlavně na základě obsahu jednotlivých těžkých minerálů. Stejná situace je i v dolní části Žitného ostrova, ale jen v blízkosti hlavního toku Dunaje. V obou územích je obdobné složení těžké frakce, jak v kvartérních, tak i v podložních neogenních sedimentech. V oblasti vklíněné mezi tato dvě území mají sedimenty poněkud jiný charakter. O těžké minerály se nedá spolehlivě opírat, protože jejich zastoupení vykazuje velkou variabilitu a závisí do značné míry na zrnitosti sedimentů. Hranici kvartér — neogén tu není možné jednoznačně stanovit, ale zdá se, že probíhá hlouběji než v okrajových územích meziříčí, v hloubce asi 30—40 m.

(8) Eolické písky studovaného území mají velmi pestré mineralogické složení. Každý výskyt má prakticky jiné složení těžké frakce, které odpovídá složení nejbližších sedimentů z okolí. Z tohoto vyplývá, že eolické písky jsou čistě lokálního původu, jen místně převívané, s krátkým eolickým vývojem. Projevuje se to i ve velmi slabém opracování zrn. Směr navívání písků byl Z a SZ.

(9) Spraše studovaného území nejsou ve většine případů typické spraše eolické, ale polygenetické, protože se na jejich vzniku podílely i procesy svahové modelace a procesy fluvialní.

Lektorovala dr. M. Marková, CSc.

LITERATURA

- [1] Andrusov D. — Schaleková A. — Bystrická H., 1954: Zpráva o geologických výskumech oblasti medzi Komárnom a Štúrovom. Geol. práce — Zprávy 1, Bratislava. — [2] Buday T., 1960: Přehled vývoje neogénu Západních Karpat. Čas. mineral. geol. 4, Praha. — [3] Čeppek L., 1938: Tektonika Komárenské kotliny a vývoj podélného profilu ř. Dunaje. Sbor. Stát. geol. úst. ČSR, 12, Praha. — [4] Fink J., 1957: Quartärprobleme des Wiener—Raumes. Wien. — [5] Fink J., 1960: Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. Mitt. Geol. Gessel. Wien, v. 54. — [6] Fink J., 1966: Die Paläogeographie der Donau. Limnologie der Donau, Liefg. 2, Stuttgart. — [7] Fink J. — Majdan H., 1954: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. Jahrb. Geol. Bundesanstalt, v. 97, Wien. — [8] Halouzka R., 1964: Zpráva o mapování kvartéru v Podunajskej nížine. Zprávy o geologických výskumech v roku 1963, 2, Slovensko, Bratislava. — [9] Halouzka R., 1965: Zpráva o mapování kvartéru v Podunajskej nížine. Zprávy o geologických výskumech v roku 1964, 2, Slovensko, Bratislava. — [10] Halouzka R., 1966: Príspevok ku geomorfologickej regionalizácii JV časti Podunajskej nížiny. Zjazdový zborník Geogr. časopisu SAV, Bratislava. — [11] Harčár J., 1964: Zpráva o mapování kvartérnych usadenín na liste Dvory n. Žit. a Gbelce. Zprávy o geologických výskumech v roku 1963, 2, Slovensko, Bra-

tislava. — [12] Harčár J., 1965: Zpráva o výskume kvartéru na liste Veľké Lovce Zprávy o geologických výskumoch v roku 1964, 2, Slovensko, Bratislava. — [13] Harčár J., 1967: Geologický výskum kvartéru Hronskej pahorkatiny a údolia Žitavy Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [14] Harčár J. — Schmidt Z., 1965: Kvartér v okolí Strekova na Hronskej pahorkatine. Geol. práce — Zprávy, 34, Bratislava. — [15] Horusitzky H., 1902: Agrogeologische Verhältnisse der Umgebung von Nagy Surany. Jahresbericht der kgl. ung. geol. Anstalt für 1900, Budapest. — [16] Horusitzky H., 1905: Die Umgebung von Tarnóc und Ürmény im Komitat Nyitra. Jahresbericht der kgl. ung. geol. Anstalt für 1903, Budapest. — [17] Hraško J. — Minaříková D. — Šajgalík J., 1968: Zloženie a vlastnosti spraší údolí veľkých nížinných riek. Vedecké práce laboratória pôdoznanectva, 3, Bratislava. — [18] Hromádka J. 1956: Orografické trídění Československé republiky. Sbor. Čs. spol. zeměp., 61, Praha. — [19] Ispaits F., 1943: Terraszmorfológiai megfigyelések a Garam mentén. Föld. Int. Kiado, Budapest. — [20] Janšák Š., 1950: Eolické formácie na Slovensku. Zem. zbor. SAV, Bratislava. — [21] Kalaš L., 1964: Zpráva o paleomalakozoologických výskumoch kvartéru. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1963, 2, Slovensko, Bratislava. — [22] Kéz A., 1937: Flussterrassen im Ungarischen Becken. Petermanns geographische Mitteilungen, 83, Gotha. — [23] Kéz A., 1939: A duna balparti terraszi Komárom és Szob között. Földrajzi Közlemények 97, Budapest. — [24] Kolesík M., 1949: Závěrečná zpráva o štruktúrnych vrúbách v oblasti Kolárovo. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [25] Küpper A., 1955: Ausblick auf das Pleistozän des Raumes von Wien. Verhandlungen d. geol. Bundesanstalt Sonderheft D., Wien. — [26] Lukniš M., 1957: Geografická poloha Bratislavy, in „Bratislava“, Šport — Vydavateľstvo, Bratislava. — [27] Lukniš M. — Bučko Š., 1953: Geomorfologické pomery Podunajskej nížiny v oblasti medzi Novými Zámkami a Komárnom. Geogr. čas. 5, Bratislava — [28] Matula M. — Duba D. — Jesenák J., 1965: Inžiniersko-geologický a hydrogeologický výskum pre výstavbu vodného diela Nagymaros na Dunaji. Acta geol. et geogr. Univ. Comenianae, Geologica, Nr. 10, Bratislava. — [29] Minaříková D., 1964: Zpráva o petrografickom výskume kvartéru vých. časti Podunajskej nížiny. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1963, 2, Slovensko, Bratislava. — [30] Minaříková D., 1965: Zpráva o sedim.-petrogr. výskume južnej časti Záhorskej nížiny a devínsko-novoveskej terasy Dunaja. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1964, 2, Slovensko, Bratislava. — [31] Minaříková D., 1967: Sedimentárne-petrografický výskum písčitých šterkú Žitného ostrova v oblasti vodného díla Dunaj. — in J. Janáček: Tektonický výskum v oblasti vodného díla Dunaj. Rukopis; archiv GÚDŠ, Bratislava. — [32] Minaříková D., 1967: Sedimentárne-petrografický výskum kvartérnych sedimentů území mezi Komárnem a Štúrovem. Dílčí závěrečná zpráva. Rukopis; archiv GÚDŠ, Bratislava. — [33] Mišík M., 1956: Použitie ťažkých minerálov v paleogeografickom výskume so zreteľom na neogén a kvartér Slovenska. Geol. práce, Zoš. 43, Bratislava. — [34] Pelíšek J., 1963: Charakteristika vátých písků Slovenska. Geol. práce, Zoš. 64, Bratislava. — [35] Pécsi M., 1956: Ujabb völgyfejlődés történeti és morfológiai adatok a Dunavölgy Pozsóny—Budapest közötti szakaszáról. Földrajzi Értésítő, Budapest. — [36] Pécsi M., 1957: A Magyarorsági Duna teraszok parbuzamositása a Bécs környéki es a vaskupui teraszokkal. Földrajzi Közlöny, Budapest. — [37] Pécsi M., 1959: A magyarorsági Duna-völgy kilakulása és felszínalakulása. Földrajzi monografiák III. kötet, Budapest. — [38] Pécsi M., 1964: Ten years of physico-geographic research in Hungary. Studies in geography, No. 1, Akadémiai Kiadó, Budapest. — [39] Petránek J., 1963: Usazené horniny. Nakladatelství ČSAV, Praha. — [40] Polubský A., 1963: Hydrogeologické pomery dunajského územia medzi Komárnom

a Chľabou. Geologické práce — Zprávy 29, Bratislava. — [41] Priechodská Z., 1966: Sedimentárno-petrografické zhodnotenie pliocénnych sedimentov vo vrtoch DV-1 a DV-5 na listoch Dvory n. Žit. a vo vrte Ma-I na liste Marcelová. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [42] Sekyra J., 1961: Wind-blown sands. Czwartorzed Europy szordkowej i woschodniej, czesz I., Prace Ins. Geol., 34, Warszawa. — [43] Szadecki — Kardoss E., 1938: Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene, Sopron. — [44] Šancer I. V., 1951: Aljuvij ravninných rek umerennogo pojasa i ego značenie dlja poznanija zakonomernosti strojenija i formovanija aljuvialnych svit. Moskva. — [45] Timkó E., 1903: Agrogeologische Verhältnisse der Gemarkung von Szimő, Kamocsa, Guta und Szent Péter (Comitat Komárom). Jahresbericht der kgl. ung. geol. Anstalt für 1901, Budapest. — [46] Timkó E., 1904: Agrogeologische Verhältnisse in der Gemeinden, Keszegfalva, Nemesocsa, Aranyos, Marczelház, Martos (Comitat Komárom). Jahresbericht der kgl. ung. geol. Anstalt für 1902, Budapest. — [47] Vass D., 1966: Geologická stavba neogénu na listoch Dvory n. Žit. a Marcelová. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [48] Vaškovský I., 1960: Ročná zpráva za úkol 17/05. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [49] Vaškovský I., 1964: Zpráva o kvartérno-geologickom výskume Podunajskej nížiny. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1963, 2, Slovensko, Bratislava. — [50] Vaškovský I., 1965: Zpráva o kvartérno-geologickom výskume Podunajskej nížiny. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1964, 2, Slovensko, Bratislava. — [51] Vaškovský I., 1967: Kvartérní nížinné oblasti; in Regionální geologie ČSSR, díl II., Západní Karpaty, svazek 2., str. 551—568 a 593—624. Nakl. ČSAV, Praha. — [52] Zpráva č. 571-240 — 1960 o inžiniersko-geologickom a hydrogeologickom prieskume pre vodné dielo Nagymaros. *Geologický prieskum n. p. Turč. Teplice, závod Žilina*. Rukopis, Geofond, Bratislava.

PETROGRAPHY OF THE QUATERNARY DEPOSITS IN THE VALLEY OF THE DANUBE R. BETWEEN KOMÁRNO AND ŠTÚROVO

DAGMAR MINAŘÍKOVÁ

The area under study represents a wider zone along the Danube in the south-eastern part of the Danube Lowland. From Quarternary sediments, to which attention is paid in this work, are chiefly fluvial sediments present, to a lesser degree also eolic sediments.

The fluvial sediments form in the area between Komárno and Štúrovo two distinct terrace accumulations. The lower bench is ranged by Vaškovský (1967) to the Würm, the higher on to the Riss. The higher bench is equivalent to terrace IIb of Pécsi (1959, 1964) on Hungarian territory. Petrographic composition of the pebble constituent is in both accumulations practically identical and formed by typical material of the Danube except marginal parts of the terraces in the east and west.

The lower bench in the western part (in the part of confluence of the Danube and Žitava) contains small admixture of the material of Žitava river, chiefly manifested by the presence of andesites. The margin of the higher bench is formed by typical sediments of the Žitava near the communities of Chotín and Marcelová. For this fact there has been so far no acceptable explanation because as Harčár (1965, 1967) found out the Žitava flowed in the Riss several km more to the east in the direction of the so called old valley between the communities of Dvory n/Žitavou and Gbelce. The sediments of the higher bench in the west of Štúrovo (near the brickyard) are derived from the

Hron. In literature (Kéz, 1939; Ispaits, 1943; Pécsi, 1959; Matula—Duba—Jesenák, 1965), they have been so far mentioned to be derived from the Danube.

These facts indicate piracy and displacement of the riverbeds and mouths of tributaries of the Danube, most probably caused by tectonic effects.

The composition of heavy fraction in both terrace benches is also similar but to a certain degree more sensitively reflects supply of non-Danubic material as compared with pebble constituent. In the lower bench the influence of the Žitava is manifested in higher content of pyroxenes as far as Kravany n. Dunajom (locality 6,10, and boring K. V. — 17 in the map with circle diagrams). In Štúrovo, to the contrary, the material of the Hron river is not manifested in the lower bench (locality 32). The higher bench shows in the most part of the area practically constant composition of heavy fraction. Exceptions are the mentioned margin of the terrace near Chotín and Marcelová (locality 7 and boring 1007) formed by sediments of the Žitava and the part of the terrace west of Štúrovo (locality 29) which is derived from the Hron and the third exception is the area near the boring P. V. — 3 in the northern part of the terrace. This boring is situated near the Gbelce gate (Halouzka, 1966) dividing the group of Chrbát in the Upland of Hron from the Belanské Hills. Harčár (1965, 1967) mentioned that in the Riss through this gate the Žitava could have flowed in to the Danube in the direction from the old valley between Dvory n/Žitavou and Gbelce. The higher content of pyroxenes in this part of the Riss terrace of the Danube would support the assumption of J. Harčár.

In both benches I observed relative increase of the amount of garnet at the expense of amphibole with increasing transportation. I suppose that this has been caused by unequal resistance of these minerals to river transport.

The so called Early Pleistocene accumulation, chiefly mentioned by Kéz (1939) and Pécsi (1959, 1964) from near Mudroňovo and the slopes of the Belanské hills are not of Danube origin but most probably are Pre-Quaternary-from various Neogene periods. (See localities 11, 14,25 and 27 in the map with circle diagrams.)

In the interstream area between the r. Danube—Žitava—Nitra—Váh the results of sedimentary-petrographical investigation are only of orientation character because the samples were taken from scattered borings. The investigation showed Quaternary sediments in the eastern part of the interstream area (Danube—Žitava—Nitra) to reach to the depth of about 16 m and Quaternary-Neogene boundary usually to be determinable quite reliably, chiefly on the basis of the content of individual heavy minerals (see diagram of boring 2059). The same situation is also in the lower part of the island of Žitný Ostrov but only near the main stream of the Danube. In the area wedged between these two regions the sediments are of somewhat other character. We cannot be based on heavy minerals with reliability because their representation shows great variability (diagrams from borings 2028 and 2059 A) and to a considerable degree probably depends on the granularity of sediments. The boundary of Quaternary-Neogene (represented in this part by the Kolárovo Beds) cannot be determined unambiguously but it seems to run deeper than in the mentioned marginal areas, probably in the depth 30—40 m.

The eolic sands of the studied area are of very varied mineralogical composition. Each occurrence has practically another composition of heavy fraction corresponding to composition of the nearest sediments. This makes evident that eolic sands are only of local origin, only locally blown, with short eolic development. It is also manifested in very low reworking of drift sand grains. The direction of blowing sands was west and north-west. Eolic sands reach their largest extension near Hurbanovo, Kameničná, Chotín, Marcelová and Čenkov.

The loesses of the area under study, which form a cover on the higher terrace bench or are found at the foothill of the Upland of Hron are in the most cases not typical eolic loesses but in their origin also processes of slope modelling and fluvial processes took part, they are polygenetic (Hraško—Minaříková—Šajgalík, 1968). This is also proved by relatively considerable variability in the composition of heavy fraction in the individual studied profiles of loess. Alternation of mineralogical associations indicates genetic conditions of origin to have changed rapidly during sedimentation. The explanation of this alternation only by frequent change of direction of wind would be very unprobable. Studies of typical loesses of this area however indicate direction of blowing to have been prevailingly from the west to north-west.

The loesses between Moudrany and Mužla contain intercalations of fine-grained to loamy sands. On the basis of the association of heavy minerals that is of typical Žitava character I suppose the sands to have been previously deflated from alluvia of the Žitava to the northern and north-western slopes of the Upland of Hron. With gradual blowing, washing out and solifluction the sands came along the slopes of the upland to its southern part and from there to wash-out sediments, which are found together with loesses at the foothill of the upland and also as the cover of the higher bench.

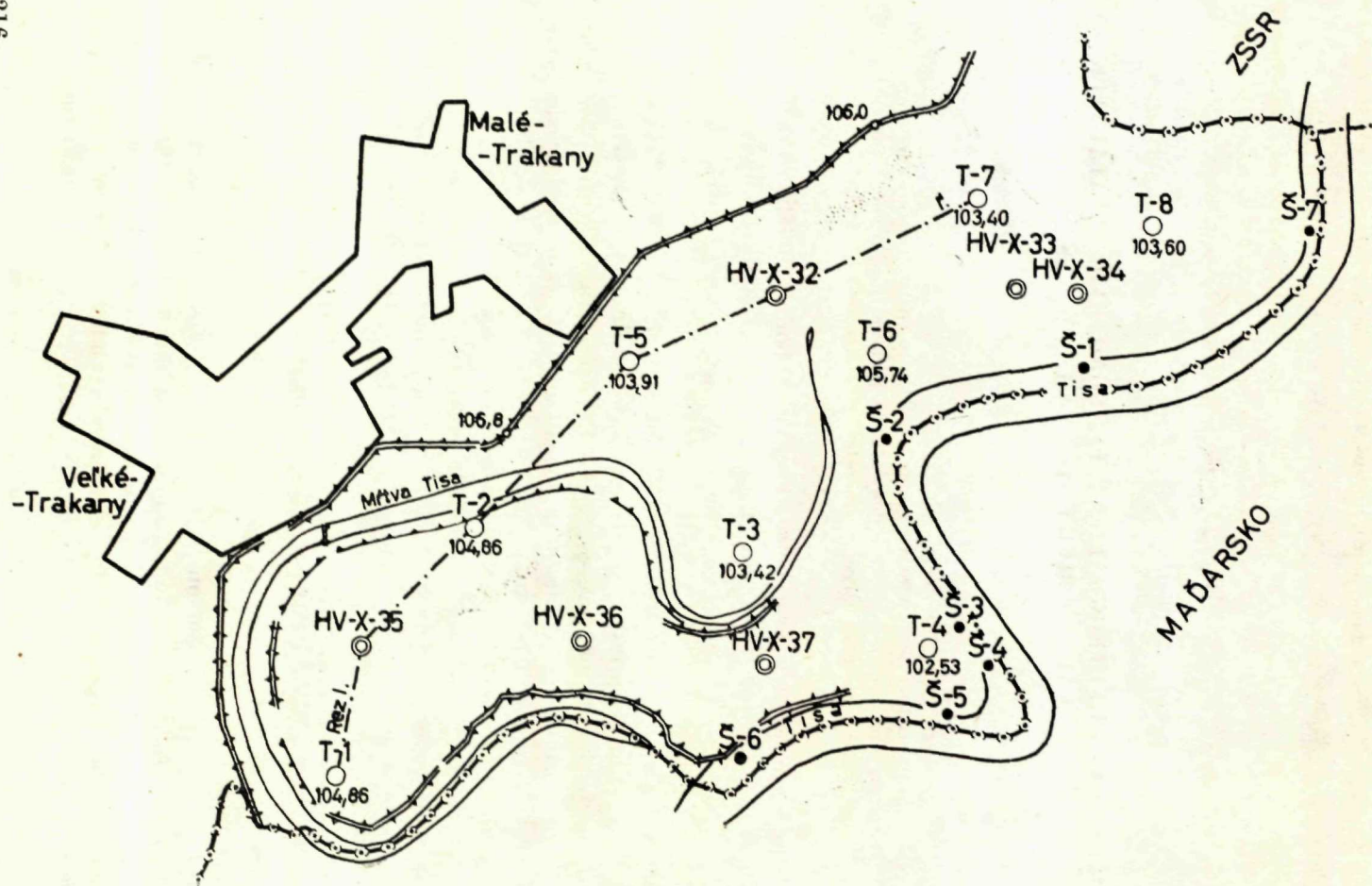
EDUARD DOBRA

SEDIMENTÁRNO-PETROGRAFICKÉ VYHODNOTENIE FLUVIÁLNYCH NÁPLAV RIEKY TISY NA ÚZEMÍ ČSSR

Abstrakt. V práci sú podané výsledky petrograficko-mineralogických štúdií náplavov z čs. úseku rieky Tisy a podáva sa aj stručná mineralogická charakteristika jednotlivých minerálov.

Detailnejším sedimentárno-petrografickým rozborom fluviálnych sedimentov rieky Tisy sa doteraz u nás nikto nezaoberal. Snáď vyplýva to z geografickej pozície rieky Tisy, ktorá pozdĺž nášho územia preteká iba v dĺžke 4 km a tvorí štátnu hranicu medzi ČSSR a MLR. Roku 1968 sme v priestore medzi zemnou hrádzou a vlastným riečištom Tisy JV od Malých a Veľkých Trakan uskutočnili vyhľadávací prieskum za účelom využitia fluviálnych pieskov pre stavebné účely. Roku 1967 pracovníci IGHP Košice tu robili hydrogeologický prieskum. V rámci nášho prieskumu sme študovali fluviálne náplavy rieky Tisy za účelom overenia ich zlatonosnosti minerálneho zloženia. Sedimentárno-petrografické analýzy (separácia ťažkých a ľahkých minerálov, granulometrické rozbor, šlichové a chemické analýzy) vyhotovili laboratória GP Turčianske Teplice a Spišská Nová Ves a geologické stredisko GP v Košiciach. Vzorky šlichov boli odobraté z vlastného riečišťa Tisy (7 vzoriek) i z prieskumných vrtov v 5 m intervaloch do hĺbky 20 m (celkom 23 vzoriek). Vyhodnotila ich p. g. Bohovicová z geol. strediska GP Košice a p. g. Lucinkieviczová z geol. strediska GP Turčianske Teplice.

Skúmané územie leží v JV časti Východoslovenskej nížiny. Na základe interpretácie geofyzikálnych meraní možno predpokladať, že podložie neogénnej panvy budované paleozoikom leží v hĺbke 2 500–3 000 m. Z neogénu bol zatiaľ preukázaný tortón S od Kráľovského Chlmca v hĺbke 1 500 m (vrchný tortón — Janáček 1959), ktorý v nadloží prechádza do vrstiev sarmatu s polohami lávových pyroxen-andezitových prúdov, zistených v početných vrtoch v okolí Kráľovského Chlmca v hĺbke 200 m (Janáček 1959). Od



konca sarmatu až po pont, kedy naše územie bolo súšou, došlo k intenzívnej denudácii. Vo vyššom pliocéne, pravdepodobne v levante, došlo k poklesnutiu východnej časti Východoslovenskej nížiny, čím vznikol rozsiahly sedimentačný priestor s fluvio-limnickou sedimentáciou. V blízkom okolí tieto sedimenty zastupuje vyše 100 m mocné súvrstvie plastických piesčitých, pestrofarebných ílov s polohami štrkov, v ktorých prevládajú valúny mladých pyroxenických andezitov. Tieto pestré vrstvy sa zistili v okolí Bežoviec, Bošan, Trakan a Čičaroviec. K levantu sa zaraďujú na základe toho, že ležia na vrchnej uhoľnej sérii. Tým prakticky končí vývoj neogénu v študovanom území.

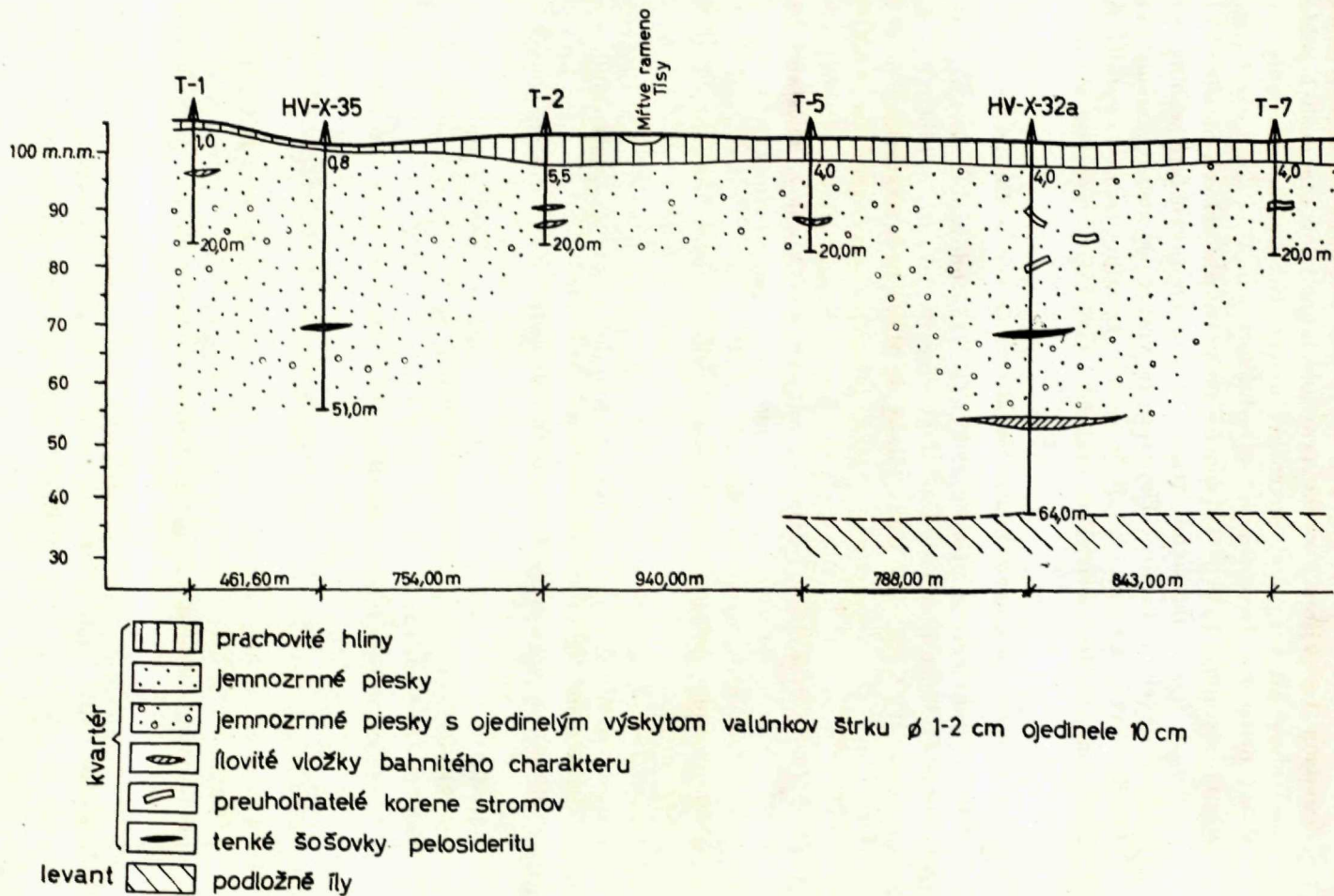
Litologický a mineralogický charakter fluviálnych sedimentov rieky Tisy

Poloha fluviálnych pieskov rieky Tisy v študovanom úseku je až 58 m mocná. Podložie tvoria sivé až tmavosivé íly levantu v hĺbke 59–62,20 m (sondy č. HVX-32 a HVX-33). Piesky do hĺbky 10 m sú svetlohnedé až hnedé, hlbšie sivé až slabomodré s častým bahnitým zápachom, čo je výsledkom zvýšeného obsahu organických substancií. V spodných partiách pieskov sa dosť často vyskytujú tmavosivé až sivé šošovky ílov, miestami bahnité, 1–3 m mocné. Smerom k povrchu ich mocnosť sa rapidne znižuje a od 20 m vyššie činí už iba niekoľko desiatok cm. V pieskoch sa dosť často vyskytujú preuhoľnatené rastlinné zbytky a úlomky koreňov stromov. Pod hĺbkou 30 m sú tenké vložky pelosideritu šošovkovitého tvaru o mocnosti 5–10 cm. Ide o jemnozrnné piesky vo frakcii 0,5–0,05 mm až 70–80 % váhových, niekedy až 90 %, s ojedinelým výskytom dobre opracovaných valúnikov štrku (\varnothing 1 až 5 cm, ojedinele 10 cm), ktoré petrograficky odpovedajú kremencom, kryštalickým bridliciam, kremeňu a rohovcom. Kvantitatívny obsah týchto valúnov sa vo vertikálnom i horizontálnom smere mení a pohybuje sa od 0,10 do 3 %, ojedinele až 29 %; celkove však smerom k podložiu sa zväčšuje. Množstvo odplaviteľných súčiastok v pieskoch ($<0,05$ mm) sa mení vo vertikálnom i horizontálnom smere a pohybuje sa od 1,77–38,86 %. Ílovitá frakcia pod 2 mikróny podľa výsledkov DTA odpovedá ilitu. Na základe kriviek zrnitosti sme vypočítali koeficient vytriedenia pieskov podľa Traska (1932) zo vzorca $So = \frac{MQ_3}{Q_1}$, pričom kvartil $Q_3 = 75$ %, kvartil $Q_1 = 25$ %. Hodnoty

„So“ vo vrchných polohách (cca do hĺbky 10 m) činili 1,33 až 1,4, v spodných polohách 2,3 až 5,1. Z toho vyplýva, že ide o materiál pomerne dobre vytriedený, s výnimkou spodných partií. Median zrnitosti Md_{50} v priemere činí 0,25.

Obr. 1. Skica uskutočnených prieskumných prác a odberu šlicov v riečišti Tisy. Dvoja prázdne krúžky sondy IGHP, Žilina, resp. vyhľadávacieho prieskumu, vyplnené krúžky odber šlicov v koryte rieky.

GEOLOGICKÝ REZ I.-II.



Chemická analýza z 2 vzoriek z vrtu T-1 a T-3 ukázala, že ide o kremičité piesky, v ktorých obsah SiO_2 nie je príliš vysoký (84–84,59 %).

	T-1 1–4 m	T-3 15–20 m			
SiO_2	84,04	84,54	MgO	0,32	0,32
Al_2O_3	7,04	6,54	strata žíhaním	2,02	1,75
Fe_2O_3	2,01	2,48	vlhkosť	0,37	0,50
TiO_2	0,05	0,30	Na_2O	1,84	1,48
MnO	0,03	0,03	K_2O	1,58	1,62
P_2O_5	0,04	0,05	SO_3	0,07	0,12
CaO	1,35	1,35			

Sedimentárno-petrografická analýza pieskov (šlichy + separácia ťažkých a ľahkých minerálov) potvrdila, že ide o pomerne pestrú asociáciu minerálov, ktorá nasvedčuje, že na zložení pieskov sa podieľali horniny rôzneho petrografického typu a vekovej príslušnosti.

Podiel ťažkej frakcie činí 1,62 % do 3,60 %. Prevládajú rudné minerály (limonit, leukoxén, magnetit, ilmenit – 30 až 40 %), granáty (12–19 %) a pyroxény (20–21 %); ostatné minerály ako amfibol, rutil, apatit, chlorit, zirkón dosahujú 3–5 %. Veľmi sporadicky sa zistil distén, epidot-zoizit a chloritoid (1–0,1 %).

Podiel ľahkej frakcie sa pohybuje od 96,40–98,38 %, pričom zreteľne prevláda kremeň (32–34 %), živce (22–32 %) a úlomky kremitých, niekedy limonitizovaných hornín (26–34 %), zriedkavejšie muskovit (8–13 %).

Pretože minerálne zloženie pieskov sme študovali z väčšej časti v šlichových preparátoch, v ktorých sú ideálne podmienky pre pozorovanie habitu jednotlivých minerálov, v ďalšom uvedieme podrobný popis minerálov. Najrozšírenejšie v šlichoch sú rudné minerály (až cca 30 %), z ktorých prevláda ilmenit nad magnetitom a hematitom. Hojný je granát a kremeň. V menšom množstve nasleduje zirkón, rutil, pyroxény, apatit, leukoxén, turmalín, monazit a vzácne korund. Šupinky zlata sa nezistili.

Apatit najčastejšie vytvára zaoblené stĺpčeky a oválne zrnká. Pokiaľ má idiomorfne obmedzenie, je krátko stĺpčekovitý s bipiramídálnym ukončením. Je priehľadný. Vyskytuje sa v niektorých horninách vihorlat-gutinského pásma, v biotitických dacitoch a hyperstenických andezitoch.

Ilmenit spolu s magnetitom tvoria cca 25 % obsahu šlichu. Tvoria väčšinou nepravidelné zrnká so zachovanými kryštalografickými plochami. Ilmenit je často úlomkovitý s typickým lastúrnatým lomom. Niektoré jeho zrnká sú premenené v leukoxén.

Hematit prevažne tvorí tiež nepravidelné, červenohnedé zrníčka, zriedkavejšie silne lesklé kryštáliky, či lupienky.

Obr. 2. Geologický rez povodím rieky Tisy.

Granát je prevažne úlomkovitý, s rôznymi odtieňmi ružovej farby; to by nasvedčovalo, že ide o almandín. Pochádza asi z liparit-dacitových tufov, dacitov, andezitov až bazaltov vihorlat-gutinského pásma a zo sedimentárnych hornín.

Korund je sivomodrý, veľmi sporadický.

Kremeň je úlomkovitý, slabo opracovaný, skelného i matného lesku.

Monazit je veľmi vzácny, krátko stĺpčekovitý, medovožltý.

Pyrit sa sporadicky objavuje v niektorých šliachoch. Vytvára nepravidelné zrnká bez výrazného kryštalografického obmedzenia.

Pyroxény sú sporadické; tvoria úlomky, s ojedinele zachovanými kryštalografickými plochami. Identifikovaný bol hyperstén a jednoklonné pyroxény. Pochádzajú z vyvrelín, v ktorých sú bežným horninotvorným minerálom.

Rutil je prevažne úlomkovitý, menej stĺpčekovitý, ale tvorí aj oválne zrnká; je červenohnedý s typickým kovovým až diamantovým leskom. Kolienkovité zrasty sa nezistili. Je známy v premenených vulkanických horninách a monokvarcitech. Podľa Lazarenka charakteristickým znakom pre usadeniny tzv. čopskej svity je práve obsah rutilu, ktorý často prevyšuje granát, zirkón i turmalín. V našich vzorkách nevykazoval žiadne nápadné nahromadenie.

Turmalín tvorí väčšinou úlomky či krátkostĺpčekovité zrnká, vyvinuté podľa osi C, s dobre viditeľnými hranolovými plochami; len vzácne má klencové ukončenie. Je hnedý, priesvitný. Pochádza asi z kryštalických bridlic rachovského masívu a z metasomatických hornín vihorlat-gutinského pásma.

Zirkón tvorí číre, alebo ružovkasté, opracované a úlomkovité zrnká, často i idiomorfne stĺpčekovité kryštáliky, pretiahnuté podľa osi C, často ukončené pyramidálnymi alebo bipyramidálnymi ploškami. Lazarenko ho uvádza z andezitov a diorit-porfyrítov, v ktorých tvorí sklené ružovo oranžové kryštáliky, pričom v andezitoch je typicky značne pretiahnutý podľa osi C na rozdiel od podstatne kratších kryštálikov z diorit-porfyrítov. V našom prípade by mohlo ísť o zirkón z andezitov, ale hlavne zo sedimentárnych hornín. Niektoré zrnká sú až oválne, to znamená, že boli viac ráz redeponované.

K vývoju fluviálnych sedimentov rieky Tisy

Z genetického hľadiska študované piesky predstavujú fluviálne náplavy rieky Tisy, ktorá počas kvartéru stále premiestňovala svoje koryto. Pomerne nezvyklú mocnosť riečnych sedimentov (až 58 m) pripisujeme germanotypnej tektonike (systém ruskovsko-chlmeckých zlomov smeru SZ—JV), ktorá spôsobila, že v priebehu kvartéru dochádzalo často k prekladaniu riečišťa Tisy a tým aj k vyplňovaniu poklesnutých partií. Materiál pre piesky poskytovali zväčša horniny Východných Karpát (Zakarpatská Ukrajina); časť pieskov do alúvia Tisy mohla byť však naviata aj vetrami severných smerov (napr.

eolické sedimenty v oblasti Horeša—Kráľovského Chlmca). Ako je známe, rieka Tisa pramení vo východnej časti Zakarpatskej Ukrajiny v masíve Čiernej hory a Svidovca. Preteká sedimentmi kriedy (pieskovce, kremence), potom kryštalinikom rachovského masívu a chustskou bránou preráza mladovulkanické vihorlat-gutinské pásmo a dostáva sa do mukačevsko-čopskej kotliny, kde rýchlosť toku sa rapidne znižuje. Rovinou s veľmi malým sklonom k západu prechádza na naše územie. V Zakarpatskej Ukrajine má viac prítokov (Teresva, Tereblja, Rika, Svaljava), ktoré pramenia vo flyšovom súvrství. Toto pestré zloženie hornín podmienilo, že na minerálnom zložení fluidálnych pieskov Tisy sa podieľa pomerne pestrá asociácia minerálov (amfibol, apatit, biotit, distén, epidot-zoizit, granáty, chlorit, chloritoid, pyroxény jednodielne a kosoštvorcové, rutil, zirkón, rudné minerály, ilmenit, hematit, magnetit, leukoxén, čiastočne pyrit, ďalej turmalín, korund a veľmi vzácne aj monazit). Oválny tvar niektorých minerálov (rutil, zirkón) nasvedčuje, že prekonali viacnásobný transport. Minerálna asociácia nám neumožňuje vyčleniť charakteristické horizonty. Nikde nedochádza k výraznejšiemu nahromadeniu minerálov. Do úvahy by prichádzal iba sideritový horizont pod hĺbkou 30 m až do podložia, charakteristický nepravidelným výskytom vložiek sideritu šošovkovitého tvaru o mocnosti 5—10 cm.

Z granulometrických rozborov pieskov možno usudzovať, že stupeň vytriedenia sa mení. Nachádzame tu polohy s veľmi dobrým ($S_o = 1,33-1,4$) i so zlým vytriedením ($S_o = 2,3-5,1$). Z toho sa dá usudzovať, že počas sedimentácie aluviálnych pieskov sa transportná sila vodného prúdu často menila a podľa toho sa ukladali buď jemno- alebo hrubozrnnejšie frakcie. Vrebné časti fluviálnych pieskov (približne do hĺbky 10 m) tvorí skoro výlučne jemnozrná frakcia, v spodnejších partiách sa objavujú valúniky štrkov. Túto skutočnosť vysvetľujeme tým, že v priebehu sedimentácie spodnejších partií tektonické pohyby boli omnoho intenzívnejšie a rieka Tisa mala väčšiu transportnú schopnosť, kým počas sedimentácie vrchných partií tektonické pohyby sa spomalili a rieka Tisa nadobudla charakter rovinnej rieky s pomalým tokom; preto akumulovala už iba jemnozrné sedimenty. Najvrhnejšiu časť fluviálnych pieskov pokrývajú povrchové hliny (0,80—5,50 m), ktoré vznikli väčšinou zo suspenzií v dobe periodických záplav.

Záver

Štúdium fluviálnych sedimentov rieky Tisy na našom území ukázalo, že hlavnú úlohu pri formovaní pomerne mocnej polohy pieskov mala germanotypná tektonika. Sedimentárno-petrografické analýzy potvrdili pomerne pestrú mineralogickú asociáciu, charakteristickú pre mladovulkanické horniny

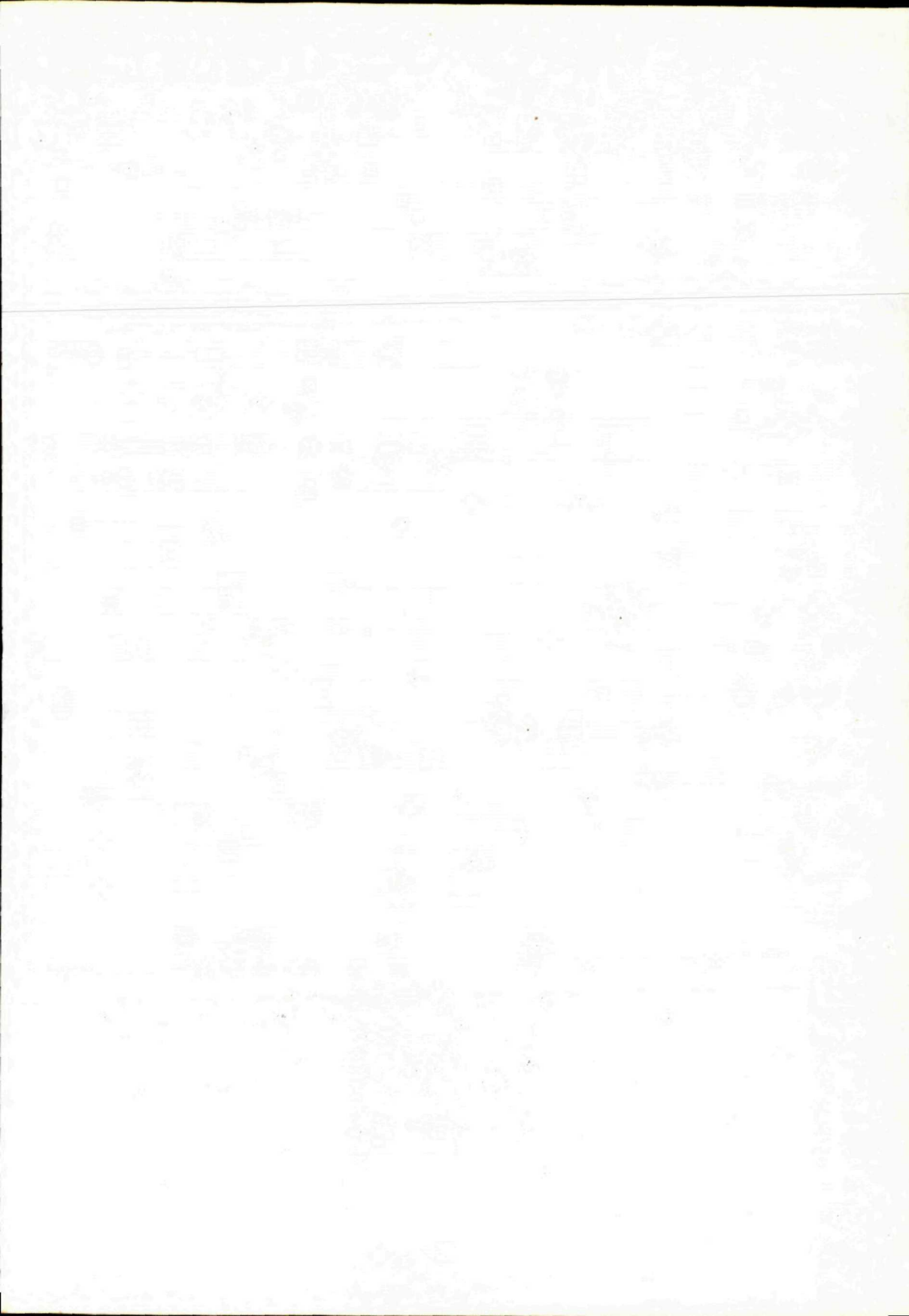
(amfibol, pyroxén, biotit, zirkón, granáty), sedimentárne horniny zvlášť flyšového vývinu (zirkón, rutil) a metamorfované horniny (distén, chlorit, chloritoid) prípadne horniny kryštalinika. Tieto pozorovania sú v súlade s petrografickým zložením hornín na Zakarpatskej Ukrajine, ktorými rieka Tisa preteká.

Hoci sme na tejto lokalite zabezpečili až 41 mil. m³ pieskov v kat. C₂, za súčasného stavu technológie tieto piesky neprichádzajú do úvahy pre využitie v stavebníctve (vysoký stupeň zaílovanía, humusovitosti a nevhodné granulometrické zloženie najmä vo vrchných partiách). Ani v jednej vzorke sa nezistili šupinky zlata.

Lektorovala dr. M. Marková, CSc.

LITERATÚRA

- [1] Bohovicová M., 1968: Správa z vyhodnotenia šlichov Trakany. Rukopis; Geol. stredisko GP, Košice. — [2] Čechovič V. a kol., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 list M-34-XXXIV Trebišov. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava. — [3] Dobra E., 1968: Záverečná správa a výpočet zásob Trakany — piesky so stavom k 30. V. 1968. Rukopis; GP, Spišská Nová Ves. — [4] Janáček J., 1959: Stratigrafia, tektonika a paleogeografie neogénu východného Slovenska. Geologické práce, Zošit 52, Bratislava. — [5] Kvitkovič J., 1956: Geomorfologické pomery JV časti Potiskej nížiny, Geograf. časopis VII, 1–2, Bratislava. — [6] Kvitkovič J., 1961: Mladé pohyby vo Východoslovenskej nížine. Materiály zjazdu ČSMG. — [7] Lazarenko E. K. a kol., 1963: Mineralogija Zakarpatja. Izd. Lvovskogo univerziteta. Lvov. — [8] Nalivkin D. V., 1956: Učenie o faciach. ANZSSR Moskva—Leningrad. — [9] Petijohn J. H., 1959: Sedimentary Rocks. London. — [10] Petránek J., 1963: Usazené horniny. ČSAV, Praha. — [11] Seneš J.—Švagrovský J., 1957: Neogén východného Slovenska. Geologické práce, Zošit 46, Bratislava. — [12] Seneš J. a kol., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 list M-34-XXXV Čierna n. T. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava. — [13] Šindler M., 1967: Potiská nížina X — hydrogeologické pomery. Rukopis; IGHP Žilina. — [14] Šlahor K., 1952: Správa o výskume pokryvných útvarov v širšom okolí Kráľovského Chlmca z roku 1952. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [15] Žáková K., 1962: Záverečná správa a výpočet zásob z ložiska Kráľovský Chlmec — okolie, piesky so stavom k 1. 1. 1962. Rukopis; Geofond, Bratislava.



GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 49

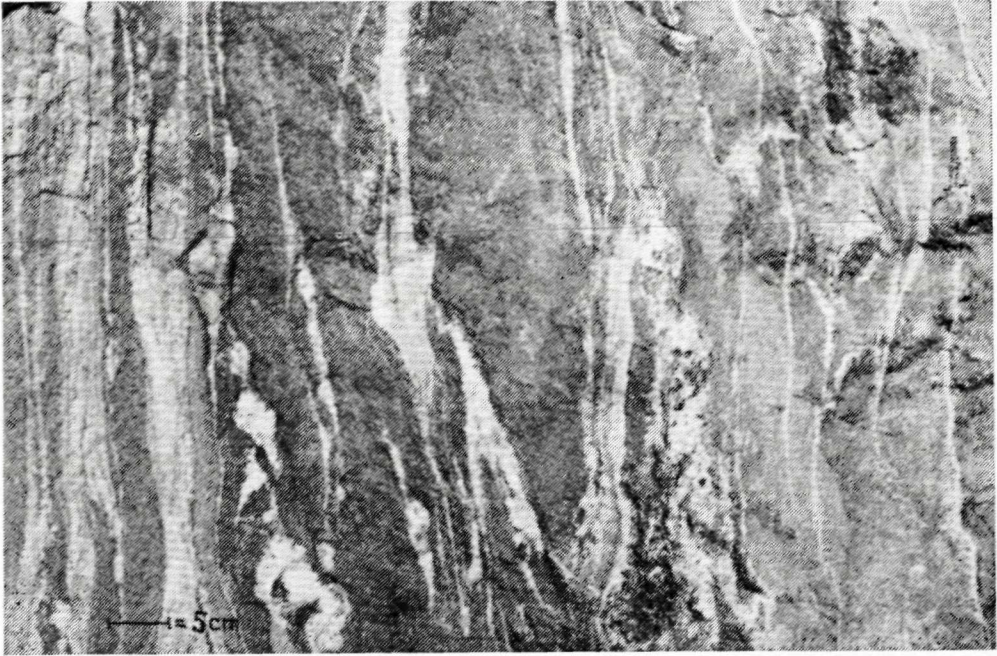
Vydal Geologický ústav D. Štúra v Bratislave roku 1969 vo Vydavateľstve Slovenskej
akadémie vied v Bratislave

Vedecký redaktor: dr. O. Samuel, CSc.

Vytlačili Tlačiarenské závody Pravda, závod v Bratislave

AH 17,59, VH 18,06

Cena brož. Kčs 26,—



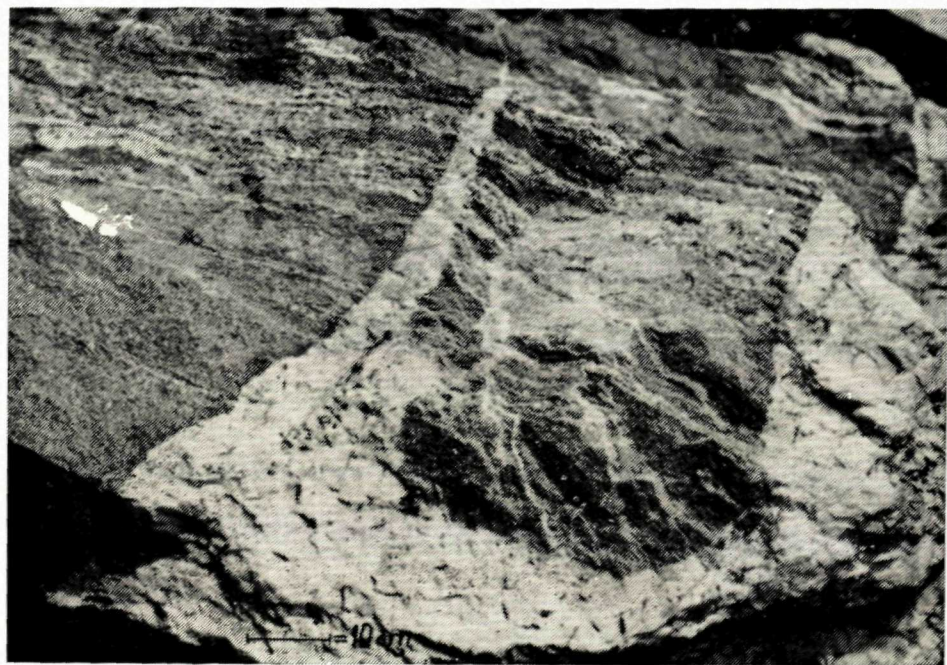
Obr. 1



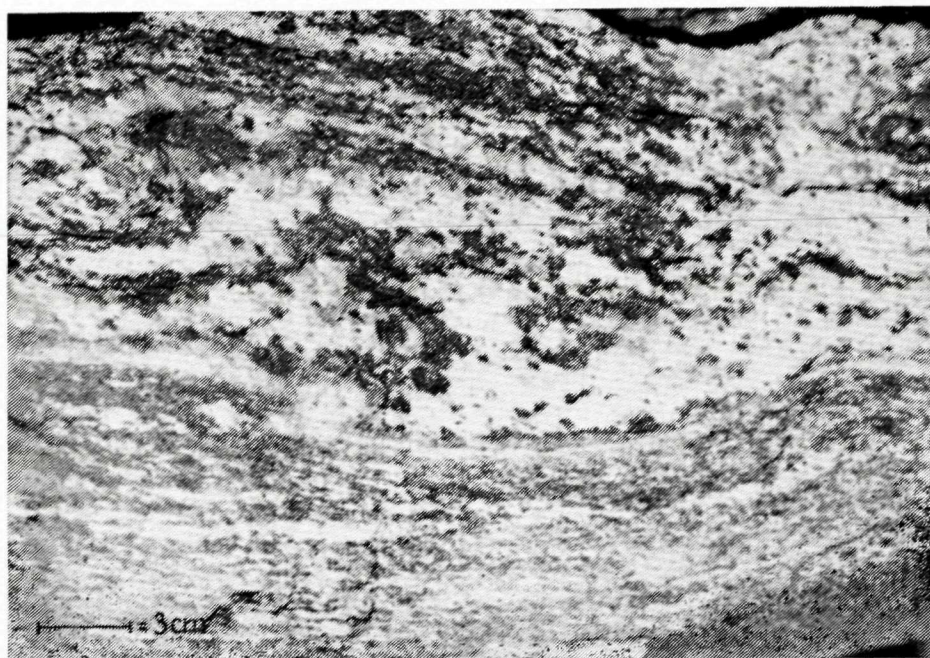
Obr. 2



Obr. 1



Obr. 2



Obr. 1



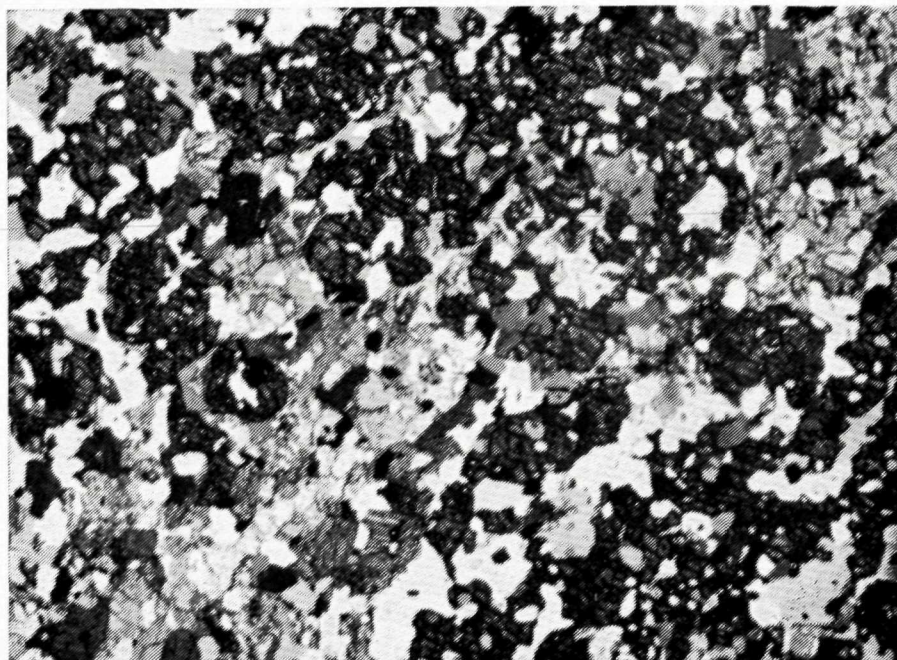
Obr. 2



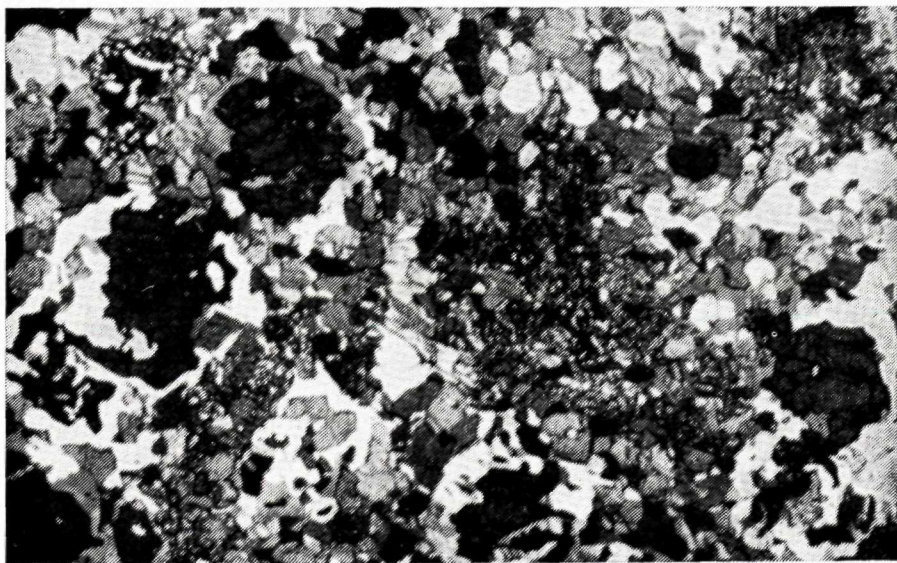
Obr. 1



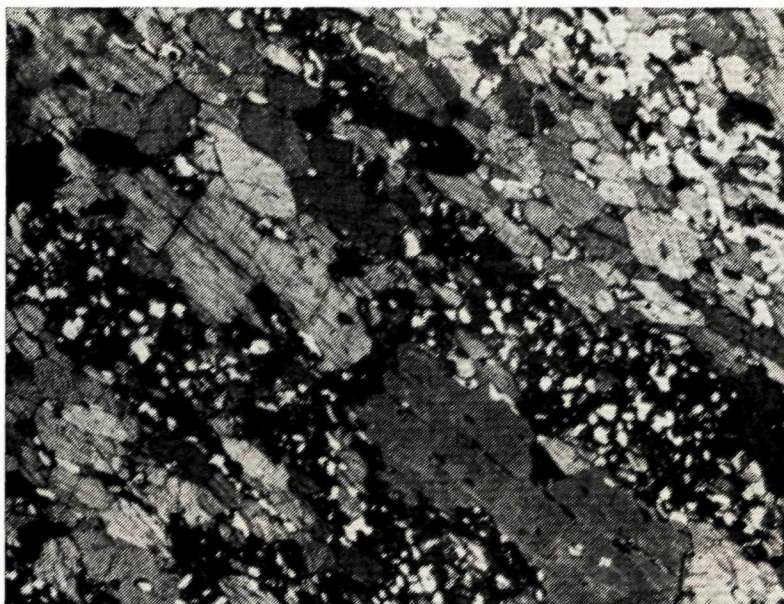
Obr. 2



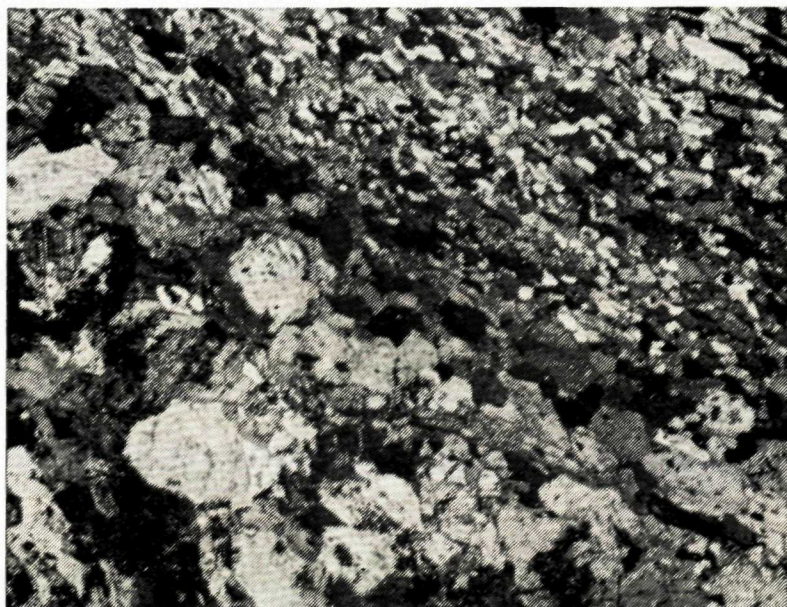
Obr. 1



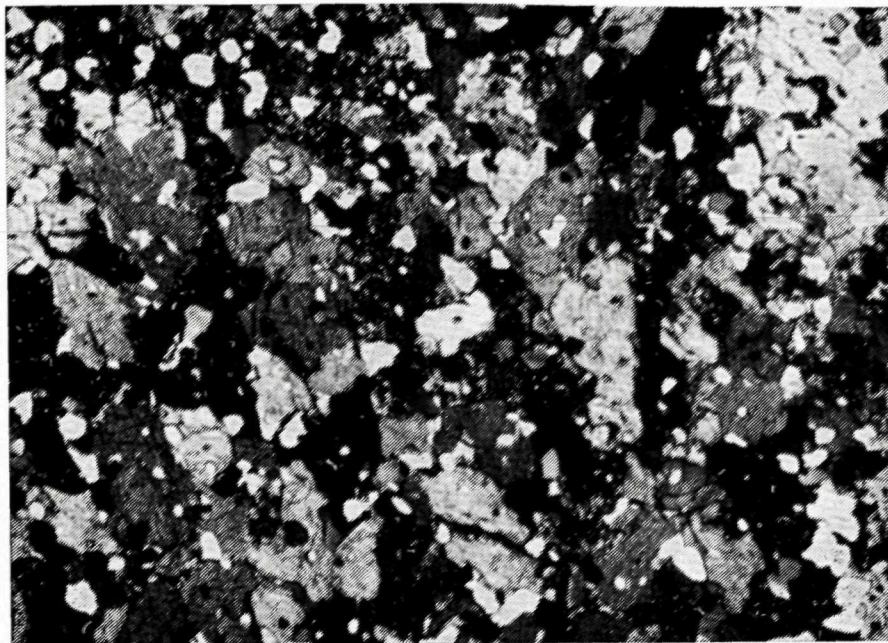
Obr. 2



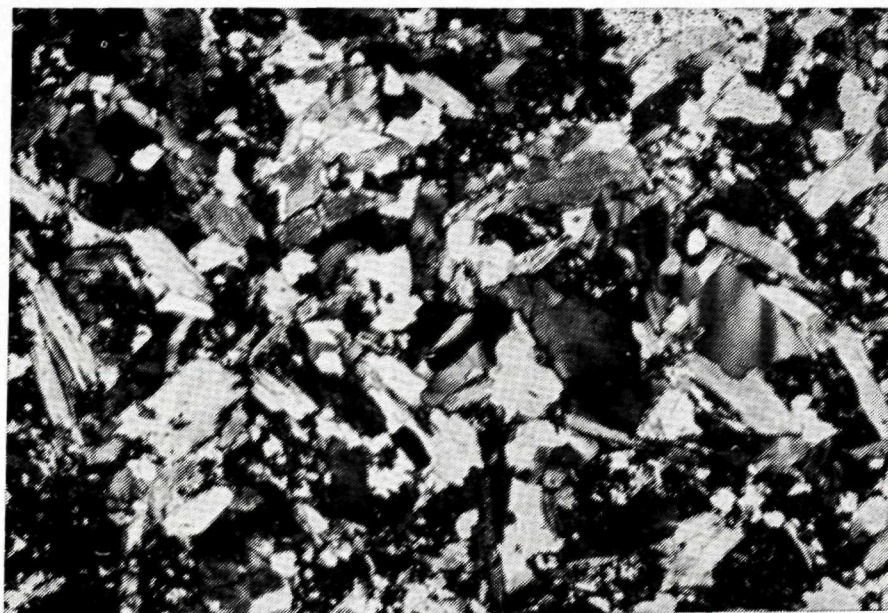
Obr. 1



Obr. 2



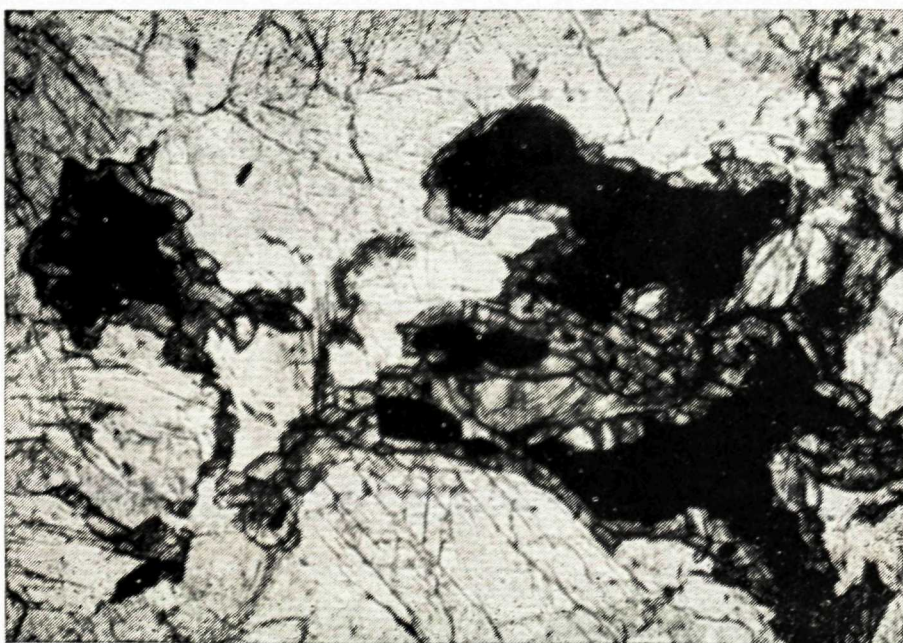
Obr. 1



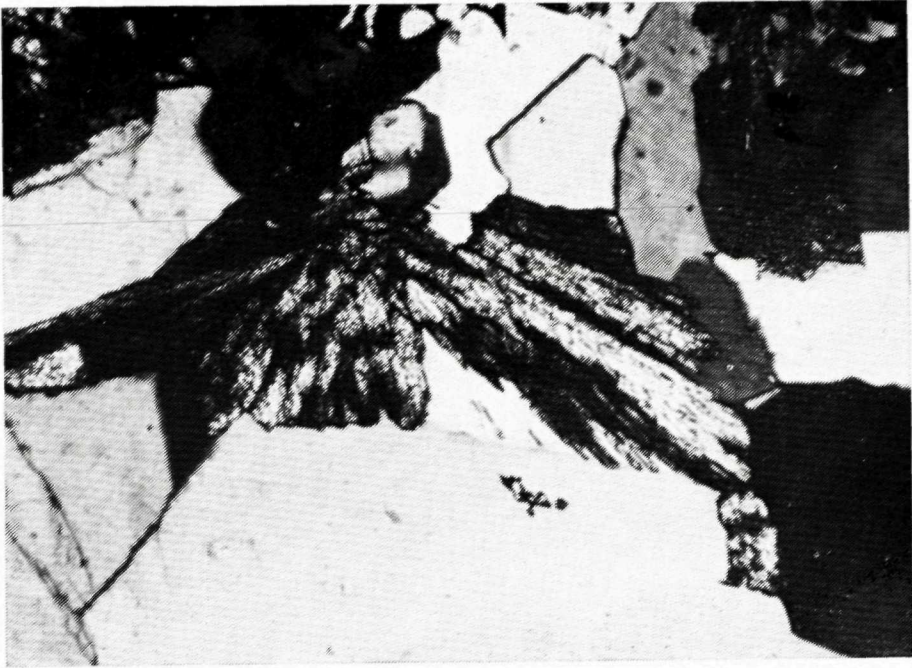
Obr. 2



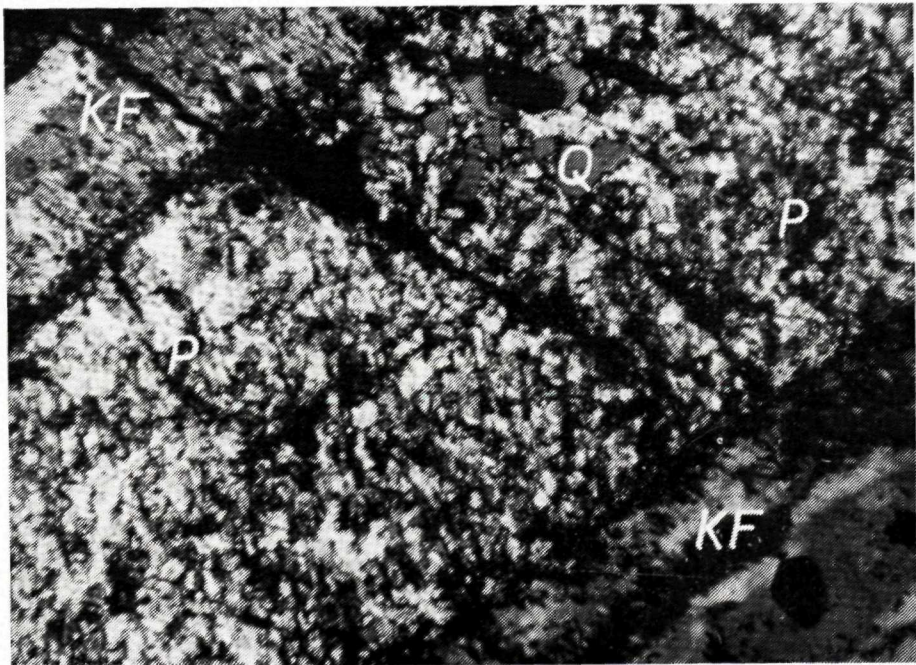
Obr. 1



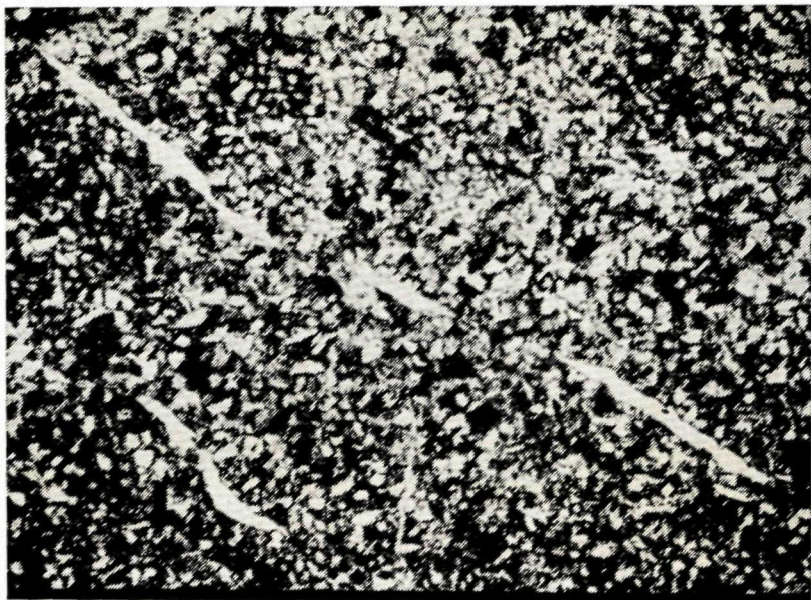
Obr. 2



Obr. 1. Vejárovitý agregát pumpelyitu, obklopený kremeňom. Zrna plagioklasu zatlačané jemnozrnným pumpelyitom (na obr. sivý šmuhovaný). Zväčš. 75 ×, nikoly X.



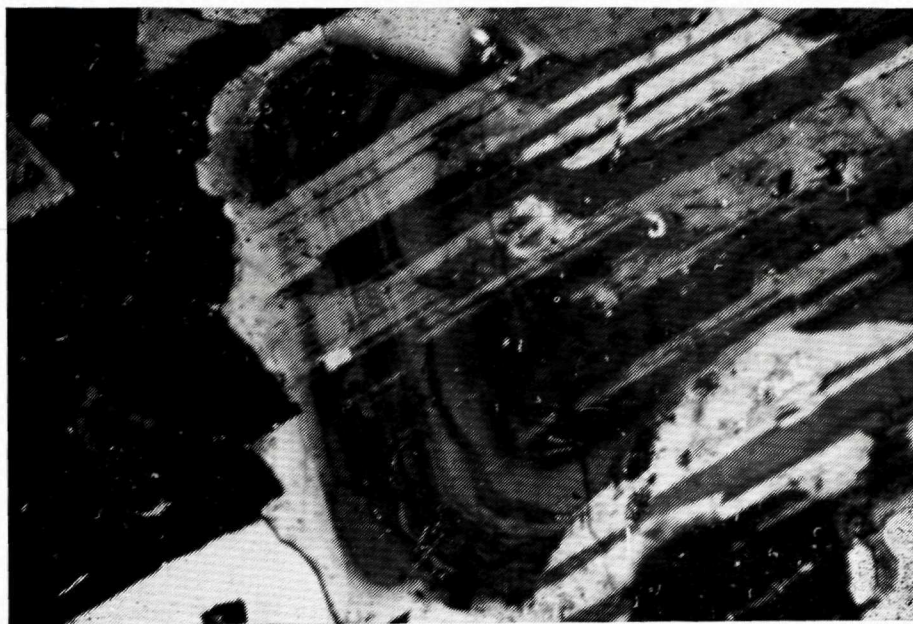
Obr. 2. Časť lištovitého plagioklasu v pegmatitoidnej partii úplne zatlačená prehnitom (P), resp. kremeňom (Q). Obrastajú ho mikrografické agregáty ortoklasu a kremeňa (KF).



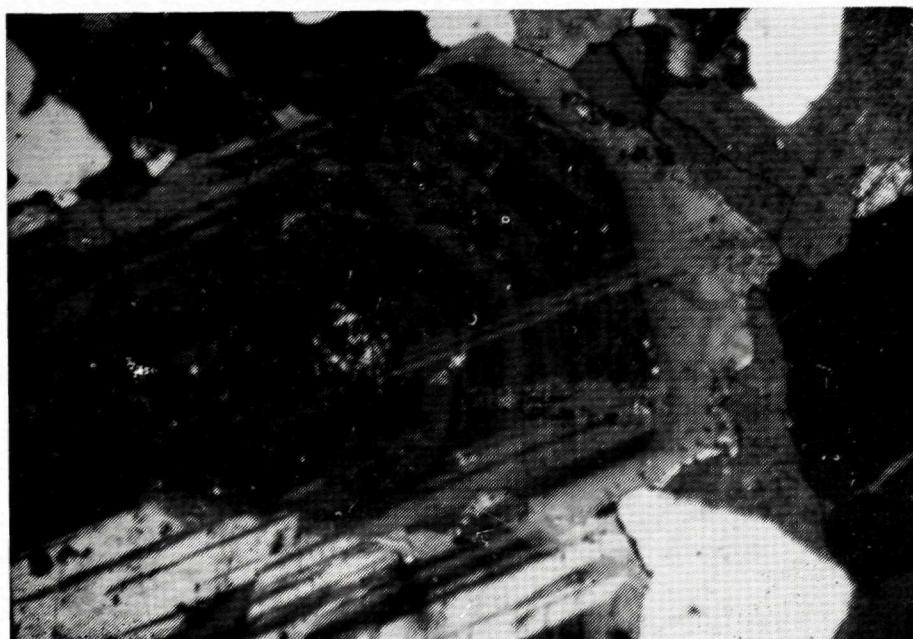
Obr. 1. Ílovito-sericitický sediment s prímесou vulk. skla v základnej hmote a s kryštáloklastami kremeňa a živcov. Vrt SM-2 (hl. 356,3 m). Zväčš. 22 \times .



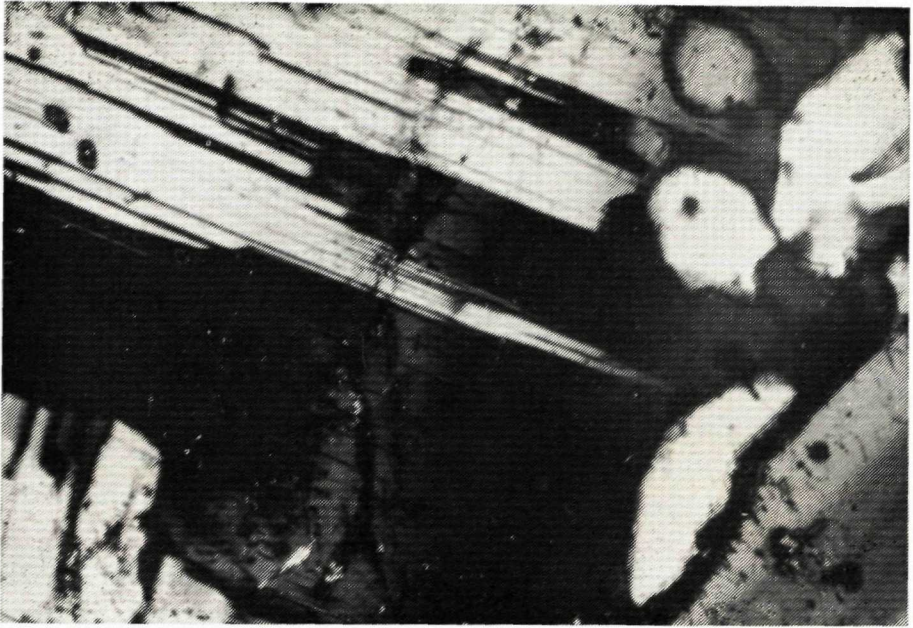
Obr. 2. Litoklasty zo základnej sklovitej hmoty a živcových líšt. Detail z laminy uprostred polohy ílovito-sericitických a slienitých sedimentov. Vrt SM-2 (hl. 372,8—373,0 m) Zväčš. 44 \times . Foto Švec.



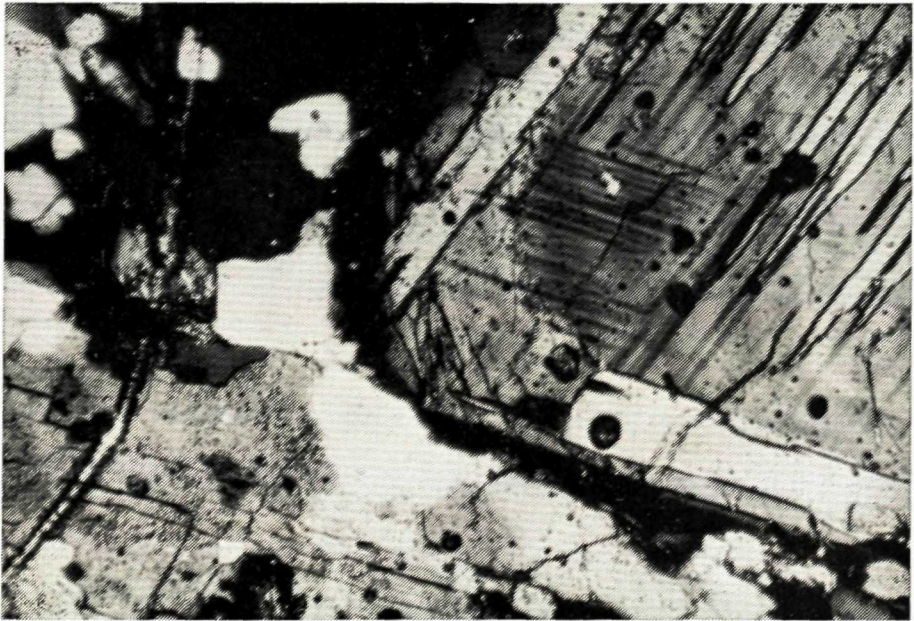
Obr. 1



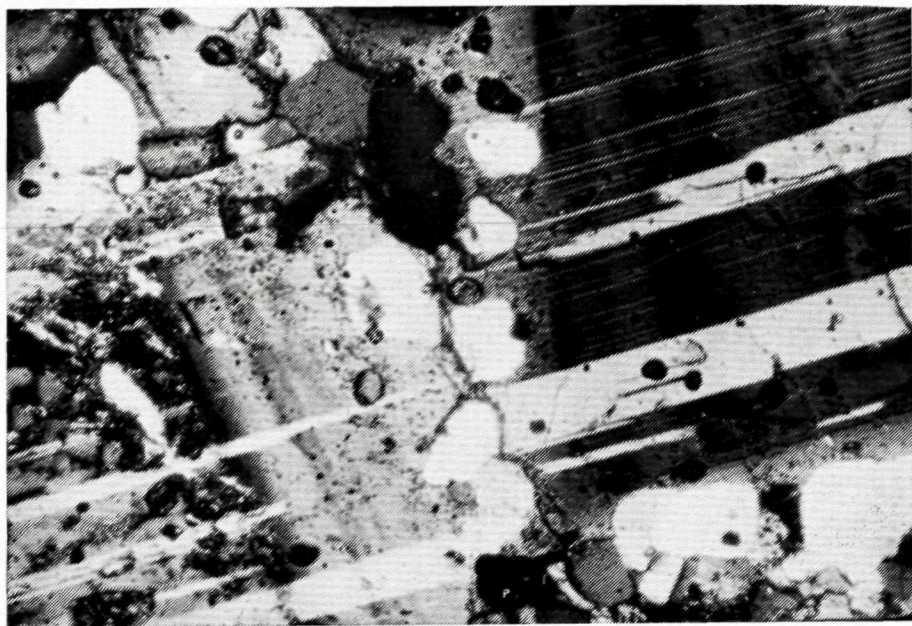
Obr. 2



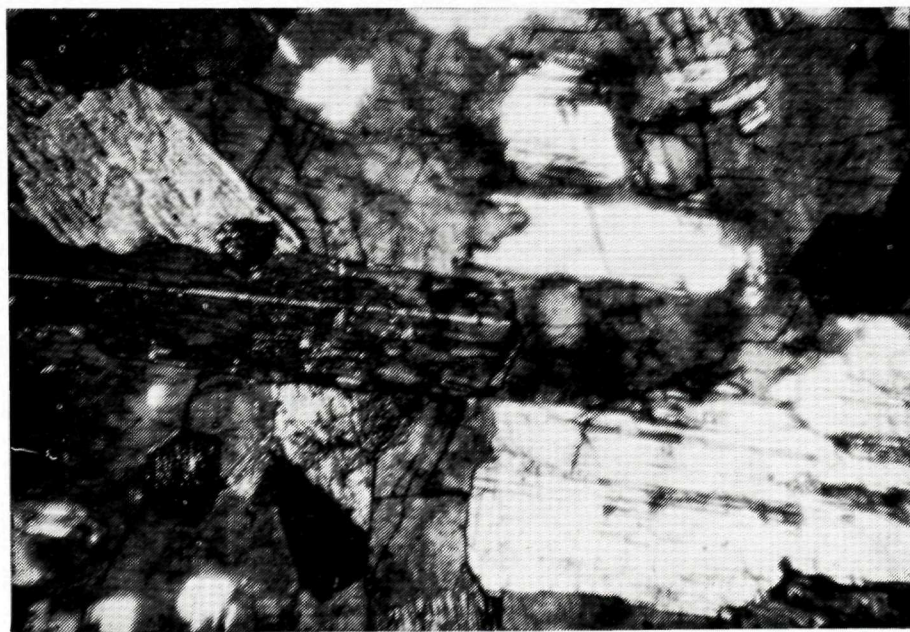
Obr. 1



Obr. 2



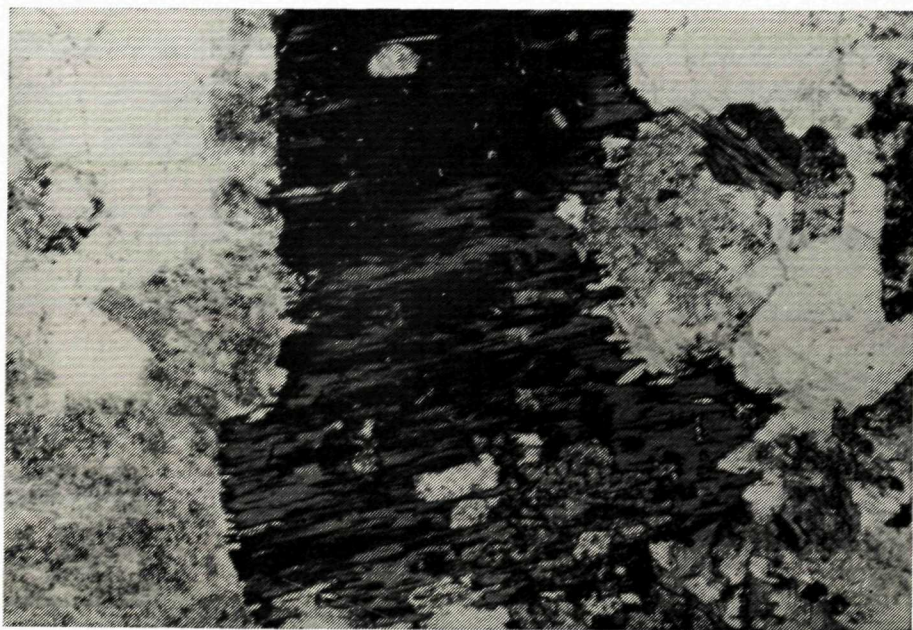
Obr. 1



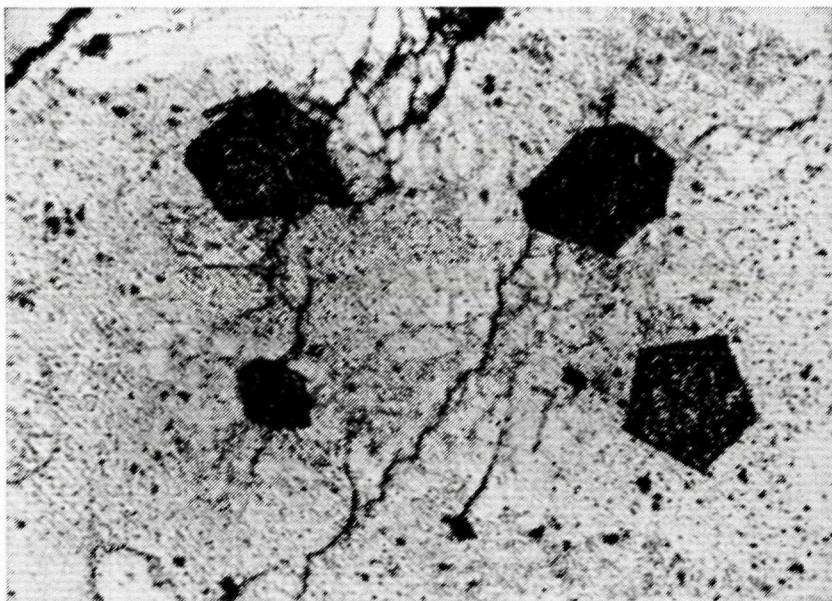
Obr. 2



Obr. 1



Obr. 2



Obr. 1. Pseudomorfózy jarožitu po pyrite. Premenený andezit, štólňa Štorec, 36 m od m. b. 18. Leštený výbrus, zväčš. 120 ×, nik II. Foto — Kúšik.



Obr. 2. Dutina v trachytizovanom andezite, vyplnená jarožitom. Na obvode kryštáliky aduláru. Štorec prepadisko — lom. Výbrus, zväčš. 75 ×, nik X. Foto Kúšik.

