

477

GEOLOGICKÉ PRÁCE



ZPRÁVY 31



ÚSTREDNÝ ÚSTAV GEOLOGICKÝ, REDAKCIA BRATISLAVA

VEDECKÝ REDAKTOR

Pg. ONDREJ SAMUEL

1B 19 C
1133 / 64
20. / Kčs

~~1319 m~~



20. - Kčs

~~1114 / 1964~~

PRÁCE GEOLOGICKÉHO ÚSTAVU DIONÝZA ŠTÚRA V BRATISLAVE

© Ústredný ústav geologický 1964

OBSAH

<i>K významnému výročiu</i>	5
1. Bacsó Z.: Potriasové skarnové ložiská pri Tisovci (tab. I—II)	13
2. Gregor T.: Vzťah zrudnenia k štruktúrno-tektonickým pomerom na ložiskách Železník a Rákoš	47
3. Láznička P.: Geologicko-mineralogické pomery rudního výskytu Dúhovo a jeho okolí (tab. III—IV)	61
4. Ivanov M.: Ku geochémii hornín kryštalinika Kohúta	81
5. Václav J.: Identifikácia kobelitu zo žily Dávid pri Henclovej (tab. V)	91
6. Leško—Salaj—Samuel: Paleogén bradlového pásma slovenských Karpát	95
7. Ďurkovič—Čičel: Mineralogicko-petrografická charakteristika vrchnokriedového súvrstvia dukelsko-užockých vrás (tab. VI)	103
8. Forgáč J.: Schéma delenia syn- a postvulkanických premien efuzív a pyroklastík	117
9. Karolusová E.: Klasifikácia a terminológia pyroklastických hornín	127
10. Šinály T.: O výskyte melafýrov v JV časti Handlovskej hnedouhornej panvy	137
11. Mihaliková A.: Petrograficko-petrochemická charakteristika melafýrov z Novej Lehoty	143
12. Siblík M.: K nálezom liasových brachiopodů v horní časti Belanské doliny (tab. VII—VIII)	157
13. Kullman E.: Bilancia obehu podzemných vôd v južnej časti Považského Inovca	183
14. Čičel—Gazda: Mineralogicko-hydrogeochemické štúdiá zosuvného územia v Han- dlovej	195
15. Kantor J.: Je studenecký granit zo západnej časti Nizkých Tatier kriedovou intru- ziou?	213
Recenzie	215

INHALT

1. Bacsó Z.: Die nachtriassischen Skarnlagerstätten von Tisovec (Taf. I—II)	13
2. Gregor T.: Beziehung der Vererzung zu den struktur-tektonischen Verhältnissen an der Lagerstätte Železník und Rákoš	47
3. Láznička P.: Geologisch-mineralogische Verhältnisse am Erzvorkommen von Dúhovo (Taf. III—IV)	61
4. Ivanov M.: Bemerkungen zur Geochemie der Kristallingesteine von Kohút-Zone	81
5. Václav J.: Identifikation des Kobellit am Erzgang Dávid bei Henclová (Taf. V)	91
6. Leško—Salaj—Samuel: Paläogen der Klippenzone in den slowakischen Karpaten	95
7. Ďurkovič—Čičel: Mineralogical and Petrographical Characteristics of the Dukla—Užok Folds Upper Cretaceous Sequence (Pl VI)	103
8. Forgáč J.: Schematische Gliederung der syn- und postvulkanischen Umwandlungen der Effusivgesteine und Pyroklastika	117
9. Karolusová E.: Zur Klassifikation und Terminologie der pyroklastischen Gesteine	127
10. Šinály T.: Zum Melaphyrvorkommen im SO Teil des Kohlenbeckens von Handlová	137
11. Mihaliková A.: Petrographisch-petrochemische Charakteristik der Melaphyrgesteine von Nová Lehota	143
12. Siblík M.: Liassic Brachiopods from the Upper Part of the Belá Valley in the Veľká Fatra Mts. (Pl. VII—VIII)	157
13. Kullman E.: Bilanz der Grundwässer im südlichen Teil des Gebirges Považský Inovec	183
14. Čičel—Gazda: Mineralogisch-geochemische Studien im Erdrutschgebiet von Handlová	195
15. Kantor J.: Is the Studenec-Granite from the Western Part of the Lower Tatras a Cretaceous Intrusion?	213

K významnému výročí

Dvadsiate výročie Slovenského národného povstania, tejto historickej udalosti v živote nášho ľudu vracia nás myšlienkami znovu späť do slávnych dní, kedy sa rozhodovalo o povojnovom usporiadaní pomerov v novej Československej republike, o našej prítomnosti i budúcnosti. Zvlášť slovenský ľud spája s týmto medzníkom všetko, čo pod vedením Komunistickej strany dosiahol. Veď bola to práve jednota vôle, umu i činu, vďaka ktorej sa postavil náš ľud na odpor proti fašizmu a neskôr svojimi veľkými i drobnými pracovnými hrdinstvami položil základ socialistickej prítomnosti.

Jednoznačná orientácia nášho ľudu na politiku Komunistickej strany, opierajúca sa aj o pomoc Sovietskeho sväzu, priniesla veľké premeny, ktoré zasiahli každé odvetvie nášho hospodárskeho i spoločenského života. Pri rozsiahlej industrializácii krajiny, priamo „na pochode“ vznikali mnohé vedné obory, ktoré v podmienkach kapitalizmu sú iba výsadou veľkých štátov s rozvinutým priemyslom. Jedine za takýchto podmienok bol možný aj rýchly rozvoj mnohých geologických odvetví, do vojny u nás vôbec nerozvinutých, alebo pestovaných len za skromných podmienok medzi stenami univerzít.

Zvlášť výrazný je tento prelom na príklade slovenskej geológie. Pred vojnou o geológiu u nás takmer nemožno hovoriť. Bolo to pár nadšencov, ktorí dochádzali hlavne z Čiech, aby sporadicky pomáhali skúmať niektoré oblasti Karpát. Práce, hoci sa vykonávali na utedajšie pomery vysoko odborne, nestačili plne zvládnuť celú problematiku výskumu, menovite pri zložitom vývoji a stavbe územia Slovenska; slúžili však a slúžia i podnes pre nás ako základný východiskový materiál pre podrobnejšie výskumy.

Od oslobodenia, najmä však od roku 1950 začal sa na Slovensku postupne rozširovať geologický ústav. Začiatky neboli ľahké. Nedostatok odborných pracovníkov vynútil si vytvorenie Geologicko-geografickej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave, kde sa sústredili najlepší odborníci z geológie, aby popri výskumnej

práci súčasne vychovávali desiatky svojich budúcich spolupracovníkov. Okrem toho časť odborníkov sa školí na vysokých školách v SSSR.

Z malého Štátneho geologického ústavu v Bratislave postupne vzniká inštitúcia, ktorej sa zveruje zodpovedná úloha — vykonať bilanciu zásob známych rudných ložísk a stanoviť ich ďalšie perspektívy. Významnú pomoc v tomto období poskytuje najmä SSSR vyslaním špecialistov z odboru ložiskovej geológie, ktorí účinne ovplyvňujú ďalší rozvoj geologickej služby u nás. V roku 1951 vytvárajú sa pri ministerstvách hutí a rudných baní, palív a stavebníctva rezortné geologicko-prieskumné podniky. Kádrový základ, najmä geológov týchto organizácií na Slovensku tvoria hlavne pracovníci geologického ústavu. Prieskumné podniky pokračujú v overovaní zásob na základe ústavom vypracovaných sumarizácií zásob a zohrávajú tak významnú úlohu pri rozširovaní našej surovínovej základne.

Ústav však musí začať budovať svoju výskumnú zložku takmer od začiatku. Zvlášť negatívne sa prejavuje nedostatok kádrov a stále menenie pracovnej náplne. Hoci je ústav poverený regionálnym výskumom, s vtedajším kádrovým i materiálým vybavením nestačí plniť tak náročnú úlohu.

V tomto období ústav pokračuje vo vydávaní svojich „Zošitov“ a „Zpráv“, ktoré obsahujú prvé informácie o nových poznatkoch, získaných pri výskume v rôznych oblastiach Slovenska. S pribúdaním nových pracovníkov úmerne rastie i počet publikovaných prác, ktoré čoraz viac získavajú na kvalite a dostávajú sa aj do zahraničia.

Výskumná činnosť ústavu sa sústreďuje na hospodársky najdôležitejšie oblasti. Začína sa s výskumom Spišsko-gemerského rudohoria a postupne sa rozširuje do mezozoických oblastí, kryštalinika, flyša, neogénu a oblastí neovulkanitov.

Od r. 1953 nesie ústav meno svojho rodáka, význačného európskeho geológa, paleontológa a botanika Dionýza Štúra. Neskôr dostáva sa ústavu ako súčasť Ústredného ústavu geologického od vlády prvej význačnej úlohy — zostaviť geologickú generálnu mapu a mapu nerastných surovín z územia Slovenska. Geologický výskum na Slovensku má týmto jasne vymedzený cieľ, k splneniu ktorého venuje po viac ako šesť rokov všetko svoje úsilie. V roku 1960 je oponovaný posledný list novej geologickej mapy, ktorá spolu s vysvetlivkami, vypracovanými pre každý list zvlášť, predstavuje významný prínos k poznaniu geologickej stavby nášho územia a zároveň zhrňuje všetky najnovšie poznatky a predstavy o geológii československých Karpát.

Etapa vypracovania generálnych máp je zároveň previerkou zdatnosti celého kolektívu ústavu, ktorý je poverený novou, náročnejšou úlohou: podrobným výskumom má najprv v hospodársky dôležitých celkoch a neskôr na celom území Slovenska vyriešiť základné zákonitosti geologickej stavby, osvetliť etapy jej vývoja, zistiť príčiny vzniku a rozmiestnenia koncentrácií nerastných surovín a napokon vymedziť prognózy ďalšieho rozšírenia surovínovej základne.

Ústav za posledné roky vzrástol nielen čo do počtu — dnes tu pracuje 85 geológov

gov a viacero odborníkov z chémie i fyziky — ale svojou prácou sa zaradil medzi popredné geologické ustanovizne v strednej Európe. Jeho výsledky z odboru paleontológie, stratigrafie, tektoniky, geochronológie, sedimentológie i petrografie sú známe aj v zahraničí a často slúžia ako podklady pre riešenie základných problémov geológie celej karpatskej sústavy. Vybavený modernými prístrojmi ústav rieši mnohé otázky na prísne vedeckých základoch, čo znásobuje ich vieryhodnosť a presnosť pri posudzovaní veku a fyzikálno-chemických podmienok vzniku niektorých, najmä kryštalických komplexov a ložísk rudných surovín. Sem spadá najmä rad štúdií z petrografie magmatik, metamorfovaných i sedimentárnych hornín, geochemie mineralizačných procesov a ich vplyvu na okolité horniny, pomocou ktorých sa riešia problémy, majúce zásadný význam pre poznanie geologickej stavby nášho územia.

V krátkom prehľade ťažko podať i čo najstručnejší prierez dosiahnutými výsledkami. O nich najlepšie hovoria publikované práce vo vlastných odborných časopisoch, v mimoústavných publikáciách doma i v zahraničí a najmä poznatky preberané mnohými organizáciami ako podklad pre ďalšie podrobnejšie výskumy, prieskum surovínových zdrojov, alebo pre výstavbu. Prítom nemožno opomenúť ani veľké úsilie, ktoré sa venovalo riešeniu niektorých závažných problémov pri výskume regionálnych celkov.

Ústav od začiatku svojho vzniku venoval osobitnú pozornosť oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Po vykonaní inventarizácie zásob rudných surovín na základe novších výskumov i starších prác zostavil geologickú mapu tejto oblasti, aby v ďalšom podrobnejšie osvetlil zákonitosti jej stavby. Známu gelnickú a rakoveckú sériu podarilo sa rozčleniť na niekoľko súvrství, z čoho vymedzenie karbonátových horizontov v gelnickej sérii má osobitný význam pre vyhľadávanie metasomatických ložísk Fe rúd.

V mladšom paleozoiku, okrem podrobného stratigrafického rozčlenenia, zistil sa vzťah jednotlivých faciálnych vývojov, smery transportu materiálu, pričom sa stanovila pozícia karbonátových horizontov, dôležitých pre Fe ložiská a magnezity. Zistil sa osobitný morský vývoj permu a vymedzila nová séria medzi permom a spodným triasom, resp. postupný prechod poukazujúci na jeden sedimentačný cyklus. Z výskumu tektoniky pozoruhodné sú poznatky o štruktúrach hornín počas viacerých horotvorných etáp. Zároveň sa zistila vnútorná stavba a deformácie jednotlivých komplexov, pričom sa odlišili prejavy metamorfných a vrásnivých procesov; to prispelo najmä k vyriešeniu vzťahu rudných žíl k určitému typu deformácií. Zistilo sa, že hlavné rudné ložiská sú viazané na kriedové alpínske deformácie a štruktúry. Popri tom sa riešila priestorová zonárnosť mineralizácie niektorých ložísk a štruktúra rudných polí väčších ložísk ako Rudňany, Smolník a ďalšie. Všetky výskumy, či už tektonicko-štruktúrne či mineralogické, sú zamerané k jedinému cieľu: objasniť zákonitosti v geologickej stavbe oblasti, stanoviť priebeh procesov, ktoré za určitých priaznivých podmienok viedli k úžitkovej kon-

centracii metalogénnych prvkov a k tvorbe ložísk rudných surovín, a napokon najst hlavné kritériá pre ďalšie vyhľadávanie skrytých a mladšími formáciami prekrytých ložísk železných a polymetalických rúd, tak potrebných pre náš priemysel.

U kryštálických komplexov popri štúdiu oblasti Malých Karpát a Vysokých Tatier, kde po vojne vykonávali výskum pracovníci PFUK, práce sa sústredili najmä do oblasti veporid, kde sa komplexne spracovala zóna Kohúta, styk gemerid s veporidami a niektoré ďalšie oblasti ako Suchý, Magura, Žiar, Čierna Hora, Branisko, Malá a Veľká Fatra. Zvlášť cenný je poznatok o alpínskej kryštalizácii a metamorfizme a zistenie veku niektorých granitov a granitoidných hornín.

Veľký rozmach sa zaznamenal i v štúdiu mezozoika. Okrem geologického mapovania a podrobného výskumu kľúčových území začalo sa pracovať na problémoch, ktoré sa v minulosti u nás málo, alebo vôbec neštudovali. Rozvinul sa paleontologický výskum amonitov, brachiopódov, gastropódov, lamelibranchiátov, dasykladaceí a mikrofosílií so zameraním na riešenie problémov stratigrafie. Štúdium litológie a tektoniky spolu s mikro a litofaciálnym výskumom pomáhajú objasniť viaceré problémy karpatského mezozoika. Moderný prístup k riešeniu stratigrafie a tektoniky priniesol mnohé nové a závažné poznatky. K zásadnej zmene názorov došlo hlavne v otázke postavenia veporského pásma. Vzhľadom na litologicko-stratigrafickú odlišnosť mezozoika vo veporskom pásme od križňanského a chočského príkrovu sa toto pásmo nepovažuje za sedimentačnú oblasť a koreňovú zónu sub-tatranských príkrovov, ale za geoantiklinálnu zónu, oddeľujúcu oblasť chočsko-gemeridnej jednotky od križňansko-tatridnej. Nový pohľad sa získal i na vývoj tektonických procesov počas vrásnenia mezozoika. Preukázalo sa, že vrásnenie neprebehlo jednorázove, ale išlo tu o zložité pochody, uplatňujúce sa aspoň v troch fázach vrásnenia.

Výskum paleogénu po dokončení generálnych máp sa sústredil na podrobnejšie štúdiá najmä v oblasti Smilna, na S od Spišsko-gemerského rudohoria a na niektoré menšie celky, pričom sa paralelne vykonáva sedimentologický, stratigraficko-tektonický a v poslednom čase i geochemický výskum. Študuje sa vzťah povrchovej tektoniky k hlbším častiam príkrovov, t. j. základné prvky vrásnenia, aby sa mohli zostaviť podklady pre vyhľadávanie nafty v paleogéne východného Slovenska.

Významný pokrok zaznamenal aj výskum neogénu, ktorého komplexy začali sa u nás študovať najmä v súvislosti s nájdením nafty vo Viedenskej panve a čiastočne v niektorých hnedouhoľných revíroch. Štúdium Podunajskej a Východoslovenskej nížiny, ako aj tzv. vnútorných kotlín prinieslo veľa nových poznatkov pre vedu, ktoré znamenajú aj prínos pre národné hospodárstvo. Rozpracovala sa podrobne stratigrafia neogénu i základné črty tektoniky, čo umožnilo vypracovať paleogeografiu všetkých stupňov neogénu a pristúpiť ku korelácii v rámci celej centrálnej Paratetýdy. Karpatský neogén sa takto stáva jedným z najlepšie preskúmaných celkov a už dnes môže slúžiť ako typová a uzlová oblasť niektorých jeho stupňov v celoeurópskom meradle.

Výskum treťohorných vulkanických pohorí, hoci boli predmetom štúdia už v minulom storočí, musel po oslobodení začínať na skromných základoch. Prvé ucelenejšie dielo vzniká až pri zostavení generálnych máp, v ktorých sa podáva regionálny obraz o priebehu vulkanickej činnosti, jej sukcesie a o migrácii vulkanických centier. Väzba mineralizačných pochodov na vulkanizmus, tvorba rudných ložísk a ich geologicko-štruktúrna pozícia, viazaná na komplex vulkanitov, je predmetom súčasného štúdia. K nim pribúda novšie aj výskum hlbokého podložia, ktorý pomocou geofyzikálnych metód a štruktúrnych oporných vrstiev má stanoviť charakter a reliéf podložia a objasniť možnosť pokračovania hnedouhoľných panví pod vulkanickým komplexom, prípadne rudných ložísk, viazaných na staršie podložie a jeho kontakty s vulkanickými telesami.

Výskum najmladších, štvrtohorných útvarov sa u nás predtým takmer nevykonával. Novovytvorené oddelenie kvartéru zaznamenalo za posledných 14 rokov tiež cenné úspechy. Výskum kvartéru Záhorskej nížiny, ktorý je pred ukončením, sa zameriaval na komplexné riešenie geologického vývoja, na stratigrafické členenie fluvialných sedimentov, eolických pieskôv, proluviálnych kuželov a na štúdium mladej tektoniky. Obdobne sa skúma oblasť Podunajskej a Východoslovenskej nížiny. Počas výskumov kvartéru sa podarilo vyriešiť niektoré otázky stratigrafie a stavby najmladších súvrství a poskytnúť aj podklady pre vypracovanie úprav poľnohospodárskej pôdy, alebo pre overovanie zásob stavebných surovín (tehliarske hliny, štrky, piesky a pod.).

Hydrogeologický výskum sa sprvu orientoval na zachytávanie a využitie najmä minerálnych vôd spočiatku iba v lokálnom meradle; neskôr sa začali skúmať väčšie celky, čím sa má umožniť celkové hydrogeologické zhodnotenie hospodársky významných oblastí. Sledujú sa pritom aj možnosti využitia zdrojov podzemných vôd a problémy banskej hydrogeológie. Takto sa komplexne spracovala celá oblasť Záhorskej nížiny, kde sa našli nové zdroje pitnej a úžitkovej vody. V súčasnej dobe sa pracuje na bilančnom vyhodnotení dynamických zásob podzemných vôd v mezozoických útvaroch a skúma možnosť využitia statických zásob krasových vôd. Hydrogeologický výskum sa orientuje aj na oblasti Podunajskej a Východoslovenskej nížiny; začína sa rozpracovávať metodika výskumu nateraz negatívnych oblastí niektorých neovulkanických celkov. Stanovili sa ochranné rajóny slovenských kúpeľov a význačných prameňov minerálnych vôd, pričom sa vykonala presná registrácia výverov a prameňov minerálnych vôd ako podklad pre ďalší prieskum na rozšírenie ich zdrojov. Zároveň sa riešia otázky vzťahu bojnických term k Nováckej uhoľnej penve a hydrogeologické pomery širšej oblasti Modrého Kameňa.

Na regionálny výskum úzko naväzujú práce v laboratórnych podmienkach. Hoci tento úsek geologického výskumu nie je u nás ešte dostatočne rozvinutý, považujem za vhodné spomenúť niektoré výsledky laboratórií ústavu, ktoré významne obohatili naše poznatky.

Veľkým prínosom pre rozvoj geochemických výskumov bolo rozpracovanie metód kvantitatívnych spektrálnych analýz, pomocou ktorých sa skúmal mikrochemizmus radu erupčných hornín, sčasti aj sedimentov a niektorých hydrotermálnych minerálov.

V poslednom období sa započalo so systematickým mineralogicko-geochemickým výskumom niektorých horninotvorných i akcesorických minerálov z erupčív a metamorfítov. Najrozpracovanejšia je skupina slúd. K prvkom, ktoré sa systematickejšie sledovali, patrí hlavne vanád a germánium prevažne z organogénnych sedimentov a uhlia. Salinita neogénnych pásiem bola rekonštruovaná na základe štúdia bóru a sčasti i z rozboru neogénnych sedimentov.

V posledných rokoch sa rozvinul najmä geochronologický výskum, kde pomocou A/K metódy a najnovšie aj „masspektrometrie“ (Pb/U, Th, Pb, He/U, Th) podarilo sa stanoviť vek hlavných typov erupčných hornín, kryštalických bridlic, tektonitov a ich príslušnosť k variskemu, alebo alpínskemu orogénu.

Slubne sa rozvíja aj izotopický výskum, zameraný predovšetkým na problémy metalogenézy. Výskumom izotopov olova sa určil kaledónsky vek niektorých pyritových ložísk v Karpatoch. V súčasnosti sa pracuje na problémoch ostatného hydrotermálneho zrudnenia.

Ústav v posledných rokoch najmä v súvislosti s prírodnou katastrofou v Handlovej riešil i problémy zosuvných území. Úspešne zasiahol pri likvidácii havarijného stavu až do stabilizácie handlovského zosuvu a neskôr spracoval prehľadné mapy z kritických zosuvných terénov, vykonal ich registráciu a klasifikáciu podľa veľkosti, významu a stupňa možnej aktivizácie.

*

Podali sme skutočne len stručný pohľad na niektoré hlavnejšie výsledky práce ústavu za posledné roky, ktoré výrazne dokumentujú rýchly rozvoj a kvalitatívny rast geologického výskumu na Slovensku.

V dnešnej dobe sa výskum orientuje na podrobné spracovanie kľúčových oblastí, s hlavným zameraním na vypracovanie celkových prognóz zásob nerastných surovín. Veľký význam pritom má výskum stopových prvkov, stanovenie ich väzby na jednotlivé typy magmatík, zistenie koncentrácií a vymedzenie jednotlivých typov hornín, ktoré by mohli slúžiť ako zdroje špeciálnych surovín v budúcnosti.

Osobitná starostlivosť sa bude venovať štúdiu a klasifikácii zlomových línií a zložitých poruchových pásiem, ktoré mohli slúžiť ako výstupové cesty pre unikajúce plyny alebo mineralizačné roztoky z chladnúceho magmatického zdroja a podmieniť tak vznik rudných ložísk. Štúdium mega a makroštruktúr v súvislosti s priebehom tektonických procesov dostáva sa takto na jedno z prvých miest nášho výskumu.

Nie menej dôležité je aj ďalšie štúdium stratigrafie, faciálnych vzťahov a tek-

toniky, ktoré umožnia zostaviť paleogeografické mapy čsl. Karpát a pomôžu rekonštruovať geologický vývoj Slovenska v jednotlivých etapách.

Popri klasických geologických disciplínach zvýšenú pozornosť treba venovať najmä moderným exaktným metódam výskumu. Ústav bude musieť preto dobudovať svoje laboratórne zložky, aby popri dnešnom geochronologickom výskume mohol rozvinúť výskum aktívnych i neaktívnych izotopov, zamerať sa na štúdium a rekonštrukciu fyzikálno-chemických podmienok vzniku minerálov i hornín, čo iste pomôže spresniť dnešný pohľad na tvorbu ložísk a zistiť zákonitosti ich väzby na tie či oné štruktúry, typy hornín a určiť ich vek.

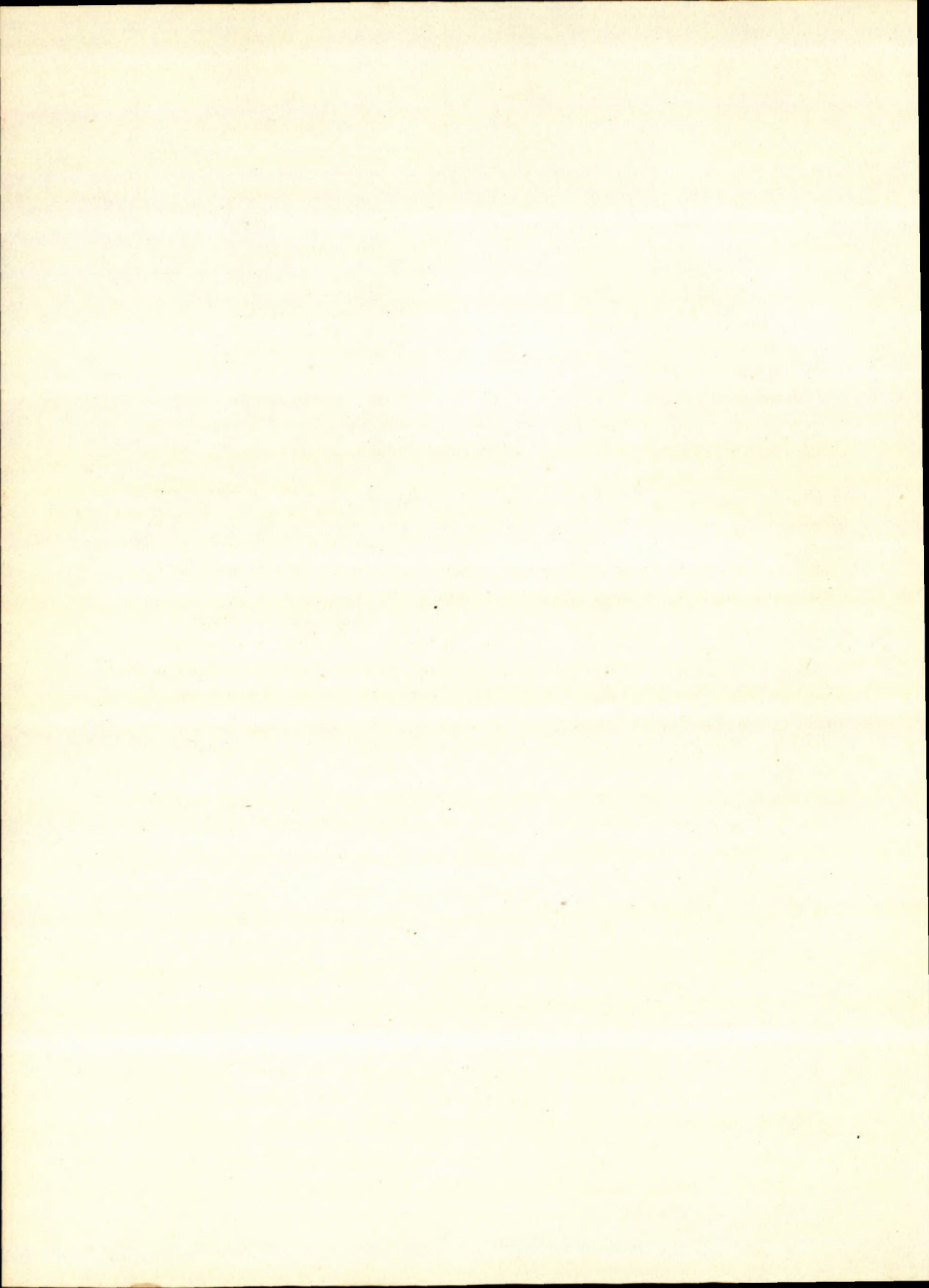
Stále väčšia návaznosť geológie na príbuzné prírodné vedy vyžiada si úzku spoluprácu s viacerými ústavmi a pracoviskami SAV, najmä na úseku mikrochémie, matematiky a fyziky.

Osobitné postavenie najmä v geológii na Slovensku má moderná geochemia, rozvoju ktorej sme ostali veľa dlžní. Musíme preto započat so systematickým regionálnym geochemickým výskumom najprv kryštalických, vulkanických a neskôr i sedimentárnych útvarov, čím sa získajú podklady pre zistenie zákonitosti distribúcie prvkov počas geologického vývoja v jednotlivých etapách. Tieto výskumy, orientované aj na geochemiu rudotvorných procesov, pomôžu objasniť niektoré otázky genézy ložísk, ich priamu alebo nepriamu závislosť na magmatických centrách, spätosť s veľkými, či malými intrúziami.

Popri regionálnom výskume jednotlivých oblastí dôležitú úlohu zohrajú aj hydrogeologické výskumy, ktoré sa zameriavajú na zistenie zásob podzemných vôd, stanovenie ich režimu najmä v dnes deficitných oblastiach (východné Slovensko, Krupinská vrchovina a pod.), aby sa zabezpečil dostatok vody pre obyvateľstvo, priemysel a poľnohospodárstvo.

Geologický ústav čakajú veľké úlohy. Bude záležať jedine na nás, ako dokážeme orientovať svoju prácu, využiť skúsenosti domácich i zahraničných odborníkov, aby sme prostriedky, ktoré vynakladá náš štát na geológiu, hospodárne a pritom maximálne využili na prospech celej spoločnosti. Doterajšie výsledky ústavu, napriek mnohým nedostatkom nás oprávňujú vysloviť presvedčenie, že vďaka doterajšiemu kvalitatívnemu vzostupu celého kolektívu ústavu obstojíme čestne aj pri plnení budúcich úloh. V tom bude spočívať náš prínos k oslave významného 20. výročia a k plneniu odkazu SNP, ktoré, rovnako ako pre všetok náš ľud, aj pre rozvoj našej geológie je svojím dosahom významným historickým medzníkom.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava



ZOLTÁN BACSÓ

POTRIASOVÉ SKARNOVÉ LOŽISKÁ PRI TISOVCI

Úvod

Skarnovým ložiskám, hlavne otázke ich vzniku sa vo svete venuje zvýšená pozornosť. V ČSSR sú pomerne dobre preskúmané skarnové ložiská v kryštaliniku, ktoré sa vekove, geneticky i parageneticky značne líšia od mladých slovenských potriasových skarnových ložísk. Potriasovým kontaktne-metasomatickým skarnovým ložiskám sa u nás venovala doteraz len malá pozornosť.

V tejto práci podávam geologickú, ložiskovú a petrograficko-mineralogickú charakteristiku tisoveckých ložísk skarnového typu, ako aj rozbor ich genetických vzťahov a názorov na ich vznik. Keďže na týchto ložiskách sa začal intenzívnejší prieskum iba v poslednej dobe, zhromaždený dokumentačný materiál nie je zatiaľ úplný a celkom spracovaný.

Ďakujem prof. dr. B. Cambelovi za jeho cenné metodické rady a záujem o túto prácu.

Tisovecké železorzudné ložiská ležia asi 5 km SZ od Tisovca, na východných svahoch Magnetového vrchu, odkiaľ sa tiahnu JV smerom do Kyzovej doliny, ďalej na Kyzový vrch, do Mašnianskej doliny a na vrch Mašna. Toto pestro členité územie leží medzi údoliami potoka Furmanec a Strieborná. Rudné výskyty ohraničuje na severe spojnica: vrchol Magnetového vrchu — sútok Strieborného a Štrumplového potoka, na Z viac-menej S—J hrebeňom Magnetového vrchu, medzi jeho vrcholom (kóta 964,2) až po vrchol Pacherky (kóta 959,5) a na V potokom Strieborná; na juhu: vrchol Pacherky — sútok Strieborného a Kačkavského potoka. Rozloha územia známych rudných výskytov je cca 1 km². Najvyšší bod predstavuje Magnetový vrch (964,2 m), najnižší sa nachádza v údolí potoka Strieborná (okolo 550 m).

Staršie archívne údaje a zprávy o rudných výskytoch spracoval Bergfest (1955). Preto sa v tomto príspevku nebudeme nimi podrobne zaoberať. Najstaršiu geologickú mapu vyhotovili pracovníci Ríšskeho geologického ústavu vo Viedni

r. 1877 (1:144 000), ktorí tu rozlišujú tieto horniny: rula, ílovité bridlice, karbónsky vápenec, werfenské bridlice, dolomit, lastúrnatý vápenec a vrchný trias. Mineralogický, resp. sčasti aj petrografický rozbor rudných výskytov podáva Liszkay (1877), Tóth (1882), Maderspach (1880—1886) a Schmidt (1886). Rudnými pomermi sa zaoberal Eisel (1907). Najvýznamnejšia však je práca Junghannova (1912), v ktorej podrobne popisuje žuly a prvý rozlišuje na ložisku i na blízkom okolí diority a andezity. Vznik magnetitového ložiska dáva do súvislosti s dioritovou intrúziou a považuje ho za kontaktne-metasomatické.

V novšej dobe sa tisoveckým ložiskom zaoberal najmä Papp (1915) a Ulrich — Slavík (1923). Širšie okolie Magnetového vrchu mapoval Adam (1955) a Adam — Pták — Šalát (1956).

Najstaršia zpráva o tisoveckom baníctve pochádza zo začiatku XII. storočia. Podľa nej Octavio Steger roku 1611 prepustil eráru svoj „Bleiwerk“ (závod na olovo). Je to jediná známa zmienka o tom, že na tisoveckých ložiskách okrem Fe-rudy sa dobývalo asi aj olovo. Ďalšie archívne zprávy sa týkajú už len dobývania Fe-rudy.

Doba vzniku železiarní v Tisovci nie je známa. Podľa Matlekovitsa existovala už r. 1752 v blízkosti bane Mašna. V roku 1878 sa tu pokúsili taviť pyrito-magnetitovú rudu, avšak práca sa nerentovala, a preto sa pokusy zastavili. Podľa Eisela (1907) tisovecké bane pracovali do roku 1864 a odvtedy boli udržiavané len štólne „Mašna“ a „Emerich“. Podľa Pappa (1915) sa dočasne obnovili banské práce pri Tisovci v 90. rokoch; r. 1892 sa vyťažilo 1805, roku 1893 už len 479 ton železnej rudy.

Geologické pomery v oblasti skarnových výskytov

Široké okolie skarnových výskytov má zložitú tektonickú stavbu. Na kryštaliniku Kráľovej hole a jeho metamorfovanom obale je presunutý príkrov gemeríd, zastúpený karbónom a triasom. Do týchto stavebných prvkov prenikajú potriasové subvulkanické a vulkanické erupktíva: diority a andezity.

Veporidy. Čiastočne granitizované kryštalicke bridlice sú viac rozšírené na západnom úpätí Strieborného vrchu, v údolí Strieborného potoka a okolí Vicianovej. Menšie kryhy uprostred hercýnskych granitoidov sú známe cca 500 až 600 m na SZ až S od sútoku Strieborného a Rovnianskeho potoka. Ide tu o jemnozrnné biotitické pararuly s väčším — menším podielom ortozložky.

V priestore Vicianovej, v JV časti granitizovaných biotitických pararúl sa našiel i strednozrnný amfibolovec, miestami s hniezdami mliečne bieleho kremeňa. Akcesoricky je prítomný apatit a druhotný limonit. Hojný je výskyt hercýnskych granitoidov v širšom okolí ložiska hlavne granodioritov, menej granitov. Väčšinou sú to horniny porfýrovité, rôzne zbridličnatené — tektonometamorfované. Silne zbridličnatené sú v blízkosti hrebeňa vrchu Hutta. Pomerne neporušený, na biotit bohatý granitoid so všesmernou textúrou, je v lome pri kóte 596,5; sú v ňom 10—15 cm muskovit-biotitické žily pegmatitu.

Na vlastnom území ložísk sú hrubozrnné, zriedkavejšie až porfýrovité granitoidy,

len miestami slabo usmernené. Majú hypidiomorfne zrnitú štruktúru s týmito podstatnými súčiastkami: K-živcov (častý mikroklín), plagioklas, kremeň, biotit, muskovit. Akcesoricky sú prítomné: apatit, zirkón, titanit.

Permotriasové kremence a arkózy obalovej série pásma Kráľovej hole tvoria SZ časť územia pozdĺž údolia potoka Furmanec. Sú zreteľne zbridličnatené a epimetamorfované, jemnozrné, miestami s väčšími zrnami živcov. Obsahujú novovzniklý sericit a menej turmalín. Vložky kremitých fylitických bridlic tvoria súvislejšiu polohu iba blízko styku veporíd a gemeríd, na JZ svahu Magnetového vrchu. Na báze spodného triasu, Z od vrcholu kopca Pacherka (kóta 960) sú žltohnedé karbonáty, rauwaky.

G e m e r i d y. Súvrstvie karbónu v nadloží opísanej obalovej série tvoria tmavošedé ílovité až jemne piesčité bridlice a jemnozrné pieskovce. V priestore hlavného hrebeňa Magnetového vrchu sú v bridliciach vložky kremitých zlepencov až kremencov. Blízko hypoabysálnych telies mladých vyvrelín boli horniny kontaktne metamorfované; bridlice sú zmenené na šedé rohovce.

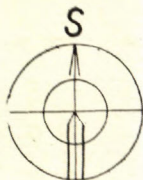
Pestré werfenské bridlice a pieskovce v JZ časti zmapovaného územia vystupujú pozdĺž tektonického styku veporíd. Ďalším členom je súvrstvie vápencov a dolomitov patriacich vrchnému triasu (karnu), sčasti asi aj strednému triasu (B y s t r i c k ý 1958). Vápence sú bielošedé, miestami ružovkasté, celistvé až jemnozrné, so slabo viditeľnou vrstevnatosťou. Dolomity sú svetlošedé, špinavošedé až hnedasté, väčšinou jemnozrné, menej celistvé, často s charakteristickým rozpadom.

Potriasové andezity, na mapovanom území značne rozšírené, sú jednak hypoabysálneho — žilného charakteru (hlavne na „užšom“ území ložísk, kde vystupujú v súvislosti so subvulkanickými telesami dioritov), jednak efúzívne.

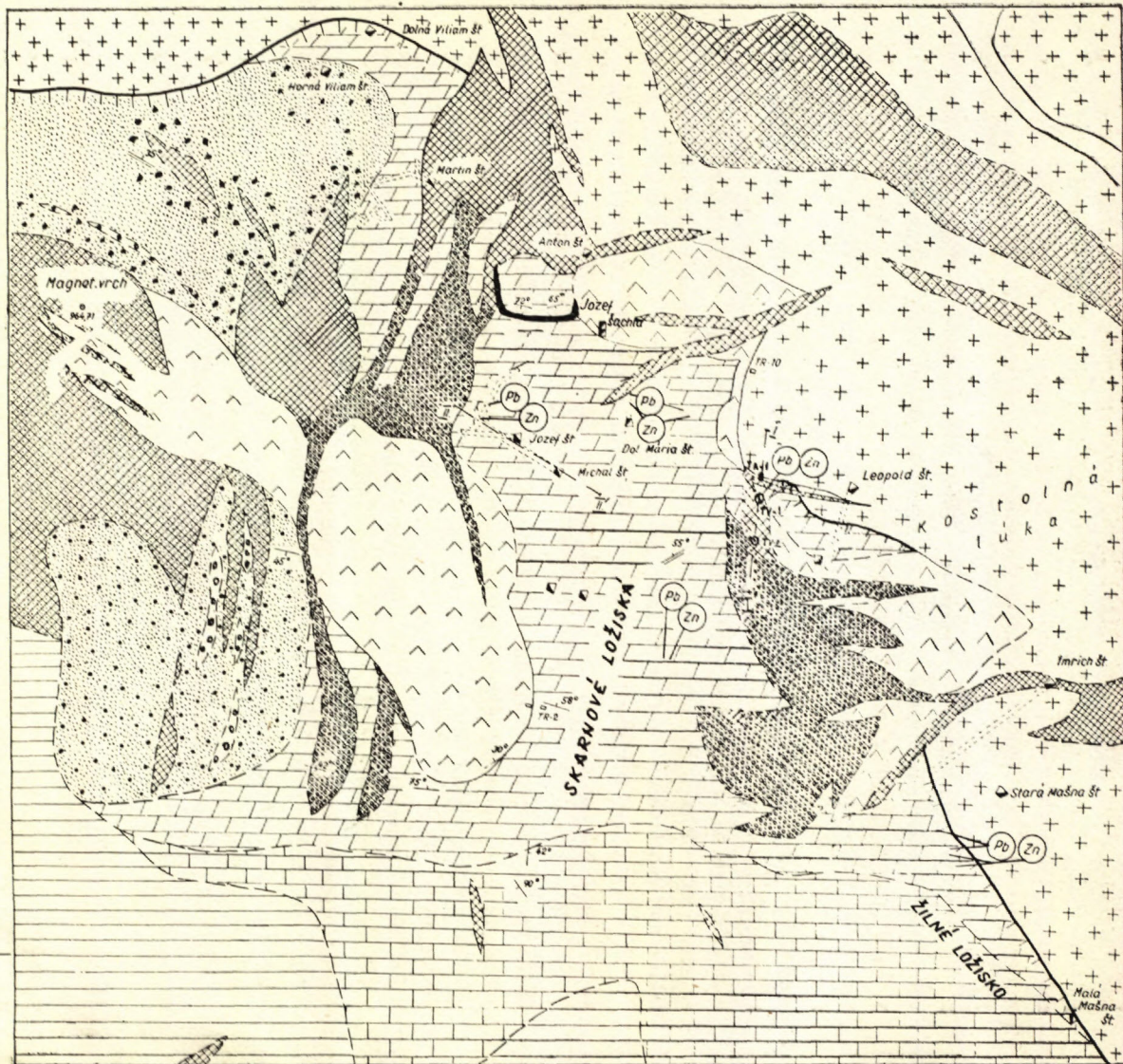
Najvýznamnejšou dislokáciou je plocha nasunutia príkrovu gemeríd na veporidné pásmo Kráľovej hole. Charakter plochy nasunutia v oblasti skarnových ložísk je len málo známy. V Kyzovej doline v okolí vrtov VT-1 a TV-2 má úklon 30—40° k J, v doline Mašna už okolo 60° k JZ. Celkove je reliéf veporidného podložia v priestore gemeridných sérií málo známy.

Gemeridný príkrov na zmapovanom území má ráz mierne zvrásnenej klenby na spôsob antiklinória. Generálny priebeh osi klenby je daný spojnicou na povrchu odkrytých polôh karbónu; v južnej časti územia má približne SSV—JJZ, v severnejších častiach S—J smer. Gemeridný karbón bol eróziou odkrytý v najviac vyklenutých častiach klenby. Tým si možno vysvetliť odkrytie karbónu muránskeho príkrovu na morfológicky najvyššie položených miestach (v jadre čiastkových klenieb). Na krídlach týchto klenieb majú mezozoické vrstvy gemeridného príkrovu úklon 30—60° na V a JV na východnej strane hlavnej klenby, resp. 45° na Z a SZ—Z na jej západnej strane.

Na vlastnom území ložísk sú výrazne *dva systémy dislokácií*: smeru V—Z — ich priebeh sledujú subvulkanické dioritové, menej aj andezitové telesá. Po týchto



15		15	
1		16	
2		17	
3		18	
4		19	
5		20	
6		20/a	
7		21	
8		22	
9		23	
10		24	
11		25	
12		26	
13		27	
14		28	



dislokáciách a puklinách prenikali produkty andezitového vulkanizmu a tak vznikli žily andezitov. Výraznejšie, a pravdepodobne mladšie, sú dislokácie SZ—JV až S—J smeru, ktoré tiež slúžili ako prírodné cesty efuzív a ako miesta vhodné pre vznik subvulkanických andezitových telies.

Oba typy dislokácií sú veľmi strmé až kolmé; dislokácie smeru V—Z sú uklopené 65—90° na J, SZ—JV smeru až S—J okolo 70° na SV, resp. na V. Na vekový vzťah oboch systémov dislokácií poukazujú menšie dislokácie a pukliny v prístupných štôlniach Michal a Jozef, ktoré sú súbežné a pravdepodobne aj súčasné s hlavnými dislokáciami. Pukliny SSZ—JJV, resp. SZ—JV smeru režu tu pukliny V—Z smeru. Pohyby sa neskôr opakovali pozdĺž oboch systémov. U dislokácií V—Z smeru tomu nasvedčujú časté andezitové žily na rozhraní dioritových telies. Andezitové a vápencové brekcie kontaktného poruchového pásma SSZ—JJV smeru zo štólne Imrich opisujú Slavík a Ulrich (1923).

Potriasové diority a andezity

Mladé potriasové vyvreliny — diority a andezity — v oblasti Magnetového vrchu, majú podobné mineralogické zloženie a sú tiež v intímnom priestorovom vzťahu. Predstavujú produkty jediného spoločného magmatického krbu.

Diority tvoria cca 2,3 km dlhý a 0,5 km široký pruh V—Z smeru, začínajúci dioritovým masívkom na JZ svahu vrchu Hutta (kóta 891,5) a končiaci výbežkom najzápadnejšie ležiaceho masívku, neďaleko vrcholu Magnetového vrchu (kóta 964). Najvýchodnejšie a najväčšie dioritové teleso je uprostred hercýnskych granitoidov tuná najhlbšie odkryté. Horniny tohto masívku sú značne jednotvárne, tmavošedé jemnozrnné diority. Andezity, prerážajúce dioritový masív, tu nie sú známe. Masívky ostatných, západnejšie ležiacich dioritových telies sú menšie a majú nepravidelnejší tvar s apofýzovitými výbežkami. Ležia v petrograficky pestrom prostredí starších vyvrelých a sedimentárnych hornín, miestami s pestrou štruktúrou. Najviac rozšírené sú zelenkastošedé strednozrnné diority, v okrajových

Geologická skica územia skarnových ložísk pri Tisovci (s vyznačením štôlni a výskyty Pb-Zn rúd)

1 — granitoidy (hercýnske), 2 — sericitické kremence, arkózy (permotrias, obalová séria Kráľovej hole), 3 — bunkovité karbonáty (na báze spodného triasu), 4 — kremité zlepence — kremence (karbón), 5 — bridlice (karbón), 6 — bridlice (spodný trias-werfen), 7 — vápence, 8 — dolomity (4—8 gemeridná muránska séria); 9 — diority, 10 — andezity vcelku, 11 — hyperstén-diopsid-augit-andezit, 12 — amfiból-diopsid-augit-andezit ± hyperstén, 13 — prekremený pyroxenický andezit, 14 — kryštalický vápenc (9—14 potriasové útvary), 15 — kontaktne metamorfované bridlice (gemeridný karbón), 16 — recentné náplavy, 17 — hranice útvarov, 18 — predpokladané hranice útvarov, (resp. pozvoľné prechody), 19 — línia tekton. nasunutia, 20 — smer a sklon bridličnatosti (lavicitosti), 20a — smer a sklon vrstiev, 21 — prístupné štólne, 22 — vrty, 23 — ryhy, 24 — staré bane neprístupné, 25 — šachty, 26 — línia rezu, 27 — známe výskyty Fe rúd, 28 — známe výskyty Pb-Zn rúd.

partiách niektorých masívok prechádzajúce do porfyrovitých variet. Zriedkavejšie sú kremité a jemnozrné diority; u niektorých je obsah kremeňa aspoň sčasti druhotný. Masívky dioritov na svahoch Magnetového vrchu, sú v blízkom priestorovom vzťahu s andezitmi, ktoré ich vo forme žíl prerážajú. Vplyvom skarnotvorných a hydrotermálnych roztokov sú diority často viac alebo menej zmenené, miestami rozpadavé a rôzne flakaté.

Andezity sú najviac sprístupnené na východných svahoch Magnetového vrchu; ich hypoabysálne žily často prerážajú aj dioritové telesá. Smerom na SZ od vlastného územia ložísk s andezitmi už nevystupujú telesá dioritov, ale vedľa amfibolpyroxenických až pyroxenických andezitov aj telesá biotiticko-granatických a pyroxenicko-granatických andezitov. SZ od Vicianovej, smerom na Čertovú dolinu sú zastúpené hlavne pyroxenicko-granatické andezity. Biotiticko-granatické andezity tvoria menšie, niekoľko m mocné žily, sledovateľné od východných svahov Magnetového vrchu cez dolinu Strieborného potoka až po úpätie vrchu Kučelach.

Potriasové vyvrelé horniny v širšej oblasti Magnetového vrchu možno zaradiť do troch erupčných fáz:

1. fáza predstavuje intrúzie v subvulkanických podmienkach utuhnutých dioritov; v závislosti od prostredia a hĺbky tuhnutia vznikli jednotlivé variety jemno až strednozrné, porfyrovité a kremité diority.

Medzifáza medzi prvou a druhou erupčnou fázou predstavuje výstup pyroxenických (prekremených) andezitov. Žila tohto andezitu je známa uprostred vápencov a na styku strednozrného dioritu s vápencami. Hranica medzi dioritom a andezitom býva ostrá. Z toho vyplýva, že andezitová žila je mladšia ako diorit. Skarny na styku oboch vyvrelín majú naproti tomu podobný mineralogický ráz a pre tísovecké skarny typické žilky vysokotermálneho endoskarnu. Podľa rovnakej povahy skarnov na styku oboch vyvrelín, diorit a andezit by mohli byť rovnakého veku. Podľa toho je najsprávnejšie zaradiť pyroxenický (prekremený) andezit do samostatnej medzifázy medzi 1. a 2. erupčnou fázou, s menším odstupom po výstupe dioritov.

2. fáza. U amfibol-pyroxenických až pyroxenických andezitov (2. fáza) možno odlišiť dve základné petrografické variety: a) amfibol-diopsid-augit (\pm hyperstén) andezit; b) hyperstén-diopsid-augit andezit.

3. fázu predstavuje výstup pyroxenicko-granatických a biotiticko-granatických andezitov.

Zaradenie spomínaných hornín do jednotlivých fáz dokladám nasledovnými pozorovaniami: v andezitoch 2. erupčnej fázy sa našli zatavené — uzatvorené úlomky dioritov. Andezity 2. fázy v podobe žíl prerážajú dioritové telesá. Pre zaradenie pyroxenicko-granatických a biotiticko-granatických andezitov do najmladšej (tretej) erupčnej fázy nemáme zatiaľ žiadne priame podklady. Robíme tak iba na základe ich vzťahu k dioritovým telesám, ich petrograficko-mineralogickej povahy (granát a biotit vo výrastliciach) i analógie s ostatnými oblasťami neovulkanitov.

A d a m — P t á k — Š a l á t (1956) zaraďujú vznik všetkých andezitov v oblasti Tisovec — Magnetová do jedinej erupčnej fázy, pričom rozličné typy andezitov vysvetľujú diferenciaciou andezitovej magmy v lávových prúdoch. S tým možno súhlasiť len čiastočne, pokiaľ by išlo o výlevné formy andezitov; prevažne však ide o hypoabysálne žily, na čo poukazujú v banských dielach pozorovateľné žilné tvary andezitových telies, neprítomnosť andezitových tufov, štruktúry hornín a výskyty skarnov aj na kontaktoch andezitov.

Vznik jednotlivých, na vlastnom ložisku rýchle sa striedajúcich a kartograficky ťažko odlišiteľných variet andezitov (druhej erupčnej fázy) možno si vysvetliť diferenciaciou andezitovej magmy v hypoabysálnych telesách, ovplyvnenou veľkosťou, tvarom, podmienkami tuhnutia telies,

resp. charakterom prostredia. Medzi amfibol-diopsid-augit-andezitom (\pm hyperstén) a hyperstén-diopsid-augit-andezitom pozorovať vzájomné pozvoľné prechody so striedavým vytrácaním a opätovným objavením sa amfibolu a hypersténu. Jednotlivé andezitové variety na vlastnom ložisku postihla hydrotermálna premena (prekremenenie, karbonatizácia, chloritizácia, epidotizácia), ktorá sa makroskopicky prejavuje vybielením, resp. rozličným zafarbením hornín.

Ložiská skarnov v oblasti Tisovca—Magnetovej

Skarny na bezprostrednom styku materských skarnonosných vyvrelín.

Povaha skarnov, ich rozšírenie, tvar i charakter zrudnenia sú rôzne podľa toho, o aký diorit, alebo andezit z potriasových skarnonosných vyvrelín ide, resp. podľa charakteru sedimentov, s ktorými sa stýkajú.

Skarny na styku s potriasovými dioritmi a stredne až vrchnotriasovými vápencami sú zatiaľ prístupné len na niekoľkých miestach a známe iba zo styku dioritov s karbonátovými horninami. Styk dioritov s karbónskymi bridlicami nie je odkrytý.

Pri šachte Jozef a štôlni Anton hrúbka skarnej zóny kolíše od 0,20—4,00 m. Skarny sú zložené prevažne z hnedého a červenohnedého granátu, tmavého pyroxénu a magnetitu. Skarnové horniny sú vyvinuté na strmo uklonených až zvislých kontaktoch; v diorite je množstvo skarnových žiliek, miestami aj šmúh.

Súdiac z prístupného haldového materiálu a z rozsahu starých kutačiek obdobný charakter majú aj skarny na styku s dioritovým masívkom od hornej štôlne Mária; 150 m Z od štôlne Stará Mašna je odkrytá cca 2,5 m hrubá poloha olivín-spinel-karbonátového skarnu s ojedinelými šmuhami magnetitu. Odchylná asociácia minerálov bola podmienená pravdepodobne tým, že skarnizácii podľahol na styku s dioritom karbonát bohatší na Mg — dolomitický vápenec. V skarnoch odkryvu i na blízkych haldách štôlní Stará Mašna, Horná Mašna a Imrich, sú časté injekcie dioritov (kvapkovitého nepravidelného tvaru), ktoré zrejme prenikli do okolitých, ešte neskarnovatených vápencov v čase intrúzie dioritovej magmy.

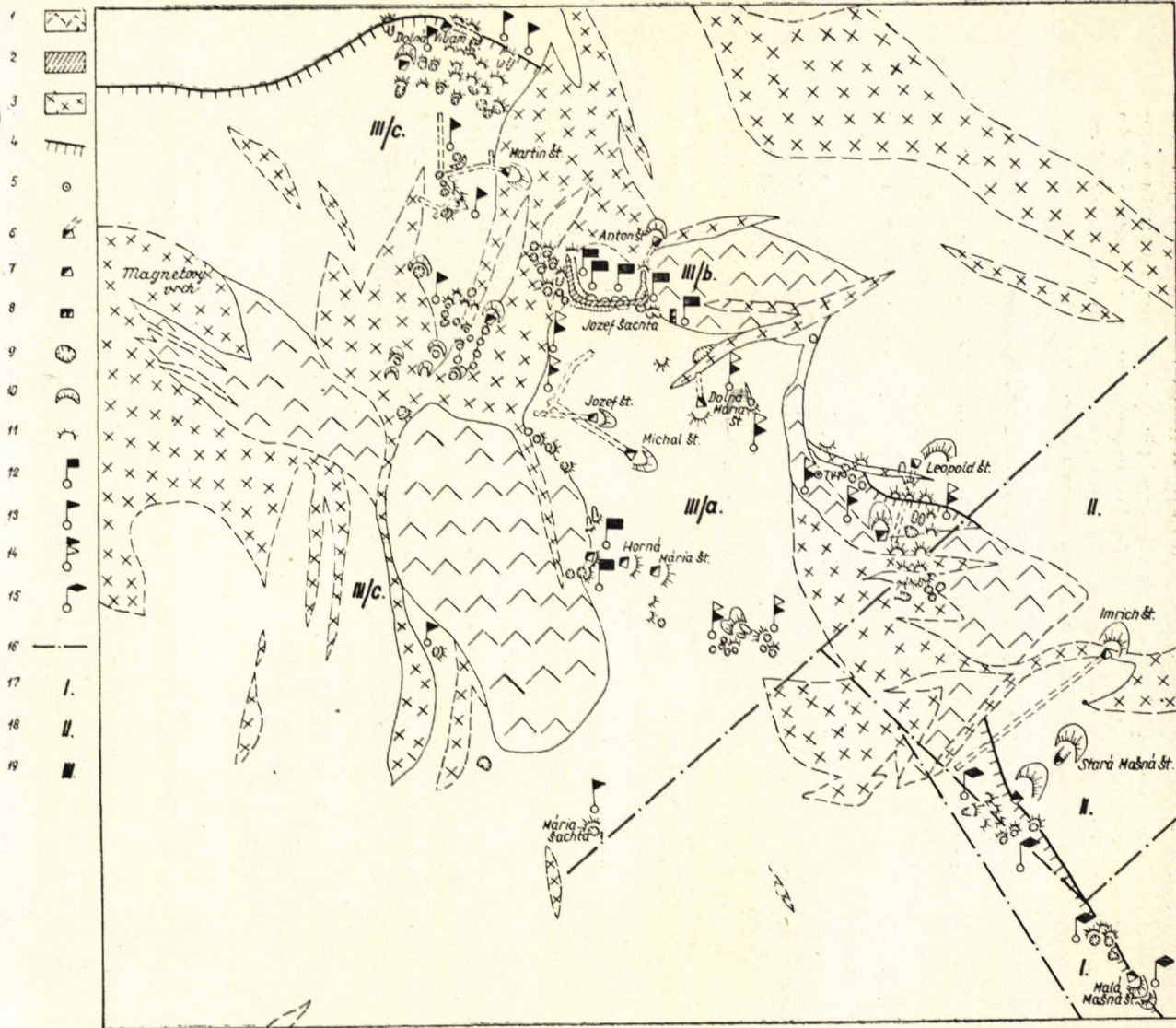
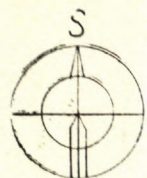
Skarny na styku s potriasovými andezitmi sú oproti skarnom na styku s dioritmi podstatne prístupnejšie. Sú známe z kontaktov s kryštalickými vápencami a s karbónskymi bridlicami.

U týchto andezitov možno rozlíšiť dve variety:

skarny na styku pyroxenického (prekremeného) andezitu a triasových vápencov, odkryté západne od šachty Jozef (tab. I, obr. 3). Známe sú iba z jednej, cca 150 m dlhej, 2—8 m hrubej, v priemere 60—80° generálne na juh uklonenej žily v kryštalických vápencoch; celková mocnosť skarnov aj so zrudnením dosahuje na kontaktoch 1—3 m. Podľa charakteru povrchových dobývok možno usudzovať, že boli vydolované 1—2 m hrubé, 2—10 m dlhé rudné šošovkovité telesá. Skarnové polohy boli vybraté na celej šírke kontaktov, od andezitu až po neskarnovatený kryštalický vápenec.

Z nerudných skarnových minerálov prevláda hnedý a červenohnedý granát a tmavý pyroxén, s ktorými súvisí magnetitové zrudnenie. Andezit je blízko kontaktov so skarnami pretkaný veľkým množstvom prenikajúcich skarnových žiliek pozdĺž puklín.

Skarny na styku amfibol-diopsid-augit andezitu (\pm hyperstén) a triasových vápencov sú známe z povrchu, hlavne však z banských diel. Mocnosť skarnových polôh je závislá od hrúbky ande-



zitovej žily, na styku ktorej sa vyskytujú. U andezitových žíl do 0,50 m prakticky nie sú skarny vyvinuté; u žíl 1–1,5 m dosahuje mocnosť kontaktných skarnových polôh 20–40 cm, u hrubších žíl a telies býva skarnová poloha na styku s vápencami maximálne 2,5–4 m mocná.

Skarny tvoria nepravidelné polohy s meniacimi sa textúrnymi znakmi a zastúpením jednotlivých minerálnych súčiastok, jednak po dĺžke kontaktov a v smere úklonu. Kolmo na kontakt s okolnými horninami sú jasne zonárne.

Ideálne vyvinuté skarny majú toto poradie zón: slabšie autometamorfovaný andezit, silnejšie autometamorfovaný „flakaty“ andezit, zóna nerudných skarnov (napr. zelených granátovcov, alebo epidotovcov), zóna granát-magnetitového až magnetitového skarnu, zóna skarnov so sulfidickým zrudnením až metasomatické polohy sulfidov vo vápencoch (pyrotín, sfalerit, galenit, viac generácií pyritu, chalkopyrit), kryštalický vápenec. Najčastejšie nebývajú všetky skarnové zóny vyvinuté, ba aj sled zón je odlišný od tejto schémy. Zásadne však platí, že tesne na styku s andezitom je nerudný skarn, kým zrudnenie (magnetitové a sulfidické) býva vždy sústredené na vápencovej strane kontaktov. Tento poznatok uplatňovali pri sledovaní kontaktov banskými dielami.

V najprístupnejších častiach ložiska v štólňi Michal a Jozef skarny sú vyvinuté na strmých, 70–90° k JV uklonených kontaktoch autometamorfovaného amfibol-diopsid-augit-andezitu.

V andezitoch pozorovať pri kontakte so skarnovými polohami drobné, ostrokovité závalky skarnov. Skarnové žilky v týchto andezitoch nie sú prítomné. Z minerálov prevládajú zelené a hnedasté granáty, s ktorými súvisí magnetitové, sčasti aj polymetalické zrudnenie. Druhá časť sulfidických Fe-Pb-Zn rúd sa vyskytuje v podobe metasomatických polôh na okrajových častiach kryštalických vápencov, priliehajúcich ku skarnom, do ktorých sulfidy prechádzajú. Podľa pomerov v štólňi Michal a Jozef celková mocnosť prevažne pyrotínových až pyrotín-sfaleritových polôh (so sulfidmi zrudnené granátovce + metasomatické polohy sulfidov vo vápencoch) je do 1–1,5 m, smerná dĺžka je cca 1–8 m.

Skarny na styku pyroxenického andezitu a ílovitých bridlic gemeridného kARBónu. V štólňi Martin v zrohovcovatených bridliciach (na kontakte 60–80 cm hrubej andezitovej žily) je odkrytá cca 60 cm hrubá poloha magnetitom prerastených bridlíc až liateho magnetitu (zatiaľ ojedinelý výskyt).

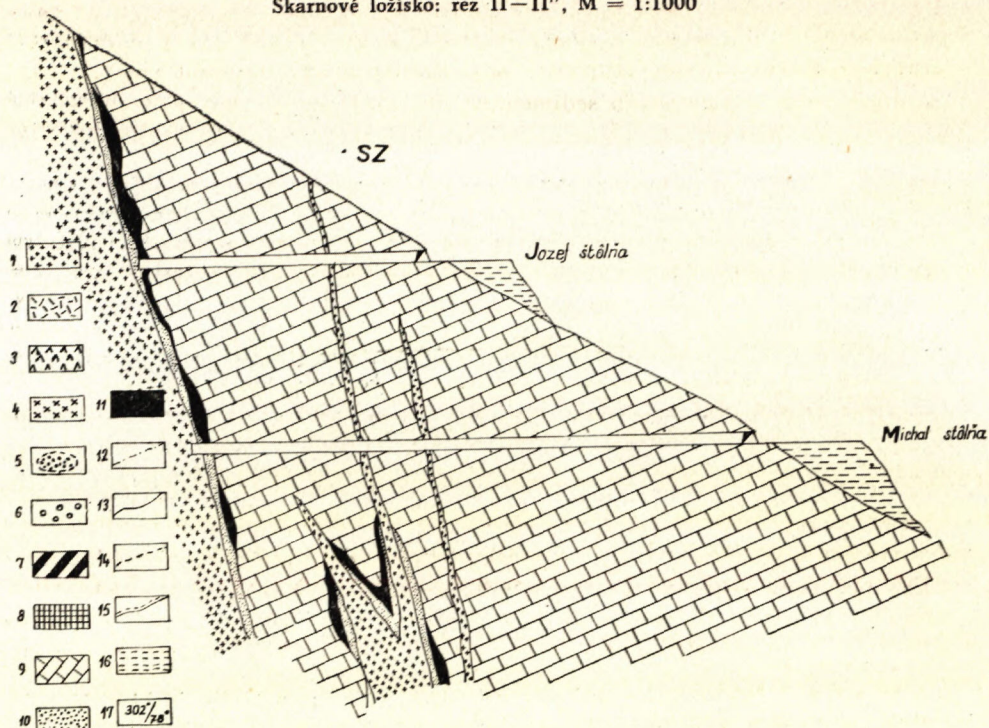
Na záver o skarnoch na bezprostredných kontaktoch treba zdôrazniť, že na stykoch dioritových telies, ani najhrubších andezitových žíl (s kryštalickými vápencami i gemeridnými kARBónskymi bridlicami) nie sú skarny a zrudnenie vyvinuté priebežne. Skarnové polohy vznikli na priamych kontaktoch zrejme len na tých miestach, kde v súvislosti s výstupom hypoabysálnych andezitových žíl a subvulkanických dioritových telies sa uvoľnilo dostatočné množstvo postmagmatických roztokov, resp. že sa tieto dostali na niektoré miesta kontaktov. Takto

◀

Skica starších banských diel a známych skarnových výskytov podľa ich termálnosti a podľa hĺbky odkrytosti

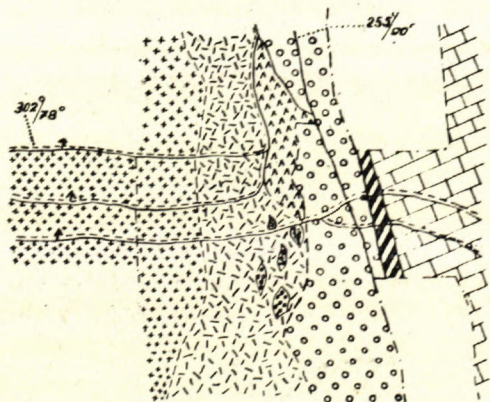
1 — diorit, 2 — pyroxenský (prekremený) andezit, 3 — andezity vcelku (1–3 skarnonosné vyvreliny); 4 — línia tektonického nasunutia, 5 — vrty, 6 — prístupné štólne, 7 — neprístupné štólne, 8 — šachty, 9 — staré povrchové banské diela, 10 — haldy, 11 — menšie haldy, 12 — vysokotermálne skarny s magnetitom, 13 — nižšie termálne skarny s magnetitom a pyritom, 14 — nižšie termálne skarny s magnetitom, pyritom a sulfidmi Fe-Pb-Zn, 15 — výskyt hydrotermálneho zrudnenia (Fe-Pb-Zn), 16 — rámcové hranice ložisk. území podľa hĺbky odkrytosti, 17 — JV ukončenie ložiska, najplytšie odkrytá časť, 18 — JV časť hlbšie odkrytá, 19 — SZ časť, relat. najhlbšie odkrytá časť.

Skarnové ložisko: rez II-II'', M = 1:1000

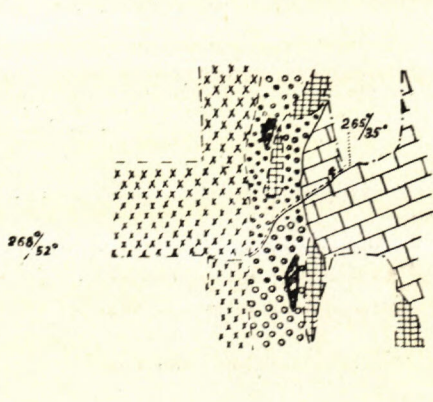


Detailný rez štôľňou Michal. 1 — amfibol-diopsid-augit-andezit ± hyperstén, 2 — dtto flakátý, silne zmenený andezit, 3 — dtto, rozložený andezit, 4 — dtto, zmenený a vybielený andezit, 5 — uzavreniny skarnu v andezitoch, 6 — prevažne zelený granátovec, 7 — magnetitový skarn, 8 — pyrrhotín prerastaný sfaleritom, 9 — kryštalickej vápenec, 10 — nerudné skarny vcelku, 11 — magnetit + Fe-Pb-Zn sulfidy, 12 — kontúry banských chodieb, 13 — ostré hranice hornín, 14 — predpokladané hranice, resp. pozvoľné prechody hornín, 15 — pukliny, 16 — hal-dový materiál, 17 — smer a uhol sklonu puklín.

Prerážka č. 1



Prerážka č. 2



mohli sprostredkovať prenos komponentov z vyvreliny do vápenca, príp. do karbónskych bridlíc a opačne. Samotné diority a andezity bez vplyvu postmagmatických roztokov určitej erupčnej fázy spôsobili len termálnu rekryštalizáciu okolitých, reakcie schopných sedimentov, bez súčasnej ich vysokotermálnej metasomatózy, t. j. bez prínosu komponentov do okolokontaktných karbonátov a bridlíc.

Skarny vzdialené od kontaktov materských skarnonosných vyvrelín

sú zatiaľ málo prístupné a preskúmané. Pre priemyselné využitie môžu mať však veľký význam, lebo sú u nich predpoklady pre výskyt rudných telies značných rozmerov. Z ložiskového územia sú známe dva typy (od kontaktov materských skarnonosných vyvrelín vzdialených) skarnov:

a) *skarnové polohy, viazané na blízke, tektonicky porušené a podložnými hercýnskymi granitoidmi znečistené nadložné okolie plochy muránskeho nasunutia*, v súvislosti s blízkym výskytom potriasových dioritov a andezitov. Takáto skarnová poloha sa zistila v štolni Leopold a vrtom cca 110 m Z od nej. Stôľňou Leopold, t. j. prekopom z podložných veporidných granitoidov do skarnovatených gemeridných vápencov, je odkrytá cca 20 m hrubá nerudná skarnová poloha s hojnými impregnáciami pyritu, zriedkavejšie aj pyrhotínu. V skarnoch sú dve apofýzovité polohy dioritu, 2 až 5 m hrubé. Štôľňa (prekop) končí v skarnoch a celková mocnosť skarnovej polohy nie je odkrytá. Styk skarnov (vzniklých z gemeridných vápencov) s veporidnými granitoidmi (plocha muránskeho nasunutia) je v časti odkrytej chodbou nepravidelný, smer a úklon styčnej plochy ťažko určiteľný. Podľa celkovej situácie okolitého povrchu upadajú hercýnske granitoidy s úklonom 30–40° na JZ až J pod gemeridné muránske série. Asi 2–4 m poloha hercýnskych granitoidov na styku so skarnami je zrohovcovatená a vybielená. V skarnoch možno nájsť ich brekciovité úlomky.

V spomínanom vrte sa zistila 13,5 m poloha so štyrmi polohami magnetitu. Najhrubšia, 2,3 m mocná poloha liateho magnetitu je prerastená pyrhotínom, má impregnácie pyritu a závalky nerudných skarnov. Ostatné tri polohy magnetitového zrudnenia sú 0,80–1 m hrubé. V celom rozsahu skarnu na styku s podložnými hercýnskymi granitoidmi sú až 1 m veľké zatavené úlomky týchto granitoidov.

V doteraz prístupných častiach nadložia plochy muránskeho nasunutia (komplikované zlomami poklesového charakteru) majú skarny rovnaký charakter. Ide o nižšie termálne asociácie, zložené zo zeleného granátu, vápenca, epidotu, chloritu a z malého množstva slabo ružovkastého granátu. Z rudných minerálov (okrem magnetitu) je slabšie zastúpený pyrit, pyrhotín, sfalerit a galenit.

b) *Skarnové ložné polohy v bridličnato-detritickom gemeridnom karbóne*. V tomto prípade nejde o skarnové polohy v pravom slova zmysle, ale o magnetitom zrudnené polohy zrohovcovatených bridlíc. V štolni Martin, v bridličnatom gemeridnom karbóne sa zistila 15 m dlhá, 0,2–1,2 m mocná takáto zrudnená poloha. V severnejších častiach územia ložísk, cca 100 až 300 m od štólne, bola

Stručný prehľad pomerov na území skarnových ložísk

Územie ložísk	JV – ukončenie I.	JV – časť II.	SZ – časť III.		
			podčasť III/a	podčasť III/b	podčasť III/c
Okolie starých banských diel	štôľňa Malá Mašna	štólne: Imrich, Stará Mašna, Horná Mašna	štólne: Dolná Mária, Mi- chal, Jozef, Leopold šach- ta	štôľňa: Anton šachta: Jozef	štólne: Horná Viliam, Dolná Viliam, Martin
Rudné minerály ložiskových výpl. (v poradí podľa množstva zastú- penia)	limonit, psilomelán, pyrit	limonit, pyrit, mangano- siderit, sfalerit-marma- tit, galenit, magnetit, chalkopyrit, psilomelán, markazit	magnetit, pyrhotín, sfa- lerit-marmatit, galenit, pyrit, limonit, psilome- lán	magnetit	magnetit, pyrit, pyrhotín
Opísané skarny	0	olivín-spinel-karbonáto- vý skarn (opísané nie priamo z lož. výplne)	skarny nižšie-termálne	skarny vysoko-termálne	zrohovcovatené bridlice s magnetitom
Známe okolité horniny ložísk	kryštalický vápenec, hercýnsky granitoid	kryšt. vápenec, hercýn- sky granitoid, v menšom zastúpení diorit a amfi- bolicko-pyroxenický an- dezit	kryšt. vápenec, amf- diopsid-augit a andezit, diorit, hercýnsky grani- toid	kryšt. vápenec diorit, pyroxenický (pre- kremenový) andezit	bridlice gem. karbónu, kryšt. vápenec, pyrox. andezit, biotiticko-gra- natický andezit, hercýn- sky granitoid
zastúpené minerály	hypergénne minerály	minerály kremito-sulfid- ického štádia, nepatrne minerály skarn. štádia	rudné minerály skarno- vého a kremito-sulf. štá- dia sú zast. v pomere 1 : 1	minerály skarnového štá- dia a kremeň zo štádia kremito-sulfid.	minerály skarnového štá- dia, nepatrne minerály kremito-sulf. štádia
čís. spektrál. analýz vzoriek viď tab. 2.	1, 19	2 až 5	6 až 12, 17, 20, 23	13, 14, 21, 22	15, 16, 18

ruda z týchto bridlíc na povrchu dobývaná. Poukazuje na to haldový materiál, povrchové kutacie práce a zbytky starých štôlní. Rudu tu tvoria magnetitom pre-rastené, resp. impregnované zrohovcovatené bridlice s prechodmi až do liateho jemnozrnného magnetitu. Inde je ruda páskovitá, pričom selektívna metasomatóza postihla len niektoré „vrstvičky“ bridlíc. Podľa petrografického charakteru zrudnených polôh usudzujeme, že pre kontaktne-metasomatické procesy boli priaznivé tie časti bridličnato-detritického karbónu, v ktorých chýbala detritická zložka, alebo jej bolo veľmi málo.

Genetické vzťahy skarnových ložísk

O tisoveckých ložiskách sa prvý zmiňuje Jungmann (1912), ktorý vysvetľuje vznik kontaktných silikátov prínosom materiálu zo zbytkovej dioritovej magmy. Súvislosť rúd s týmito silikátmi je tak tesná, že ich nemožno geneticky oddeľovať. Považuje preto ložisko za kontaktno-metasomatické, ktoré smerom na JV prechádza do žilného ložiska na Mašne. Podľa Adama (1955), Adama — Ptáka — Šaláta (1956) je zrudnenie geneticky späté s dioritovou intrúziou potriasového veku. Tieto uzávery nevysvetľujú však vznik skarnových polôh na kontaktoch medzi andezitmi a kryštalickými vápencami, hoci v partiách na miestach dnes prístupných sa takéto polohy vyskytujú medzi andezitmi a kryštalickými vápencami hojnejšie ako medzi dioritmi a vápencami.

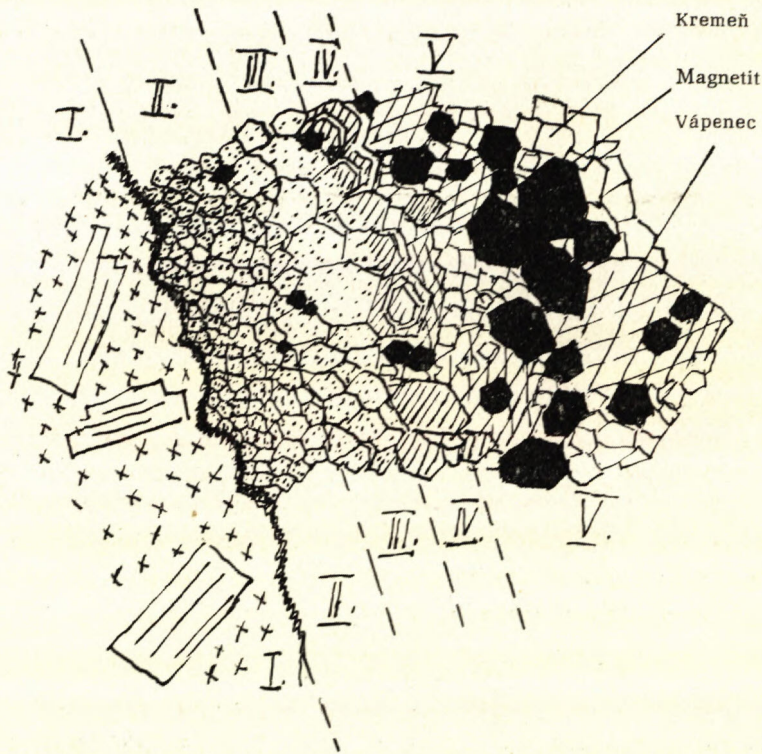
V stati o ložiskových pomeroch som rozlíšil skarny na bezprostredných kontaktoch s materskými skarnonosnými vyvrelinami a skarny viac-menej vzdialené od týchto vyvrelín.

K prvým patrí olivín-spinel-karbonátový skarn z JZ časti územia ložísk, ktorý sa svojím mineralogickým zložením značne líši od ostatných skarnových hornín. Koržinskij (1953) nazýva takéto horniny so svojráznou Mg-minerálnou paragenézou (olivín, forsterit, spinel, pyroxény a flogopit) *horečnatými skarnami*. Ich vznik v hypoabysálnych podmienkach na kontaktoch s dolomitmi vysvetľuje tepelným a hydrotermálnym pôsobením intrúziívnych hornín, vystupujúcich v magmatickom štádiu.

V priestore Magnetového vrchu pri Tisovci väčšina skarnových hornín patrí ku *kontaktno-bimetasomatickým skarnom*. Tento pojem používam v zmysle Koržinského (1953) a rozumiem pod ním skarny, vzniklé bezprostredne pozdĺž styčnej plochy materských skarnonosných magmatických hornín s karbonatickými, prípadne slienito-ílovitými horninami.

Podľa Koržinského (1953) procesy bimetasomatózy prebiehajú na kontaktoch hornín v podmienkach vysokých teplôt a pomalého prenikania roztokov. V takých podmienkach dochádza k difúzií rozličných komponentov u reagujúcich hornín, pričom vznikajú reakčné zóny, rozrastajúce sa na strany od kontaktov. Makroskopicky možno pozorovať takéto reakčné zóny napr. v štôlni Michal na styku andezitov s vápencami, mikroskopicky napr. pri skarnových žilách v pyroxenickom (prekremenenom) andezite (obr. 1).

Skarny predmetného rudného revíru, vzdialenejšie od kontaktov materských potriasových vyvrelín, môžem zatiaľ len s výhradami zaradiť ku kontaktne-infiltračným skarnom (v zmysle Koržinského 1953). Takéto skarny, na rozdiel od bimetasomatických, vznikajú v podmienkach voľnej cirkulácie postmagmatic-



Obr. 1. Ľavá polovica symetricky stavanej, zonárne vyvinutej skarnej žilky: I — autometamorfovaný andezit, II — zóna jemnozrnného ružovkastého granátu, III — zóna hrubozrnnjšieho ružovkastého granátu, IV — zóna sčasti na ružovkasté granáty narastených bledozelenožltých granátov, V — magnetitom zrudnená stredná zóna skarnej žilky s vápencom a s kremeňom. Zväčšené asi 19×.

kých roztokov, ktorých rýchlosť pohybu značne prevyšuje difúznú rýchlosť mnohých minerálnych komponentov (Koržinskij 1953). Kontaktne-infiltračné skarny majú žilný charakter a vznikajú zväčša v krehkejších horninách, kde sú podmienky pre vznik väčších trhlín. V dôsledku vzniku v takýchto podmienkach kontaktne-infiltračné skarny často presekávajú priečne karbonátové série na vzdialenosť niekoľko sto metrov od vyvrelín.

Skarny vzdialené od kontaktov materských skarnonosných vyvrelín v porušených partiách vápenecov v nadloží tektonickej plochy muránskeho nasunutia zaraďujeme ku kontaktne-infiltračným skarnom na základe týchto pozorovaní:

1. Tieto skarnové polohy sú podstatne väčšie než skarny na kontaktoch materských skarnonosných vyvrelín, v dôsledku vhodnejšej tektonickej prípravy prostredia pre kontaktné-infiltračné skarny (vhodných podmienok pre rýchlu cirkuláciu postmagmatických roztokov).

Tak napr. v štolni Leopold je odkrytá 20 m, vo vrte cca 100 m od štólne 13,5 m mocna poloha skarnov. Naproti tomu mocnosť kontaktné-bimetasomatických skarnov na bezprostrednom kontakte s materskou vyvrelinou nepresahuje nikdy mocnosť 2–4 m.

Pokiaľ ide o tektonickú pripravenosť, bola porušenosť vápencov na plochách nasunutia (v doposiaľ prístupných častiach) na území ložísk prekrytá skarnotvornými procesmi; len brekciovité úlomky hercýnskych granitoidov, uprostred skarnov, vzniklých na úkor vápenca svedčia o vplyve tektoniky. Porušenosť vápencov v nadloží plochy nasunutia možno lepšie pozorovať v terénoch vzdialených od prejavov skarnizácie. Podľa Bystriického (1958) styk veporidného kryštálik s gemeridným mezozoikom na JV cípe vrchu Kastier (asi 1,5 km na JV od skarnových výskytov) je tektonický, na čo poukazujú mohutné vápencové brekcie odkryté v starom kameňolome.

2. Nikde sa u týchto skarnov nezistilo zonárne usporiadanie, charakteristické pre kontaktné-bimetasomatické skarny. Avšak aj kontaktné-infiltračné skarny môžu byť zonárne usporiadané. Táto zonárnosť, na rozdiel od kontaktné-bimetasomatických skarnov, sa môže prejavovať vo väčšom meradle, najčastejšie v rozsahu celého ložiska. Napr. centrálnu časť — jadro vyhnianskeho skarnového ložiska na vrchu Klokoč tvoria zrudnené polohy skarnov, takmer zo všetkých strán obklopené zónou nerudných skarnov.

Ku „kontaktné-infiltračným“ skarnom zaraďujem aj konkordantne s vrstevnatosťou v karbónskych bridliciach uloženú polohu magnetitom zrudnených zelenkastošedých rohovcov v štolni Martin. Postmagmatické skarnotvorné roztoky tu pravdepodobne postupovali pozdĺž plôch bridličnatosti a selektívnu metasamotózou ílovitých bridlíc chudobnejších na detritickú zložku, s prínosom hlavne Ca a Fe, podmienili vznik zrudnenej polohy skarnového typu.

*

Záverom možno povedať nasledovné: Kontaktné horniny (skarny a erlány) sú prítomné na kontaktoch dioritov, pyroxenického (prekremeného) andezitu a amfibol-diopsid-augit-andezitu s kryštalickými vápencami. Poloha skarnov bola zistená (v jednom prípade) aj na kontakte pyroxenickej andezitovej žily s karbónskymi ílovitými bridlicami. Všetky skarny na kontaktoch neovulkanitov, vrátane tzv. „horečnatého“, patria v podstate ku kontaktné-bimetasomatickému typu. Vzťah najdôležitejšej skupiny kontaktných hornín — skarnov k jednotlivým vyššie uvedeným skarnonosným vyvrelinám je rozdielny. Kým v amfibol-diopsid-augit-andezite sú pri kontaktoch len drobné, ojedinele i väčšie *ostrovky a závalky skarnov* (nikdy nie žilky), u pyroxenického (prekremeného) andezitu pozorovať hojné *skarnové žilky*, ktoré ho miestami husto pretkvávajú, hlavne na miestach predtým existujúcich puklín.

V dioritoch sú prítomné žilky i šmuhy, azda aj v intramagmatickom (?) štádiu vzniklé polohy skarnov. Skarny v dioritoch a v prekremenenom pyroxenickom andezite majú rovnaký petrograficko-mineralogický charakter, kým skarny, uzat-

vorené do amfibol-diopsid-augit-andezitu, sa od nich značne líšia. V dioritoch a v prekremených pyroxenických andezitoch ide o skarny, vzniklé vysoko-termálnou metasomatózou vyvrelín. Svedčia o tom časté reliktory dioritových a andezitových plagioklasov a pyroxénov. Ide o typické *endoskarny*. Pri kontaktných ledoch amfibol-diopsid-augit-andezitu možno nájsť väčšie-menšie „ostrovky“, resp. závalky skarnov. Nižšie termálne asociácie minerálov z týchto „ostrovkov“, značné zastúpenie karbonátov, epidotu, chloritov, zriedkavá prítomnosť zelenkavých a ešte menej ružovkastých granátov, ako aj neprítomnosť minerálnych reliktov z okolitej vyvrelej horniny a tiež skarnových žiliek svedčia o tom, že počas skarnotvorných procesov tu došlo len k metasomatickej zámene andezitovou magmou utrhnutých a uzatvorených úlomkov vápenca. Hoci úplne uzatvorene v andezite vznikli len „pseudoendoskarny“. Skarnotvorné roztoky vyvolali len autometamorfózu amfibol-diopsid-augit-andezitu, bez jeho premeny na skarny.

S výhradou zaraďujeme ku „kontaktno-infiltračným skarnom“ horniny v porušených a znečistených partiách vápencov, v nadloží tektonickej plochy muránskeho nasunutia, a magnetitom zrudnenú ložnú polohu zrohovcovatých bridlíc zo štôlne Martin. U tisoveckých „kontaktno-infiltračných“ skarnových hornín ide o nižšie termálnu asociáciu minerálov (predovšetkým epidot, zelené, menej ružovkasté granáty, vápenec, chlority so značným podielom neskarňových karbonátov); v týchto skarnových telesách pozorovať aj väčšie-menšie polohy vápencov len sčasti, alebo vôbec nenahradené skarnovými minerálmi.

Z uvedeného vyplýva, že na *tisoveckých ložiskách ide o vysokotermálne i nižšie termálne skarny*. Pre ich identifikáciu je rozhodujúca ich minerálna paragenéza, ako aj skutočnosť, že vysokotermálne skarnotvorné roztoky boli schopné vyvolať frontálnu metasomatózu vyvrelých hornín, kým nižšie termálne roztoky spôsobili len hydrotermálne zmeny okolitých andezitov, dioritov a hercýnskych granitoidov, bez ich metasomatickej zámene. Stručný prehľad skarnov na bezprostredných kontaktoch s materskými skarnonosnými vyvrelinami podáva pripojená tabuľka.

Pre posúdenie *geotektonického vývoja* skarnových ložísk pri Tisovci sú dôležité tieto pozorovania: amfibol-diopsid-augit (\pm hyperstén) tvorí žily, prerážajúce aj cez dioritové telesá. V andezitoch sa našli zatavené uzavreniny strednozrnného dioritu. V strednozrnných dioritoch pri šachte Jozef sa našli šmuhy skarnov intramagmatického charakteru. V dioritoch a v pyroxenickom (prekremenenom) andezite sú hojné skarnové žilky, vzniklé na úkor vyvrelej horniny. V amfibol-diopsid-augit-andezite (\pm hyperstén) sú len ostrovky „pseudoendoskarňov“, nikde horniny charakteru endoskarňov, zrejme preto, že skarny na kontakte andezitu sú podľa mineralogického zloženia nižšie termálne než skarny na kontaktoch dioritov a pyroxenického (prekremeného) andezitu. Nižšie termálne skarny neboli zrejme schopné metasomaticky zatlačať nekarbonátové — vyvrelé horniny. V skarnoch — granátovcoch sa našli ostrohranné úlomky, resp. uzavreniny strednozrnného dioritu a amfibol-diopsid-augit-andezitu (\pm hyperstén).

**Prehľad skarnov na bezprostredných kontaktoch potriasových vyvrelín
s karbonátovými horninami pri Tisovci—Magnetovej**

Typy skarnov	Vysokotermálne skarny		Nižšie termálne skarny	
	endoskarny (uložené vo vyvreline)	exoskarny (uložené v karbonátoch)	endoskarny (uložené vo vyvreline)	exoskarny (uložené v karbonátoch)
Uloženie skarnov	v diorite a v pyroxenickom (prekremenenom) andezite	v kryštalických vápencoch a v kryšt. dolomitických vápencoch	v amfibol-diopsid-augit-andezite (-hyperstén) „pseudoskarny“	v kryštalických vápencoch
Forma výskytu skarnov	žilky v trhlinách a v puklinách, v diorite aj intramagmatické šmyky?	nepravidelné šošovkovité polohy	0	nepravidelné šošovkovité polohy, hniezda
Minerálne zloženie skarnových hornín	červenohnedý granát, pyroxény (diopsid-hedenbergitového radu), magnetit, epidot, zoizit, vápenc, kremeň, chlorit, serpentín, limonit	spinel, olivín, svetlohnedý granát, pyroxény (diopsid-hedenbergitového radu), epidot, vápenc, kremeň, pyrit, chlorit, limonit	0	šedozelené granáty, tmavomedovohnedé granáty, málo pyroxénov, trémolit, magnetit, epidot, vápenc, kremeň, chlorit
Asociácie hlavných skarnových minerálov	1. granát-pyroxén ± magnetit; 2. granát-vápenc-kremeň; 3. granát-magnetit, prípadne magnetit; 4. pyroxén-magnetit	1. olivín-spinel-karbonát; 2. svetlohnedý granát-pyroxén-vápenc	0	1. zelenošedý granát, zelenošedý granát — magnetit až magnetit sám; 2. zelenošedé a tmavomedovohnedé granáty; 3. granát-epidot-vápenc
Sulfidické rudné minerály, doprevádzajúce skarny	0	0	0	pyrhotín, sfalerit, galenit, pyrit, chalkopyrit
Magnetitové zrudnenie je v súvislosti	červených a hnedých granátov a pyroxénov (rad diopsid-hedenbergitov)		nie je známe magnetitové zrudnenie	zelených a šedozelených granátov
Relikty minerálov z okolitých hornín v skarnových horninách	plagioklasy a pyroxény z pôvodných metasomaticky zatlačených dioritov a andezitov	0	0	0
Makroskopický habitus skarnových hornín	masívne kompaktné, zriedkavejšie jemnozrnné horniny; hrubozrnné variety sa našli len ojedinele		väčšinou jemnozrnné, ostatné variety sú masívne, kompaktné; hrubozrnné variety sú zriedkavé.	

Podľa Karpova a Ivašencova (1954) skarny vznikali v dôsledku mineralizačných procesov za výdatného uplatnenia metasomatózy. Na tiseveckých skarnových výskytoch sa situácia komplikuje tým, že skarny sa neviažu iba na jednu vyvrelinu, ale okrem dioritu bol skarnonosný ešte aj mladší amfibol-diopsid-augit-andedzit (\pm hyperstén). Okrem toho treba brať do úvahy mnohotvárný charakter tiseveckých skarnov: typ kontaktne-bimetasomatický, kontaktne-infiltračný a Fe i Pb-Zn zrudnenie, nepochybne späté so skarnami. Sulfidické zrudnenie je vyvinuté nielen v skarnových horninách a v ich blízkom okolí, ale aj na dost samostatnom žilnom hydrotermálnom ložisku v údolí Mašny. Ide o ložisko s kremito-sulfidickým štádiom mineralizácie, kým skarnové štádium sa uplatnilo slabšie, iba v niektorých častiach ložiska (termíny „skarnové“ a „kremito-sulfidické štádium“ používame v zmysle Karpova a Ivašencova 1954).

Následnosť hlavných procesov na území ložísk možno načrtnúť takto: V po-triasových obdobiach, pravdepodobne až v neogéne, v podložnom kryštaliniku a v gemeridnej muránskej jednotke vznikli väčšie dislokácie a menšie súbežné pukliny V—Z smeru. Diority prvej erupčnej fázy a andezity z obdobia medzi prvou a druhou erupčnou fázou, v najviac oslabených miestach zemskej kôry — v smere V—Z poruch — prerážajú hercýnske granitoidy, prenikajú do gemeridných muránskych sérií a podmienili vznik kontaktných rohovcov a erlánov za súčasnej mramorizácie triasových vápencov. V súvislosti s magmatizmom dioritov a výstupom andezitu medzi prvou a druhou erupčnou fázou vystupujú postmagmatické skarnotvorné roztoky. V dôsledku ich postupného a periodicky sa meniaceho pôsobenia dochádza k zonárnej skarnizácii. Vznikajú predovšetkým minerály skarnového štádia, kým kremito-sulfidické štádium sa prejavilo len vznikom väčšieho množstva kremeňa. Tu treba hľadať pôvod kremeňa, prítomného nielen v skarnoch, ale aj — aspoň sčasti — v kremitých dioritoch a prakticky všetkého kremeňa v pyroxenickom (prekremenenom) andezite. Počas ďalšieho tektomagmatického vývoja vulkanizmu po poruchách SSZ—JJV až SZ—JV smeru, sčasti i po obnovených poruchách (V—Z smeru) vystupujú andezity druhej erupčnej fázy. Tieto andezity zväčša tuhnú v podobe hypoabysálnych telies a žíl, v podobe na povrch vyliatých príkrovov. V súvislosti s nimi vystupujú opäť postmagmatické roztoky, dochádza opäť k viacaktovej zonárnej skarnizácii, spojenej s výrazným vývojom skarnového (s magnetitovým zrudnením) i hydrotermálneho kremito-sulfidického štádia (s pestrými polymetalickými rudami). V porušených partiách vápencov, v blízkosti plochy muránskeho nasunutia, v kremito-sulfidickom štádiu mineralizácie vzniklo aj žilné hydrotermálne ložisko, priestorove dosť samostatne vyvinuté. Neskôr vystupujú po obnovených poruchách SSZ—JJV až S—J smeru andezity tretej erupčnej fázy (granátické andezity), pravdepodobne bez doprovodu postmagmatických roztokov, lebo z ich kontaktov a v súvislosti s nimi nie sú známe horniny skarnového typu.

Petrografická charakteristika jednotlivých typov hornín okolia i vlastných skarnov

Potriasové vyvreliny

Strednozrnný diorit (prvá erupčná fáza) buduje prevažne východné svahy Magnetového vrchu. V typickom vývoji je pozorovateľný na okolí šachty Jozef a štólne Leopold.

Makroskopicky je to masívna hornina, tmavošedá až zelenkáva. Hydrotermálne zmenené a rozpadavé diority bývajú flakaté, špinavo-hnedozelené.

Mikroskopická charakteristika. *Plagioklasy* tvoria väčšiu časť minerálneho zadržania. Podľa maximálneho uhlu zhášania albitických lamiel v symetrickej zóne ($20-34^\circ$) odpovedajú andezínu až labradoritu. Z uzavrenín obsahujú drobné zrnká magnetitu a ojedinele ihličky apatitu. Premenu plagioklasov vznikol čiastočne vápenec, epidot a chlorit.

Hyperstén býva na okrajoch obrastený monoklinickým neplochroickým pyroxénom. Z uzavrenín má hodne magnetitu. Premenu hypersténu vzniká jemne vláknitý uralit, menej chlorit.

Monoklinické pyroxény tvoria často dvojčatné až lamelárne zrasty podľa 100. Uhol zhášania c/γ je $32-46^\circ$, čo odpovedá diopsidu, diopsidickému augitu až augitu. Z uzavrenín je hojný magnetit, zriedkavejšie lamelované lišty plagioklasov. Najčastejšou premenou je chloritizácia. postihujúca pyroxény najmä na puklinách. Alotriomorfne ojedinelé zrná kremeňa bývajú umiestené medzi plagioklasmi zoradenými do trojuholníka. Z akcesorických minerálov treba ešte spomenúť titanit a epidot.

Štruktúra horniny je ofitická, zriedkavejšie hypidiomorfne zrnitá.

Porfýrovitý diorit (prvá erupčná fáza) predstavuje okrajovú varietu strednozrnného dioritu; vyskytuje sa iba na okrajových častiach apofýzovitých výbežkoch masívok; je známy zo štólne Anton a Leopold. Od strednozrnného dioritu sa líši iba porfýrickou štruktúrou. Väčšie porfýrovité kryštáliky vytvárajú plagioklasy a monoklinické pyroxény v drobnozrnej a v rovnomernej zrnitej mase. Bázicita plagioklasov je podobná ako u strednozrnného dioritu. Štruktúra horniny je porfýrovitá.

Drobnozrnný diorit (prvá erupčná fáza) je najviac rozšírenou varietou potriasových dioritov v oblasti Magnetového vrchu. Tvorí dioritový masívček na JZ svahu vrchu Hutta, odkiaľ prechádza na najvýchodnejší výbežok Pacherky (kóta 959,5).

Makroskopicky je to šedá až tmavošedá, masívna hornina, čerstvého vzhľadu.

Mikroskopicky sa v ňom zistili *plagioklasy* s množstvom drobných, bližšie neurčitých uzavrenín. Bázicitou odpovedajú bázickému andezínu až labradoritu. *Monoklinické pyroxény* tvoria krátkoprismatické, bezfarebné až svetlozelenohnedasté kryštáliky s uzavreninami albiticky lamelovaných plagioklasov, útržkov biotitu a zrníek magnetitu. Najmä niektoré kryštáliky sú zmenené vo vláknitý uralit.

Biotit sa vyskytuje v podobe útržkovitých, často od okrajov korodovaných a chloritizovaných lupienok. Z uzavrenín je v ňom častejšie magnetit než ihličkovité kryštáliky *apatitu*. Na rozdiel od strednozrnného dioritu je v hornine zriedkavejší aj priamo zhášajúci *hyperstén* s charakteristickým pleochroizmom. *Kremeň* je zastúpený v akcesorickom množstve v podobe alotriomorfných zrn.

Štruktúra horniny je ofitická.

Kremitý diorit (prvá erupčná fáza) je dosť zriedkavý, známy z najzápadnejšej časti dioritového telesa. Makroskopicky je to šedá až šedo zelená, stredno až drobnozrnná masívna hornina.

Mikroskopický opis. *Plagioklasy* sú, podobne ako u ostatných dioritov, prevládajúcou súčiastkou s časťami polysyntektickými albitovými lamelami. Jadro zonárnych kryštálikov (tmavšie bázičkejšie) býva zakalené a metamorfované. Najčastejšie býva epidotizácia, vznik vápenca a druhotného kremeňa. Podľa uhlu zhášania albitických lamiel v symetrickej zóne odpovedajú andezínu až labradoritu.

Monoklinické pyroxény sú väčšinou značne premenené; lamelárne zrastanie podľa (100), uhol zhášania c/γ 35–43°. Optické vlastnosti poukazujú na diopsid, diopsidický augit až augit. Z premien sa uplatňuje uralitizácia a chloritizácia. *Kremeň* je viac-menej rovnomerne zastúpený v celej hornine, často undulózne zháša. Podľa odhadu (metódou Švecova) obsah kremeňa je nad 10 %. Z akcesorických minerálov treba spomenúť magnetit a titanit.

Štruktúra horniny je hypidiomorfne zrnitá.

Pyroxenický (prekremený) andezit (medzifáza medzi prvou a druhou erupčnou fázou) tvorí cca 150–180 m dlhú žilu Z od šachty Jozef (jediný známy výskyt). Jungmann (1912) píše o ňom ako o „diorite prechádzajúcom na kontaktoch do porfýrickej horniny s hustou zelenošedou základnou hmotou“. Vychádza asi z predstavy o súčasnom výstupe dioritov a amfibol-diopsid-augit-andezitov (\pm hyperstén) („einheitlichen Aufbruch Diorit-Andezit I“), pričom v morfológicky vyšších polohách vznikol andezit, v nižších polohách utuhla „andezit-dioritová magma“ vo forme dioritu. Podľa našich pozorovaní medzi dioritmi a andezitmi však býva ostrá hranica (mikroskopicky sa zistilo, že ide buď jednoznačne o andezit, alebo o diorit, bez pozvoľných prechodov). Pyroxenický (prekremený) andezit má v rozsahu celej žily makroskopicky i mikroskopicky rovnaký charakter. Masívky dioritov sa nachádzajú aj na morfológicky vyšších miestach než andezitové telesá.

Makroskopicky je andezit svetlozelenošedý, drobnozrnný, značne tvrdý a ostrého lomu. V okrajových častiach žily na puklinách sú časté, až 2 cm skarnové žilky.

Mikroskopický opis. *Plagioklasy* tvoria výrastlice v podobe dlhých, úzkolištovitých a albiticky lamelovaných kryštálikov. Podľa uhlu zhášania albitických lamiel v symetrickej zóne sú kyslejšie než u bežných dioritov a andezitov a odpovedajú kyslému andezínu (18,5–24°). Z premien sa uplatňuje hlavne karbonitizácia.

Monoklinické pyroxény tvoria oveľa zriedkavejšie výrastlice než plagioklasy. Tvoria často korodované, neplechroické zrná s uhlom zhášania c/γ do 42°. Podľa optických vlastností odpovedajú diopsidu až diopsidickému augitu. Premenu pyroxénov vzniká chlorit.

Štruktúra horniny je porfýrická. V druhotne prekremenenej, holokryštalickej, pomerne hrubozrnnnej základnej hmote je zastúpený *kremeň*, *živec* a *monoklinické pyroxény*. V okrajových častiach andezitu, v základnej hmote a v plagioklasoch býva hojný druhotný *epidot* a *vápenec*.

Hyperstén-diopsid-augit-andezit (druhá erupčná fáza) je rozšírený hlavne v okolí vrchola Magnetového vrchu (kóta 964), menej na jeho východnom výbežku, blízko JZ úpätia vrchu Hutta (k. 891).

Makroskopicky je masívny drobnoporfyrický, často s afanitickou základnou hmotou; čerstvé úlomky bývajú šedé až tmavošedé. Z porfyrických výrastlíc možno odlíšiť živec bielej až šedobielej farby a stĺpčky tmavého pyroxénu.

Mikroskopický opis. *Plagioklasy* sú zastúpené v dvoch generáciách. Prvú predstavujú porfyrické výrastlice, druhú drobné lištové kryštáliky plagioklasov a izometrické zrná živcov (pravdepodobne tiež plagioklasy) základnej hmoty. Bývajú polysyntekticky lamelované podľa albitového, zriedkavejšie podľa periklínového zákona, so zonárnou stavbou s bázickejším jadrom. Uhol šikmého zhášania albitických lamiel v symetrickej zóne koliše od 24° do 31° , čo odpovedá bázickému andezínu až labradoritu. Z uzavrenín obsahujú magnetit, zriedkavejšie apatit. *Hyperstén* tvorí idiomorfne kryštáliky, často s pyramidálnym zakončením, najmä v andezitoch z JZ svahu Magnetového vrchu, inde ustupuje monoklinickým pyroxénom. Z uzavrenín je častý magnetit. Z premien sa uplatňuje chloritizácia. *Monoklinické pyroxény* nie sú pleochroické a podľa uhlu zhášania c/γ do 44° odpovedajú diopsidu, diopsidickému augitu až augitu. Vo vzorkách V od šachty Jozef sú čiastočne až úplne resorbované stĺpiky pyroxénov.

Druhotne vzniká *magnetit* a *biotit*, ktorých drobné zrnká vyplňujú charakteristické pyroxénové prierezy. Magnetit je hojným akcesorickým minerálom aj v základnej hmote.

Štruktúra horniny je porfyrická s prevažne jemnozrnnou (holokryštalickou), zriedkavejšie pilotaxitickou základnou hmotou. V základnej hmote obyčajne nepatrne prevládajú lištové plagioklasy a izometrické živcové zrná, nad drobnými nepravidelnými zrnkami pyroxénov a ešte drobnejšími zrnkami magnetitu.

Sukcesia minerálov je takáto: plagioklas I (výrastlice) → hyperstén → monoklinické pyroxény → plagioklasy II (zo základnej hmoty); ← magnetit →

Táto sukcesia sa opiera o nasledovné pozorovania: 1. plagioklasy sa vyskytujú vo dvoch generáciách; 2. uzavreniny plagioklasových lišt (výrastlíc) možno nájsť v pyroxénoch; 3. hyperstén býva obrastaný monoklinickým pyroxénom; 4. magnetitové zrnká bývajú uzavreté, alebo voľne medzi zrnami ostatných minerálov.

Amfibol-diopsid-augit-andezit (\pm hyperstén) (druhá erupčná fáza) vyskytuje sa na JV svahoch Magnetového vrchu, kde má jasne žilný charakter. Ďalšie výskyty sú medzi Mašnianskou a Kyzovou dolinou.

Makroskopicky je pri kontakte so zrudnením zelenošedý, ďalej od kontaktu šedý až tmavošedý. Má výraznú porfyrickú štruktúru s výrastlicami miestami až 2 cm dlhých amfibolových kryštálikov (čiernej farby), šedobielych živcových zrn a sivých kryštálikov pyroxénov. Základná hmota býva prevažne afanitická.

Mikroskopický opis. *Plagioklasy* tvoria opäť 2 generácie. Šikmý uhol zhášania plagioklasových lamiel v symetrickej zóne sa pohybuje v rozsahu $26-37^\circ$, čo odpovedá bázickému andezínu až labradoritu. Zo vzoriek v blízkosti zrudnených kontaktov s kryštalickým vápencom, sú silne karbonitizované a obsahujú zrnká a zhluky zrn sekundárneho kremeňa, chloritu a epidotu. *Amfiboly* tvoria charakteristické štihle kryštáliky, sú silne pleochroické, špinavozelenohnedé. Majú pozitívny ráz dĺžky, uhol zhášania c/γ do 23° . Pozdĺž puklín v kryštálikoch vzniká jemný, povlakovitý *chlorit*. Andezity zo svahu medzi Mašnianskou a Kyzovou dolinou majú amfiboly so silným pleochroizmom výrazne hnedých až žltých farieb. Pravdepodobne ide tu o čadičový amfibol s častými prejavmi magmatickej resorpcie. Na okrajoch resorbovaných kryštálikov vznikli opakté lemy, z jemných oxydických Fe rúd, najmä magnetitu. *Monoklinické pyroxény* sú vo výrastliciach zastúpené v menšom množstve, značne až úplne chloritizované; uhol zhášania $c/\gamma = 40-43^\circ$. Odpovedajú pyroxénom diopsid-augitového radu. Z uzavrenín sú prítomné zrnká *magnetitu*. Akcesoricky, okrem častého magnetitu, je prítomný ešte *apatit*, najmä v plagioklasoch, zo sekundárnych súčiastok *epidot*, *vápenec*, *kremeň* a *chlorit*, hojné najmä blízko kontaktov so skarnami. Sekundárne minerály i makroskopicky zelenkastá farba andezitu

naznačujú autometamorfózu andezitu, ktorá sa uplatnila pozdĺž zrudneného kontaktu andezitov s kryštalickými vápencami.

Štruktúra horniny je porfyrická, vývoj základnej hmoty pilotaxitický. Z mikrolitov sa v základnej hmote nachádzajú ihličkovité lištičky plagioklasov, menej drobnozrnné, stĺpkovité pyroxény a jemne rozptýlený magnetit. Hustá základná hmota prevláda nad výrastlicami.

Sukcesia minerálov: plagioklas I (výrastlice) → monoklinické pyroxény (± hyperstén) amfibol → plagioklas II (zo základ. hm.) ← magnetit →

Pyroxenicko-granatický andezit (tretia erupčná fáza) vystupuje v niekoľkých väčších telesách SZ od Magnetového vrchu, hlavne na okolí kóty 798 a na vrchu „Nad Nemcovou“ (k. 807,6). Makroskopicky je zelenošedý, drobnoporfyrický. Jemnozrnná až celistvá základná hmota obsahuje výrastlice bielych, skelne lesklých živcových kryštálikov, tmavého, krátkostĺpkovitého pyroxénu a ojedinelých červenohnedých, väčšinou idiomorfných kryštálikov granátu.

Mikroskopicky vo výrastliciach sa zistili *plagioklasy*, *monoklinické a rombické pyroxény* a *ružovkastý granát*. V jemnozrnnnej holokryštalickej základnej hmote sú zastúpené prevažne plagioklasy a pyroxény. Z akcesórií je častý *magnetit* a *biotit*, zo sekundárnych minerálov *chlorit*, menej *vápenec* a *kremeň*.

Štruktúra horniny je porfyrická.

Biotiticko-granatický andezit (tretia erupčná fáza) tvorí niekoľko metrov mocnú žilu v štólňi Martin. Okrem toho je známy z oblasti S od Magnetového vrchu zo sútoku Strieborného a Rovnianskeho potoka a údolia Strieborného potoka — oproti prúdu až po vrch Kučelach (k. 1142,2), kde tvorí menšie „metrové“ žily.

Makroskopicky je to popolavá až svetlohnedá hornina s porfyrickými výrastlicami bielych zmenených živcov, s hojnými čerstvými lupienkami biotitu a vínovočervenými kryštálikmi granátu v jemnozrnnnej až celistvej základnej hmote.

Vo výrastliciach sú prítomné *plagioklasy*, *biotit*, zriedkavejšie *ružovkastý granát*. V zmysle J u n g h a n n a (1912) ide o granát-almandín. Z uzavrenín je prítomný *apatit*, *biotit* obsahuje aj uzavreniny plagioklasov. Z druhotných minerálov sa zistil hlavne *kremeň* a *vápenec*, ktoré vznikli na úkor plagioklasov.

Štruktúra horniny je porfyrická. Základná hmota (v prevahe nad výrastlicami) má pilotaxitickú až hyalopilitickú štruktúru s podielom skla.

Kontaktné horniny

Kontaktne-metamorfovaný (kryštalický) vápenec. Bielošedý jemnozrnný až celistvý vápenec triasu je rozšírený na JV od Magnetového vrchu. Na povrchu medzi telesá potriasových dioritov a andezitov zasahuje výbežkom. Asi 100—200 m od týchto mladých eruptív bol mramorizovaný a zmenený na kryštalické vápence; prechod je pozvoľný, bližšie ku kontaktu bývajú hrubozrnnnejšie variety. Známe sú odrody úplne jemnozrnné (0,2—0,5 mm) až hrubozrnné (cez 1 cm). Kryštalický vápenec je biely až svetlomodrošedý; v štólňi Michal prevažne brekciovitý, biele ostrohranné úlomky mramoru sú tmelené tmavošedým kryštalickým vápencom; úlomky sú niekoľko mm až cez 10 cm veľké.

V skarnizáciou nedotknutých častiach prakticky jedinou súčiastkou je vápenec, tvoriaci nepravidelné laločnaté zrná. Brekciovité vápence sa skladajú z čírych zrn. Zrná makroskopicky tmavošedého vápenca obsahujú tmavý pigment, pravdepodobne organického pôvodu. Medzi skríženými nikolmi vidieť dvojčatné lamely, typické pre kryštalické vápence.

Endoskarny z dioritu a z pyroxenického (prekremeného) andezitu (vysoko termálne skarny z blízkosti kontaktov s kryšt. vápencami). V skarnových horninách ako hlavné komponenty vystupujú tieto asociácie minerálov: 1. granát-pyroxén ± magnetit; 2. granát-magnetit-vápenec-kremeň; 3. granát-magnetit až magnetit; 4. epidot; 5. pyroxén-magnetit.

Granát-pyroxén ± magnetitová asociácia je známa zo skarnových žiliek šachty Jozef a dolnej štólne Mária. Žilky (0,5 mm do 3–5 cm) sú oproti okolitým horninám ostro ohraničené (v stene šachty Jozef, v diorite je väčšia šmuhovitá poloha skarnu o hrúbke asi 80 cm).

Makroskopicky je tento skarn (podobne ako všetky z lokality známe endoskarny) veľmi tvrdou, kompaktnou horninou, tmavočervenou až čiernou, podľa zastúpenia hlavných minerálnych komponentov: granátu, pyroxénu a magnetitu. Granáty tvoria nepravidelné, silne rozpukané polohy zväčša rozmiestnené v okrajových častiach žiliek, kým v stredných častiach dominujú „skarnové“, v zelených farbách pleochroické pyroxény. Pozorovať tiež ostrovkovité uzatváranie granátov „skarnovými“ pyroxénmi. Plagioklasy i svetložedé neplechroické pyroxény sú reliktnými metasomaticky zatlačenej vyvrelej horniny, skarnovými minerálmi. Na styku skarnových žiliek s vyvrelinou pozorovať vo výbrusoch úzke kontaktné lemy zo šedohnedých chuchvalcov (bližšie neurčených minerálov; tab. II, obr. 2).

Granát-magnetit-vápenec-kremenná asociácia je charakteristická tiež pre skarnové žilky, pričom okolitá vyvrelina (prevažne andezit) okrem druhotného prekremenenia býva aj epidotizovaná a karbonatizovaná. Ružovkasté granátové polohy sú sústredené na okrajových častiach, kým smerom do stredu žiliek sú obrastené v podobe koncentrických zón so slabožltozeleným granátom. Idioblastické, často 6-uholníkovité kryštálky magnetitu sú sústredené v strednej časti žiliek, do mladších vápenec-kremenných polôh, tvoriacich výplň medzier.

Granát-magnetit- až magnetitová asociácia. Magnetit tvorí čierne šmuhovitopáskovité polohy v červenohnedom celistvom granátovci. Jemnozrné agregáty magnetitových zrn (0,15 až 0,4 mm) v partiách bohato zrudnených rovnomerne prerastajú granátovcom. Obsah rudy v nábrusoch býva 25–75 % (odhad pomocou Vachromejových zrovnávacích tabuliek).

Epidot tvorí makroskopicky väčšie-menšie nepravidelné šmuhovité, žltozelené, celistvé a masívne polohy, striedajúce sa s červenohnedým granátovcom. Pod mikroskopom pozorovať zhľukly nepravidelných izometrických zrn i stĺpkovité kryštálky. Stĺpkovité i izometrické zrnité epidoty odpovedajú dvom, časove odlišným generáciám mineralizácie. Zoizit sa nachádza v ojedinelých zrnách anomálnych indigovomodrých a šedých interferenčných farieb.

Pyroxén-magnetitová asociácia (zistená v haldách cca 85 m J od štólne Leopold). Je to tmavošedá jemnozrnná hornina, s charakteristickou sideronitickou štruktúrou (tab. II, obr. 1).

Pyroxény pod mikroskopom tvoria čire až žltkavé granoblastické zrnká bez zreteľného pleochroizmu. Zrasty podľa (100) sú časté. Zhášanie c/γ do 36° . Podľa optických vlastností odpovedajú diopsidu. Magnetit v podobe veľkých nepravidelných zŕn prerastá a zatláča polohy pyroxénové.

Mladšie minerály (*epidot, zoizit, vápenec, kremeň*) tvoria prevažne iba výplň medzier podstatných skarnových minerálov alebo sú prítomné len akcesoricky. Zo skarnových minerálov vznikli druhotne: *chlorit, epidot, serpentín, limonit*.

Exoskarny z kryštalických vápencov od kontaktov dioritu a pyroxenického (prekremeného) andezitu. Pre tieto skarny je charakteristické dosť jednotvárne mineralogické zloženie, bez zonárnosti skarnových hornín na kontaktoch. V jednotlivých skarnových horninách vystupujú ako hlavné komponenty tieto asociácie minerálov: 1. olivín-spinel-karbonát; 2. svetlohnedý granát-pyroxén-vápenec.

Olivín-spinel-karbonátová asociácia je známa zo SV svahu vrchu Pacherka od kontaktov stredozrnných dioritov. Makroskopicky je jemnozrnná svetlošedá hornina s tmavšími šmuhami.

Mikroskopický opis: Spinel tvorí bezfarebné idioblastické kryštáliky s hnedastým nádychom a je dokonale izotropný. V karbonátovej základnej hmote sú zrnká spinelov hustejšie, inde redšie rozmiestnené (bývajú oktaedricky vyvinuté). Olivín ma bezfarebné krátkoprismatické kryštáliky, opticky je jednoosový, negatívny. Pozdĺž puklín sa mení vo vláknitý serpentín. Vedľa častejšieho karbonátu je akcesoricky prítomný titanit a epidot.

Svetlohnedý granát-pyroxén-vápenec. Táto asociácia je charakteristická pre exoskarny z okolia šachty Jozef. Makroskopicky je to špinavošedá, stredne až drobnozrnná hornina s odlišiteľným kryšt. vápencom a hnedastým granátom.

Mikroskopicky má heteroblastickú štruktúru. *Granáty* pod mikroskopom sú bezfarebné; tvoria izometrické alotriomorfné, miestami aj idioblastické zrnká, sú izotropné. *Pyroxény* sú pomerne zriedkavé, miestami premenené (hlavne na chlority); tvoria stĺpkovité, bezfarebné kryštáliky s hnedastým nádychom a slabým pleochroizmom. Zhášanie c/γ je do 42° ; odpovedajú pyroxénom diopsid-hedenbergitového radu. *Vápenec* tvorí laločnaté väčšie zrná. *Kremeň, epidot, pyrit* predstavujú akcesórie, *chlorit* a *limonit* druhotné minerály.

Exoskarny z kryštalických vápencov od kontaktov amfibol-diopsid-augit-andezitu (\pm hyperstén). V týchto horninách ako hlavné komponenty vystupujú tieto asociácie minerálov: 1. zelenošedý granát, zelenošedý granát-magnetit, resp. iba magnetit; 2. zelenošedé a tmavomedovohnedé granáty; 3. granát-epidot-vápenec.

Zelenošedý granát, zelenošedý granát-magnetit až magnetit. Táto asociácia tvorí prevažnú časť jalových i zrudnených skarnov v štólne Michal a Jozef i v povrchových odkryvoch. Makroskopicky je to zelená, šedo-zelená a (podľa obsahu magnetitu) aj šedá až čierna hornina, kompaktná; zriedkavejšie sú jemnozrnné variety, miestami i hrubozrnejšie granátovce (zrnká až 1 mm).

Zelenošedé a tmavomedovohnedé granáty sú podstatnou zložkou skarnov s „dvojakým granátom“ v štólne Michal a Jozef. Textúra horniny je často páskovitá; striedajú sa tu širšie (do 7 mm) pásiky zelenkastošedého granátu s užšími (1–3 mm) pásikmi tmavomedovohnedého granátu. Odlišnou varietou je skarn s „dvojakým granátom“, kde v jemnozrnej až celistvej zelenkastošedej mase sú (0,5–1,5 mm) idiomorfne kryštáliky tmavomedovohnedého granátu (tab. II, obr. 3).

Granát-epidot-vápencová asociácia je známa zo štólne Michal. Ide tu o niekoľko cm až dm veľké ostrovčeky skarnov, uzatvorené v amfibol-diopsid-augit-andezite (\pm hyperstén). Vznikli asi pri erupcii andezitov, z utrnutých úlomkov vápenca („pseudoendoskarny“). Makroskopicky je to jemnozrnná hornina s nepravidelnými prelínajúcimi sa polohami karamelovohnedých granátovcov, zelenožltého epidotu a bielošedého vápenca.

Pod mikroskopom bledozelenkastošedé *granáty* sú číre, často so šedým nádychom. Tvoria agregáty alotriomorfné až hypidiomorfné obmedzených zŕn. Často sú anomálne dvojločné s políkovitým zhášaním; zriedkavejšie sú idioblastické kryštáliky, pri ktorých takmer každý kryštál je rozdelený na šesť trojuholníkových políčok, z ktorých vždy dve a dve oproti sebe súčasne zhášajú. Bledé medovohnedé granáty tvoria buď alotriomorfné obmedzené, izometrické zrnká, alebo idioblastické kryštáliky. U zonárnych kryštálikov pozorovať niekoľko úzkych prírastkových zón z číreho granátu, ktoré sú (na rozdiel od s nimi sa striedajúcich žltkastých zón s hnedastým nádychom) slabó anomálne dvojločné. *Magnetit* na plochách nábrusov rovnomerne prerastá jalovinou. Zrnká sú alotriomorfné až hypidiomorfné obmedzené, izometricky zaokrúhlené, lepšie vyvinuté až idioblastické. Veľkosť zŕn jemnozrnejšej horniny od 0,006–0,016 mm, u hrubo- zrnnejších 0,015–0,05 mm.

Pyroxény sú zastúpené v ojedinelých stĺpkoch, bledozelenkavé, s veľmi slabým pleochroizmom. Uhol zhášania c/γ 34–42°. Podľa optických vlastností ide o diopsid, z pyroxénov diopsid-hedenbergitového radu. *Tremolit* vyskytuje sa zriedkavo v dlhovláknitých agregátoch jednotlivo, alebo niekoľko pospolu. Je roztrúsený v dutinách medzi izometrickými zrnami granátov. Uhol zhášania c/γ 14–19°. *Epidot* tvorí izometrické nepravidelné zrná, alebo kryštáliky (v skarnoch bohatých na vápenec). Je slabó pleochroický (číry až slabosvetložltý).

Vápenec a druhotný *chlorit* tvoria väčšinou iba akcesórie; iba v skarnoch bohatých na epidot sú hojnejšie. Ďalšou akcesóriou býva často undulózny *kremeň* a druhotný *limonit*. Druhotné chlority a limonity vznikli väčšinou premenou z granátov a z pyroxénov. Sulfidické rudy, pokiaľ sú prítomné, vyplnili ešte zbývajúce priestory medzi ostatnými minerálmi. Ide o pyrit, pyrhotin, sfalerit, galenit a chalkopyrit.

Ostatné typy skarnov a hornín skarnového charakteru

Skarny vzdialené od materských skarnonosných vyvrelín sú len málo preskúmané, i pokiaľ ide o petrografické a mineralogické zloženie. Podľa minerálnej paragenézy sú tieto skarny veľmi blízke vyššie popísaným exoskarnom z kryštalických vápenecov od kontaktov amfibol-diopsid-augit-andezitu (\pm hyperstén).

Vápenec-epidot-granát-chloritová asociácia minerálov v štólne Leopold tvorí prevažnú časť cca 20 m hrubej polohy skarnov, odkrytých prekopom z podložitých

hercýnských granitoidov. Makroskopicky je to špinavozelená žltkastá a jemnozrnná hornina s odlišiteľným zeleným granátom a bielošedým vápencom. Miestami je impregnovaná pyritom, zriedkavejšie pyrhotínom.

Vápenec tvorí veľké laločnaté zrná, ktoré sú „základnou hmotou“ zrn granátu a epidotu vzniklých pri skarnizácii. Epidot tvorí zhluky izometrických zrn a stĺpkovitých kryštálikov (ide o 2 rôzne generácie tohto minerálu). Granát je číry a tvorí izometrické kryštáliky v častiach „základnej hmoty“, kde je epidot zriedkavejší. Je anomálne dvojlojný. Chlority sú miestami limonitizované a vytvárajú špinavozelené zhluky. V nepatrnom množstve je prítomný kremeň, s ktorým vystupujú sulfidické rudy — pyrit a pyrhotín.

Zrohovcovatené karbónske ilovité bridlice s magnetitovým zrudnením sú rozšírené na okolí štólne Martin a Viliam, v najsevernejších častiach ložiska. Makroskopicky sú zrohovcovatené a zrudnené jemnozrnným magnetitom. V celistvej hornine sa pozdĺž bridličnatosti striedajú 2—4 mm hrubé zelenkasté a tmavošedé (často magnetitom zrudnené) polohy. Inde tmavošedé až čierne celistvé zrohovcovatené bridlice bývajú impregnované jemnozrnným magnetitom. Túto druhú variету miestami prerážajú (až 3—4 mm) žilky jemnozrnného kalcitu.

Mikroskopicky kontaktne metamorfovaná, prevažne pelitická zložka je veľmi jemnozrnná a, až na ojedinelé zrnká žiuvca, kremeňa, resp. sericitu, jednotlivé minerály ani pri maximálnom zväčšení bežným mikroskopom nie sú odlišiteľné. Táto „základná hmota“ kontaktnej horniny býva medzi skríženými nikolmi slabo dvojlojná. Jemnozrnný magnetit rovnomerne prerastá pelitickou zložkou. Krápnikovitité zrná sú usmernené rovnobežne s bridličnatosťou pôvodnej horniny. Vápenec vytvára drobné žilky, alebo zhluky drobných zrn a miestami v podobe silne dvojlojného lemu obklopuje väčšie zrná a polohy magnetitu. Druhotne z magnetitu vzniká limonit (tab. II, obr. 4).

Žilné hydrotermálne ložisko v južnom pokračovaní skarnových ložísk

V JV časti územia ložísk sa pomery u skarnov značne líšia od severnejších výskytov. Ide o banské pole Emerich, o údolie Mašna a vrch Mašna, kde výskyt rúd sledujú tektonickú líniu, tvoria žilné, resp. šošovkovité telesá v porušených kontaktných častiach vápenčov na styku s veporidnými garnitoidmi.

Aj v tejto časti ložísk sú vápence aspoň pri ploche muránskeho nasunutia kryštalické. Na haldách starých diel sú úlomky dioritov a andezitov, spolu s úlomkami skarnov, ale podstatne menej než žilných hydrotermálnych minerálov, resp. než na SZ častiach ložísk. Uplatňuje sa tu mladšie sulfidické štádium mineralizácie, kým skarnové štádium je zastúpené len podradnejšie, s menším množstvom nerudných a magnetitom zrudnených skarnov. Z minerálov kremito-sulfidického štádia sú to: manganosiderit, pyrit, sfalerit, galenit a markazit, z druhotných minerálov hojný limonit a psilomelán. Oproti SZ časti v priestore Kyzovej doliny (v štôlniach Michal, Jozef, Leopold a v ich okolí), kde sulfidické zrudnenie je zhruba v rovnováhe s magnetitovým, sa minerálna paragenéza sulfidov do určitej miery líši. Chýba tu vyššie termálny pyrhotín, ale pribudli nižšie termálne minerály, predovšetkým manganosiderit a pyrit (nepřítomné v SZ časti ložísk).

Príčiny rozdielnej paragenézy minerálov kremito-sulfidického štádia v oboch

častiach ložísk treba hľadať sčasti v tom, že v priestore žilného — hydrotermálneho ložiska je dobre vyvinuté oxydačné pásmo. Tak na haldách vyššie položenej štólne Malá Mašna a okolitých kutacích prác (najjužnejšie ležiace staré banské diela) okrem zriedkavejšieho pyritu jedinými rudnými minerálmi sú limonit a psilomelán. Aj v starých archívnych zprávkach je zmienka iba o týchto hypergénnych rudných mineráloch. Naproti tomu v cca 80 m nižšie ležiacich stôlnach Stará Mašna a Imrich (podľa haldového materiálu a archívnych dát) je už značne pestrejšia asociácia minerálov žilného hydrotermálneho ložiska (pyrit, manganosiderit, vysokotermálny sfalerit-marmatit, galenit, zriedkavý chalkopyrit a častý druhotný limonit a psilomelán). Okolnosť, že paragenéza žilných hydrotermálnych minerálov sa mení od najjuhozápadnejšieho cípu územia ložísk smerom na SZ, ďalej, že sa mení aj vzájomný kvantitatívny pomer hypergénnych a hypogénnych minerálov, ako aj minerálov skarnového štádia a minerálov kremito-sulfidického štádia vedie ma k záveru, že od najjuhovýchodnejšieho známeho cípu územia ložísk smerom na SZ sú odkryté stále hlbínnejšie partie tisoveckých rudných ložísk. Potvrďuje to aj skutočnosť, že v najjuhovýchodnejšej časti územia ložísk pri štólne Malá Mašna sú vápence kryštalické len v úzkom páse na styku s veporidnými granitoidmi a až na SZ sú kontaktne metamorfované v širšom páse, pričom na povrchu objavujú sa relatívne väčšie telesá potriasového dioritu a andezitu.

Vzájomný pomer rúd skarnového a kremito-sulfidického štádia podáva pripojená tabuľka.

Napokon treba vysvetliť neprítomnosť pyrhotínu v JV časti územia ložísk, najhojnejšieho v strednej časti ložísk, kde v rudných polohách (kremito-sulfidického štádia mineralizácie) tvorí 50—90 % všetkých sulfidov, a to, že jedným z najhojnejších rudných minerálov v JV časti územia ložísk je pyrit a častý manganosiderit (podľa archívnych údajov tvorí samostatné šošovky a hniezda; pri štólne Imrich a Stará Mašna sú samostatné haldičky manganosideritu, väčšinou impregnovaného jemnozrnným sfaleritom a galenitom).

Pre prítomnosť, či neprítomnosť pyrhotínu sú dôležité nasledujúce okolnosti: je všeobecne známe, že pyrhotín sa najľahšie rozkladá zo všetkých sírníkov. Podľa S m i r n o v a (1951) často nezistíme v oksyločených rudách (obsahujúcich značné množstvo sírníkov) ani jediné zrno pyrhotínu, hoci bol v primárnych rudách pomerne hojne prítomný. Keď uvážime, že na spodných horizontoch oxydačného pásma (čomu odpovedá JV časť tisoveckých ložísk) dochádza obyčajne k najintenzívnejšej zámene pyrhotínu disulfidmi železa (pyritom a markazitom), dá sa tým vysvetliť prítomnosť, resp. neprítomnosť pyrhotínu a pyritu v tej ktorej časti územia tisoveckých ložísk. Pyrhotín je v zmysle horeuvedeného prítomný len v hlbínnejšie odkrytých častiach, v miestach prakticky bez oxydačnej zóny. S m i r n o v (1951) spomína názor niektorých autorov, že pyrhotín býva ďaleko viac rozšírený než sa obyčajne predpokladá a že mnohé ložiská, ktoré majú v horných častiach pyrit, alebo markazit, obsahujú v hĺbke (kde sú nepremenené) aj pyrhotín.

Pomerne hojný výskyt manganosideritu v JV časti tisoveckých ložísk (po limonite a pyrite najviac zastúpený), t. j. v spodnej časti oxydačnej zóny, je v súlade

Tabulka 2

Výsledky kvalitativních spektrálních analýz

	Ag	Al	As	B	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	Ga	Ge	Hg	In	K	Li	Mg	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Si	Sn	Sr	Tl	Ti	V	Zn	Na	F
1	3	1	4	-	3	-	-	2	-	-	-	3	1	-	-	-	-	-	-	-	2	1	-	4	-	2	4	-	-	-	-	-	-	
2	e	d	d	-	-	e	-	d	e	r	-	e	2	-	e	-	-	-	-	-	c	-	d	e	b	-	-	-	-	-	b	-	-	
3	e	d	d	-	-	-	e	d	e	-	-	e	2	-	e	-	-	-	-	-	c	-	d	e	b	-	-	-	-	-	b	-	-	
4	d	c	d	-	-	-	-	c	d	e	-	d	2	-	r	-	-	-	-	-	b	2	c	d	b	-	-	-	-	-	2	-	-	
5	c	d	e	-	-	e	-	c	d	-	-	d	2	-	r	-	-	-	-	-	b	2	c	d	b	-	-	-	-	-	b	-	-	
6	c	d	e	-	-	-	-	c	d	-	-	e	c	-	r	-	-	-	-	-	d	b	-	d	d	-	-	-	-	-	b	-	-	
7	e	d	d	-	-	-	-	c	d	e	-	e	b	-	r	e	-	-	-	-	c	c	-	d	d	c	-	-	-	-	-	2	-	-
8	c	d	e	-	-	-	d	c	d	-	-	e	c	-	r	-	-	-	-	-	c	c	-	d	d	c	-	-	-	-	-	b	-	-
9	e	c	d	-	-	-	-	d	d	e	-	d	2	-	e	-	-	-	-	-	2	b	-	c	e	b	-	-	-	-	-	b	-	d
10	e	d	c	r	-	-	e	d	d	e	-	d	2	-	r	-	-	d	-	-	c	c	-	d	e	b	-	-	-	-	-	b	-	-
11	e	d	e	-	-	e	-	c	d	e	-	d	2	-	e	-	-	-	-	-	c	c	-	d	e	b	-	-	-	-	-	2	-	-
12	e	b	e	e	-	e	-	c	e	e	-	e	2	e	e	-	-	-	-	-	b	c	r	e	e	b	-	-	-	-	-	-	-	-
13	e	b	e	-	-	e	-	b	e	e	-	d	2	e	e	-	-	-	-	-	b	b	-	d	-	b	-	-	-	-	-	-	-	-
14	e	b	e	e	-	-	-	b	e	e	-	e	2	e	e	-	-	d	-	-	2	b	-	d	-	b	-	-	-	-	-	-	-	-
15	f	b	e	d	-	-	-	c	r	e	e	e	2	e	r	-	-	-	-	-	2	b	-	e	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-
16	-	1	3	-	-	-	-	1	-	3	3	3	1	-	-	-	-	-	-	-	2	2	-	3	-	1	-	-	-	2	-	-	-	-
17	-	1	-	-	4	-	-	1	-	3	-	4	1	-	-	-	4	2	-	-	1	2	-	3	-	1	-	-	-	3	3	3	1	-
18	-	1	-	-	4	-	-	1	-	-	-	3	1	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	3	-	1	-	-	-	2	4	3	1	-
19	-	1	-	-	-	-	-	1	-	3	3	4	1	-	-	-	3	-	-	-	1	1	-	4	-	1	-	-	-	3	3	3	1	-
20	-	-	-	-	4	4	-	1	4	4	3	3	1	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	4	-	1	-	-	3	3	4	3	-	-
21	-	1	-	-	4	-	-	1	3	4	3	1	-	-	-	-	3	-	-	-	1	1	-	2	-	1	-	-	3	3	3	1	-	-
22	-	1	-	-	4	-	-	1	-	-	-	4	2	-	-	-	4	2	-	-	1	2	-	3	-	1	-	-	3	-	4	3	1	-
23	-	-	-	-	4	-	-	1	-	-	4	3	1	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	3	-	1	4	3	-	2	4	3	1	-

Vysvětlivky k tabulce 2. Obsah prvků: 1 = nad 1 %, 2 = 0,1–1 %, 3 = 0,001 až 0,1 %, 4 = pod 0,001 %, a = X0 %, b = x %, c = 0,x %, d = 0,0X %, e = 0,0X %, f = problematické.

s pomermi výskytu tohto minerálu na iných hydrotermálnych ložiskách. Ako je známe, patria uhličitaný Mn k tým žilným minerálom sulfidických ložísk, ktoré v typickej sulfidickej časti majú iba malý význam. Častejšie bývajú v miestach prechodu sulfidických ložísk do oxydačného pásma. Pozoruhodná je aj skutočnosť, že tisovecké manganosiderity sú prakticky vždy impregnované sfaleritom — marmatitom a galenitom, pričom značná časť galenitu a sfaleritu je viazaná na manganosiderity.

Oxydačná zóna Pb-Zn rúd v skarnoch býva obyčajne bohatá mangánom. Podľa S m i r n o v a (1936) vo východnom Zabajkalsku naznačujú všetky gossany s mangánovými minerálmi takmer vždy prítomnosť Pb-Zn rúd.

Keďže zo žilného — hydrotermálneho — ložiska v JV časti ložísk je prístupný len haldový materiál, uvediem niekoľko dát starších autorov.

Podľa E i s e l a (1907) v baniach na Mašne na rozhraní „trachytu“ (pravdepodobne andezitu) a vápenca je puklina vyplnená „tmavožltým ílom“, v ktorom sú niekedy dosť veľké hniezda a šošovky limonitu a manganosideritu. Podľa L i s z k a y a (1877) a M a d e r s p a c h a (1886) smer rudonosnej dislokačnej pukliny je h 22, resp. h 20 s úklonom 55–70° na JZ. V ložiskovej

1. limonit-psilomelánová ruda, halda štólne Malá Mašna; 2. limonit, halda štólne Stará Mašna; 3. liaty pyrit, halda štólne Stará Mašna; 4. manganosiderit impregnovaný sfaleritom, štôlna Stará Mašna; 5. manganosiderit impregnovaný galenitom menej sfaleritom, halda štólne Stará Mašna; 6. galenit, halda cca 290 m na JZ od ústia štólne Leopold; 7. sfalerit, halda cca 290 m na JZ od ústia štólne Leopold; 8. agregát galenit-sfalerit, halda cca 290 m na JZ od ústia Leopold štólne; 9. pyrotín impregnovaný sfaleritom, halda cca 290 m na JZ od ústia štólne Leopold; 10. liaty pyrit impregnovaný sfaleritom, halda cca 290 m na JZ od ústia štólne Leopold; 11. sfalerit, prerastený pyrotínom, štôlna Michal, perážka č. 2; 12. magnetit s ojedinelými drobnými zrnkami pyrotínu, kyzová dolina, vrt TV-1/38,50 m; 13. magnetit od kontaktu s pyroxénickým (prekremeným) andezitom, okolie šachty Jozef; 14. s magnetitom zrudnený endoskarn, ústie šachty Jozef; 15. s magnetitom zrudnená zrohovcovatá karbónska bridlica, halda štólne Martin; 16. zrohovcovatá karbónska bridlica, smerná chodba v štólne Martin; 17. amfibol-diopsid-augit-andezit vzdialený od kontaktov s prejavmi skarnizácie, odkryv na SV svahu Magnetového vrchu; 18. hyperstén-diopsid-augit-andezit vzdialený od kontaktov s prejavmi skarnizácie, odkryv na Z svahu Magnetového vrchu; 19. jemnozrnný diorit vzdialený od kontaktov s prejavmi skarnizácie, opustený lom na Z úpätí vrchu Hutta; 20. amfibol-diopsid-augit-andezit s impregnáciami pyrotínu, vrt TV-1, Kyzová dolina; 21. strednozrnný diorit z kontaktov s prejavmi skarnizácie, stena šachty Jozef; 22. pyroxénický (prekremený) andezit od kontaktov s prejavmi skarnizácie, prirodzený odkryv Z od šachty Jozef; 23. hercýnsky granitoid z miest s prejavmi skarnizácie, vrt TV-1, Kyzová dolina.

Spektrálne analýzy zo vzoriek 2 až 15 vyhotovil ÚNS v Kutnej Hore so zameraním na stopové prvky (Zitová). Snímané na spektrografe Q 24 (každá vzorka analyzovaná dvakrát za rôznych podmienok). El. podmienky: striedavý oblúk 8A, gen. ABR3, fotomateriál: Foma s. o. antihalo 6 × 24 cm, expozícia 30 sec., prediskr.: Ø, úprava vzoriek: pufrované grafit. prachom, elektródy: Kablo tenkosten. valc., vzdialenosť elektród: 3 mm, clony: T10–5, kom. cl. 1:15 diafr. 3,2, štrbina 0,003 mm. Spektrálne analýzy č. 1,16 až 23 vyhotovilo laboratórium GP, Turč. Teplice (Dinková, Ujcová). Spektrá vzoriek boli snímané na spektrografe Q 24. El. podmienky: striedavý oblúk 5 a 8 A, fotomateriál Blau Rapid, elektródy uhlíkové, vzdialenosť elektród 3,2 mm, štrbina 0,01, expozícia 45 sec.

časti štólne Imrich podľa Slavíka a Ulricha (1923) je odkrytá kontaktná poruchová zóna na rozhraní andezitu a vápenca. Výplň pukliny je nerovnomerná, len z malej časti rudonosná. Miestami sú hniezda oligonitu (manganosideritu) a limonitu. V poruchovej zóne je hojný pyrit a nie je vylúčené, že aspoň časť limonitu pochádza z neho, takže pri sledovaní rudonosnej pukliny do hĺbky, miesto limonitu môže sa objaviť pyrit.

Maderspach (1886), Eisel (1907) z kontaktov „trachytu“ s vápencami z Kyzovej doliny (z jej JV časti) spolu so šošovkami limonitu a oligonitu spomínajú aj šošovky magnetitu.

V súvislosti so žilným sulfidickým zrudnením je zaujímavé, že v staršej literatúre do roku 1952 (Pouba) niet vôbec zmienky o výskyte Pb-Zn rúd na rudných výskytoch Tisovec—Magnetová.

Záver

Práca pojednáva o geologicko-tektonickej stavbe širšieho okolia územia skarnových ložísk pri Tisovci, vyskytujúcich sa na kontaktoch vyvrelých hornín (potriasových dioritov, andezitov a hercýnskych granitoidov) s triasovými vápencami a karbónskymi bridlicami gemeridnej muránskej série, alebo tvoriacich samostatné telesá uprostred sedimentárnych hornín, v miestach vzdialených od bezprostredných kontaktov materských skarnonosných vyvrelín.

Mladé potriasové vyvreliny v širšej oblasti Magnetového vrchu zaraďujeme do troch erupčných fáz a do jednej medzifázy (medzi I. a II. erupčnou fázou). Do I. erupčnej fázy patria diority, do obdobia medzi I. a II. erupčnou fázou patrí pyroxenický (prekremený) andezit; do II. erupčnej fázy zaraďujeme amfibol-diopsid-augit-andezit (\pm hyperstén) a hyperstén-diopsid-augit andezit, do III. erupčnej fázy pyroxenicko-granátické a biotiticko-granátické andezity. V ďalšej stati sa uvádza pokus o genetické členenie jednotlivých typov skarnov v zmysle Koržinského (1953) klasifikácie. Na tisoveckých skarnových výskytoch sa rozoznávajú „kontaktno-bimetasomatické“ a kontaktno-infiltračné skarny. Ďalej sa rozoberá vznik skarnov v súvislosti s viacerými vyvrelinami, pri ktorých vznikli skarnové horniny v niekoľkých etapách o rôznej termálnosti mineralizácie. Na tisoveckých ložiskách je vyvinuté skarnové štádium mineralizácie s magnetitom i mladšie kremito-sulfidické štádium s pestrým polymetalickým zrudnením.

O vzniku skarnov v súvislosti s výstupmi postmagmatických skarnotvorných roztokov (po výstupe príslušných materských skarnonosných vyvrelín) svedčí skutočnosť, že v skarnových horninách, v granátovcoch sa našli ostrohranné úlomky — uzavreniny stredozrného dioritu a amfibol-diopsid-andezitu (\pm hyperstén). Na základe tohto faktu i ďalších pozorovaní dospievam k záveru, že tisovecké skarnové horniny sú neogénneho veku. Záverom podávam náčrt o následnosti hlavných procesov na ložisku.

V bezprostrednom pokračovaní skarnových výskytov je žilné — hydrotermálne ložisko, ktoré je v genetickej súvislosti s týmito výskytmi.

Geologický prieskum, n. p., závod — Rožňava

Lektoroval doc. dr. M. Kuthan

LITERATÚRA

- [1] Abdulajev CH. M., 1957: Dajky i orudnenie. Gosgeolizdat, Moskva. — [2] Adam L., 1955: Geologické a rudné pomery okolia Magnetového vrchu pri Tisovci. Dipl. práca, Košice. — [3] Adam L. — Pták J. — Šalát J., 1956: Zpráva o geologickom mapovaní územia SZ od Tisovca zhladom na rudný výskyt na vrchu Magnetová. Geol. práce, Zprávy 9, Bratislava. — [4] Andrusov D., 1958, 1959: Geológia československých Karpát I, II. SAV, Bratislava. — [5] Andrusov D. — Zoubek V., 1953: Prehľad geologickej stavby a jej vzťah k zrudneniu. Geol. sborník IV/3—4, Bratislava. — [6] Baklajev P. P., 1959: Geologičeskoje strojenije a perspektivy Turjinskich kontaktovo-metasomatičeskich mestoroždenij medi na severnom Urale. Akademija nauk SSSR, Uralskij filial, Sverdlovsk. — [7] Barth T., 1928: Kalk und Skarngesteine in Urgebirge. N. Jb. f. Min. etc. Abt. A, B, 57 Stuttgart. — [8] Bergfest A., 1955: Archiválna spolupráca pri prospekčných prácach v oblasti ZSRP, Tisovec (rukopis). — [9] Biely A., 1960: Geologický výskum Muránskej planiny. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [10] Biely A., 1960: Poznámky ku geológii mezozoika koreňových zón veporíd. Geol. práce, Zprávy 21, Bratislava. — [11] Bystrický J., 1958: Zpráva o geologickom mapovaní Muránskej plošiny v roku 1956—1957. Geofond, Bratislava. — [12] Bystrický J., 1959: Príspevok k stratigrafii muránskeho mezozoika. Geol. práce, Zošit 56, Bratislava. — [13] Cambel B., 1961: Zu Problemen der Metalogenese in den Westkarpaten. Geol. práce, Zošit 60, Bratislava. — [14] Junghann H., 1912: Das Eruptivgebiet von Tizolc. Neues Jahrbuch 33. — [15] Karpova E. D. — Ivašencova A. G., 1954: Skarny. Izmenennyye okolorudnyje porody i ich poiskovoje značenie. Tr. VSEGEJ, Moskva. — [16] Korděra M., 1960: Predbežná zpráva o mineralogickom výskume skarnového ložiska. Vyhne—Klokoč. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [17] Koržinskij D. S., 1953: Osnovnyje problémy v učení o magmatogennych mestoroždenijach. Izdatelstvo akademii nauk, Moskva. — [18] Koutek J., 1950: Ložisko magnetovce skarnového typu u Vlastějovic v Posázaví. Rozpr. II. tř. České akademie IX/27. — [19] Kovařík J. — Kužvart M. — Pouba Z., 1955: Zpráva o geologickém mapování v okolí Tisovce a Muráně. Zprávy o geolog. výzkumech v roku 1954, Praha. — [20] Kubíny D., 1954: Niekoľko poznámok ku geológii koreňových zón subtatranských príkrovov na juh od Brezna n/Hr. Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava. — [21] Maderspach L., 1880—1886: Eisenerzlagertstätten in Ungarn. Budapest. Die königl. und Aerial Bergwerke Tizolca. Földtani közlöny 16, Budapest. — [22] Novotný M., 1954: Skarnové ložiska u Perštýna a Líšně. Sborník ÚÚG XXI, Praha. — [23] Papp K., 1915: A magyar bízodalom vasérc és kőszén készlete. Budapest. — [24] Polivinkina J. L., 1948: Struktury gornych porod. Moskva. — [25] Pouba Z., 1951: Geologie střední části Muránské plošiny. Sborník ÚÚG XVIII, Praha. — [26] Pouba Z., 1953: Několik nových nálezů rud v mesozoických sériích u Šumiace a Švermova v Horehroní. Sborník ÚÚG XX, Praha. — [27] Slavík F., 1919: Věchňovský skarn a jeho nerosty (separát). — [28] Slavík F., 1951: Nerastopis a ložiská úžitkových minerálov Slovenska. Matica slovenská, Martin. — [29] Slavík F. — Ulrich F., 1923: Posudek o kutacích pracích u Tisovce na Slovensku. Rukopis; Geofond, Praha. — [30] Smirnov S. S., 1951: Zona okislenija sulfidnych porod. Izdatelstvo Akademii nauk SSSR, Moskva. — [31] Wachromejov S. A.: 1955: Erzmikroskopie. Berlin (preklad z ruštiny). — [32] Winchell A. N. — Winchell, 1953: Optičeskaja mineralogija, Moskva. — [33] Zoubek V., 1928: Geologické studie z pohoří Veporu na Slovensku. Věst. stát. geol. úst. IV, Praha. — [34] Zoubek V., 1931: Tektonická skizza širšího okolí Brezna n/Hr. Věstník Stát. geol. úst. VII, Praha. — [35] Zoubek V., 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěřům minerálních zřidel. Věstník Stát. geol. úst. XI, Praha. — [36] Zoubek V., 1957: Zpráva o geologických výzkumech v pohoří Veporu v okolí Tisovce. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1956, Praha. — [37] Zoubek V., 1957: Hranice gemeríd s veporidami. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava.

DIE NACHTRIASSISCHEN SKARN-LAGERSTÄTTEN VON TISOVEC

Den Skarnlagerstätten wird in der letzten Zeit grosse Aufmerksamkeit gewidmet. Unsere ziemlich gut erforschte Skarnlagerstätten im Kristallin unterscheiden sich beträchtlich nicht nur altersmässig, sondern auch genetisch und paragenetisch von den jüngeren slowakischen nachtriassischen Skarnvererzungen, welche bisher nicht eingehend untersucht wurden.

Diese Arbeit hat sich zum Ziel gesetzt, die geologische, und petrographisch-mineralogische Charakteristik der Skarn-Lagerstätten von Tisovec in der Mittelslowakei zu übermitteln. Die Fe-Lagerstätte von Tisovec liegt etwa 5 Km von der Gemeinde entfernt an den Osthängen des Berges Magnetový vrch und verläuft in Richtung Kysová dolina-Tal. Mašnianska dolina und Mašna-Berg. Die ersten Nachrichten über hiesigen Bergbau stammen bereits aus dem XII. Jahrhundert. Die erste geologische Karte wurde in der Geologischen Reichsanstalt zu Wien im Masstabe 1:144 000 im J. 1877 ausgearbeitet. Mit hiesigen Erzvorkommen hat sich vor allem Liszkay (1877), Toth (1882), Maderspach (1882—1886), Schmidt (1886), später dann Eisel (1907) und vor allem Junghann (1912) beschäftigt. Von den neueren und neusten Arbeiten sind die von Papp (1915), Ulrich—Slavík (1923), Adam (1955) und Adam—Pták—Šalát (1956) zu erwähnen.

Die breitere Umgebung der Skarn-Vererzung ist durch einen tektonisch sehr komplizierten Bau ausgezeichnet. Auf Kristallin von Králová hora und seine metamorphierte Hülle ist die Gemeriden-Decke, vertreten durch Karbon und Trias, überschoben. In diese Bauelemente dringen die nachtriassischen subvulkanischen und vulkanischen Eruptivgesteine — Diorite und Andesite ein. Die Vererzung kommt am Kontakte der nachtriassischen Diorite, Andesite und der herzynischen granitoiden Gesteine mit den triassischen Kalksteinen und Karbon-Schiefern der Gemeriden Muráň-Serie vor, oder aber bildet auch selbständige Körper inmitten der Sedimentgesteine entfernt von den unmittelbaren Kontakten der erzhaltigen Muttergesteine.

Die jüngeren nachtriassischen Intrusivgesteine in der Umgebung von Magnetový vrch kann man in *drei Hauptphasen und eine Zwischenphase* eingliedern. Die erste Phase stellt Intrusionen der unter subvulkanischen Bedingungen erstarrten Diorite vor. In der Zwischenphase (zwischen der ersten und zweiten Hauptphase) sind pyroxenische (silicifizierte) Andesite emporgestiegen. In die zweite Hauptphase fallen Amphibol-Pyroxen- bis Pyroxen-Andesite, bei welchen man zwei petrographische Varietäten unterscheiden kann: a) Amphibol-Diopsid-Augith- (\pm Hypersthen) Andesit und b) Hypersthen-Diopsid-Augith-Andesit. Aus der dritten Hauptphase stammen pyroxen-granatische und biotit-granatische Andesite.

Adam—Pták—Šalát (1956) geben alle Andesite in eine einzige Phase, und begründen verschiedene Andesit-Typen als Folge der Differentiationen der Magma in den Lavaströmen. Diese Ansicht könnte man annehmen, solange es sich um Ergussformen der Andesite handelt. In unserem Falle aber handelt es sich um hypoabyssale Gänge, bewiesen durch Gangformen der Andesitkörper in den Bergbaustollen, durch Abwesenheit der Andesittuffe, durch Gesteinstrukturen und letzten Endes auch durch Skarnvererzung auch am Kontakte dieser Andesite.

Im weiteren versucht dann der Verfasser eine genetische Gliederung einzelner Skarntypen im Sinne der von Korschinskij (1953) ausgearbeiteten Klassifikation zu geben. Bei den Vererzungsvorkommen von Tisovec dürfte es sich um „kontakt-bim:tasomatische“ und Kontakt-Infiltrations-Skarne handeln.

Dann folgt die Analyse über die Bildung und Entwicklung der Skarn-Vererzung im Zusammenhang mit mehreren Typen der Intrusivgesteine, im Zusammenhang welcher sich die vererzten Skarngesteine in einigen Etappen unter verschiedenen thermalen Bedingungen gebildet haben, bzw. die Mineralisation stattfand. Auf den Lagerstätten von Tisovec ist sowohl das Minerali-

sationsstadium mit Magnetit, als auch das jüngere Quarz-sulphidische Stadium mit bunter polymetallischer Vererzung vertreten.

Der Zusammenhang der Erzvorkommen (Skarn-) mit dem Aufstieg postmagmatischer skarnbildenden Lösungen (die den Aufstieg der betreffenden erzführenden Muttergesteine folgten) ist dadurch bestätigt, dass in den Skarngesteinen (Granatgesteinen) scharfkantige eingeschlossene Bruchstücke des mittelkörnigen Diorits und Amphibol-Diopsid-Andesit (\pm Hypersthen) gefunden wurden. Auf Grund dieser Tatsache wie auch weiterer Beobachtungen bin ich der Meinung, dass die Skarnvererzung von Tisovec neogenen Alters ist. Im Abschluss der Arbeit wird die Skizze über die Abfolge der Vererzungshauptprozesse übermittelt.

In der unmittelbaren Nähe der beschriebenen Erzvorkommen von Skarntyp wurde auch eine gang- hydrothermale Lagerstätte festgestellt, die mit den Skarnvorkommen im genetischen Zusammenhang sein kann.

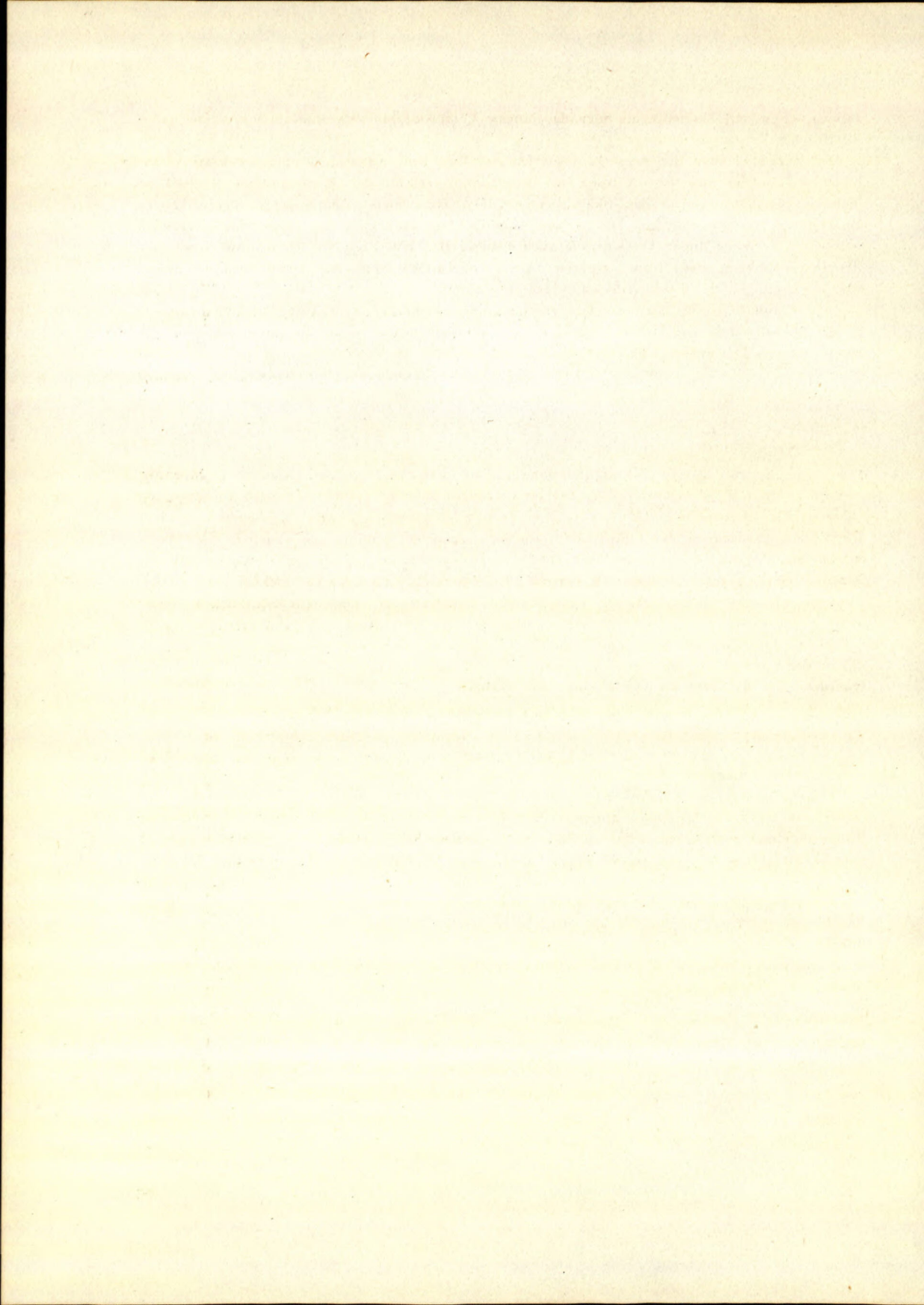
Geologische Forschung, VEB, Rožňava

Tab. I

Obr. 1. 30 cm hrubá žila amfibol-diopsid-augit andezitu uprostred triasových vápencov. sleduje puklinu V-Z smeru. Na jej kontaktoch nie sú skarny vyvinuté. Prirodzený odkryv asi 30 m na JJZ od ústia štólne Michal. a = vápenec, b = andezit. — Obr. 2. Metrová amfibol-diopsid-augit-andezitová žila uprostred triasových vápencov vyplňuje poruchu SZ-JV smeru, s úklonom 59° na SV. Na kontaktoch žily je 20–50 cm hrubá poloha granátmagnetitového až granát-magnetit-vápenec-pyroxénového skarnu, v okrajových častiach so sulfidickým galenit-sfaleritovým zrudnením. Liaty pyrhotín vyplňuje zrejme v počiatkovej etape kremitosulfidického štádia obnovené poruchy na oboch stranách andezitovej žily. Prirodzený odkryv asi 140 m na JV od šachty Jozef; a = vápenec, b = andezit, 1 = skarn prerastený jemnozrnným magnetitom, 2 = skarn prerastený sfaleritom a galenitom, 3 = metasomatické polohy sfaleritu a galenitu vo vápencoch, 4 = zrohovcovateľný vápenec, 5 = liaty pyrhotín.

Tab. II

Obr. 1. Skarn pyroxén-magnetitový so sideronotickou štruktúrou; svetlé zrná = pyroxén, tmavé zrná = magnetit. Halda asi 50 m J od ústia štólne Leopold. Zväčš. $14\times$, skrížené nikoly. — Obr. 2. Styk granát-pyroxén-magnetitového skarnu s pyroxenickým (prekremeným) andezitom. Na styku sú chuchvalce drobného chloritu a zrnká limonitu; a = kontaktnou metasomatózou dotknutá a metasomaticky so skarnom zatlačované plagioklasy, b = ružovkastý granát Stará kutačka 60 m Z od šachty Jozef. Zväčš. $14\times$, rovnobežné nikoly. — Obr. 3. Skarn s dvojakým granátom (zelenošedé a tmavošedé granáty). Cez drobnozrnnnejšie bledozelené granát-chlorit-magnetitové polohy prenikajú pruhy hrubozrnnnejšieho bledohnedého granátu; a = bledohnedý granát, b = bledozelený granát. Smerná chodba štólne Jozef. Zväčš. $14\times$, rovnobežné nikoly. — Obr. 4. Zrohovcovatá zrudnená bridlica („gemeridný bridličnatý karbón“); a = pelitická zložka, b = vápenec, čierne polohy = magnetit. Smerná chodba štólne Martin. Zväčš. $14\times$, skrížené nikoly.



TOMÁŠ GREGOR

VZŤAH ZRUDNENIA K ŠTRUKTÚRNO-TEKTONICKÝM POMEROM NA LOŽISKÁCH ŽELEZNÍK A RÁKOŠ

Ložisko Železník

Geologické postavenie ložiska Železník z hľadiska priestorového rozloženia riešili zo starších autorov hlavne Böckh (1903) a Ahlbürg (1913). Úložné pomery v novej dobe študoval Šuf (1935). Po r. 1945 staršie názory prehodnotili Ševčík — Katyk (1951), Maheľ (1953), Ševčík (1956, 1958), Sulovec (1956), Kotásek (1959) a Gregor (1961).

Priebeh hydrotermálne-metasomatického ložiska na Železníku, oblúkovite prehnutého s najmocnejšou polohou organogénneho súvrstvia v centre ohybu vrásky, je charakteristický i pre ostatné ložiská tohto typu v gemitidách (Dobšiná, Nižná Slaná). Fe ložisko na Železníku je uložené v železnickej priečnej antiklinále (Maheľ 1953), ktorá bola založená najskôr v období hercýnskeho vrásnenia a zvýraznená v období alpského vrásnenia. Môžeme ju však považovať za monoklinálnu vrásku, u ktorej je vyvinuté len južné rameno. Organogénne súvrstvie, ktorého časť karbonátových polôh je metasomaticky premenená na ankerity a siderity, je na krídlach vrásky značne redukované a os vrásky tvorí depresné prehyby. O monoklinálnej stavbe svedčí skutočnosť, že banskými prácami sa nezistili žiadne stopy po redukcii niektorých členov severného krídla vrásky. Úklon plôch bridličnatosti je k J. Značná mocnosť organogénneho súvrstvia v ohybe osovej roviny môže byť podmienená i subhorizontálnym nasunutím už zbridličnatých polôh týchto hornín.

Z hľadiska mineralogického zloženia spracoval ložisko Železník K. v. Papp (1919). Z primárnych minerálov popísal ankerit, siderit, pyrit, kremeň; zo sekundárnych hematit, limonit, goetit (pyrosiderit), manganit, pyrolusit, psilomelan, kalcit. Mineralogicko-paragenetické pomery riešil v novej dobe Trdlička (1956) a Grenar (1959). Trdlička stanovil nasledovnú sukcesiu: siderit I, kremeň I, ankerit, pyrit, pyrhotín, markazit, spekularit, magnetit, martit, siderit II, kremeň II, arzenopyrit, rýdze Au, bizmutín?, tetraedrit, chalkopyrit, kovelín a limonit.

Rudnú výplň v podstatnej miere tvorí ankerit a siderit, ktoré sú v povrchovej časti zmenené na druhotné minerály.

Ankerit je hojnejšie rozšírený než *siderit* (viď obr. č. 1). Je svetlošedej až bielošedej farby, pričom sa dajú odlíšiť svetlé hrubozrné partie od jemnozrnnejších častí šedej farby. Ankerit je vyvinutý v celom rozsahu ložiska, takže banské práce na jeho krídlach končia v ankeritových partiách a vrtmi boli zistené i v jeho ďalšom pokračovaní do hĺbky. Ankerity sa viažu prevažne na svetlé časti karbonátov (vápence a dolomitické vápence), a to z vnútornej strany ložiska, sledujú okrajovú časť na styku karbonátov s grafitickými bridlicami, pričom v centrálnej časti vytvárajú dve výraznejšie polohy. Ankeritové teleso má šošovkovitý charakter, pričom metasomatóza zabieha po sperených puklinách hlbšie do vápencov.

Nepravidelné tvary ankeritového telesa boli podmienené viacerými faktormi, najmä lepšou rozpustnosťou karbonátov a vhodnejšími tektonickými podmienkami, ďalej vhodným postavením povrchových štruktúr k zdrojom zrudnenia, výdatnejším prínosom hydrotermálnych roztokov a priaznivými hlbinnými štruktúrami. Nepravidelný až šošovkovitý tvar rudných telies ankeritov bol zvýraznený ešte intermineralizačnou, hlavne však porudnou tektonikou. Postmineralizačná tektonika rozčlenila jednotlivé časti ložiska v horizontálnom i vertikálnom smere na tektonické kryhy.

Pri sledovaní vzťahu priebehu ankeritových telies k tektonickým štruktúram vidíme, že zrudňovacie procesy nesledujú hlavné smery bridličnatosti, ale plochy najlepšej odlučnosti dvoch hmôt odlišnej homogenity a postupujú od ich okraja do karbonátových telies, ktoré sú najvhodnejšie pre metasomatické procesy. Zrudnenie, ktoré prebieha po sperených puklinách vrstvej bridličnatosti, sleduje klivážne plochy hlavne v smere $210-30^{\circ}$.

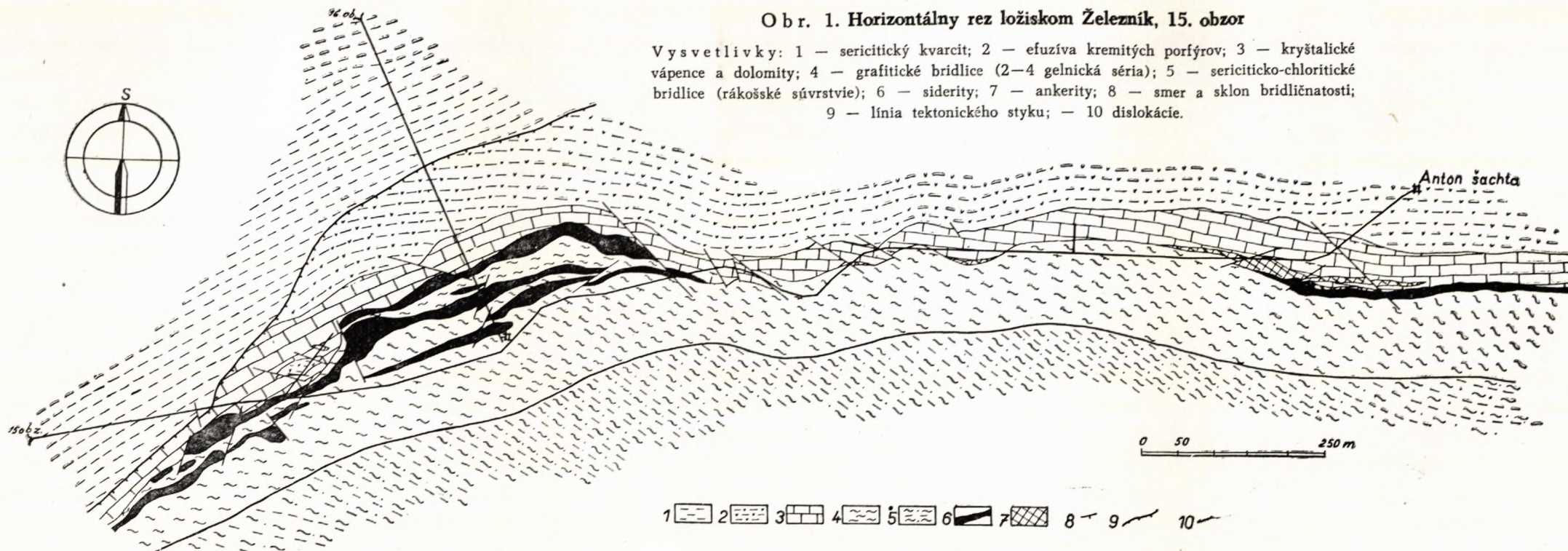
Sideritové zrudnenie vo vápencoch a dolomitoch netvorí súvislé telesá, ale metasomatické procesy sa koncentrujú v dvoch častiach ložiska — v okolí šachty Anton, kde prebiehajú od povrchu po 17. obzor a v centrálnej časti, kde končia pod IV. obzorom (viď obr. 1). Rudné telesá prebiehajú JZ—SV s úklonom k J.

Siderity sú i čo do štruktúry a sfarbenia rôzne, a to drobno i strednozrné, šedé, čiarnošedé, šedožlté a svetložlté. Tmavé siderity sú jemnozrné, svetlejšie polohy zas hrubšie zrnité. V sideritoch môžeme pozorovať rôzne dutinky (mm až cm), ktoré po genetickej stránke na ložisku Nižná Slaná a Dobšiná popísal H a n u š (1955). Postavenie sideritov v organogénnom súvrství je iné než ankeritov (viď obr. 3). Siderity prebiehajú ešte viac uprostred súvrstvia. Pri mineralizačných procesoch rudné roztoky, ktoré vytvorili sideritové zrudnenie, metasomaticky zatlačovali hlavne vápence s grafitickým pigmentom. Sideritové zrudnenie sa teda vyskytuje južnejšie od hlavnej línie, ktorá je na rozhraní vápencov a grafitických bridlíc, pričom mineralizačné roztoky zatlačovali polohy vápenca, nachádzajúce sa prevažne v grafitických bridliciach.

Mocnosť sideritov i ankeritov značne kolíše. Medzi telesami sideritov a anke-

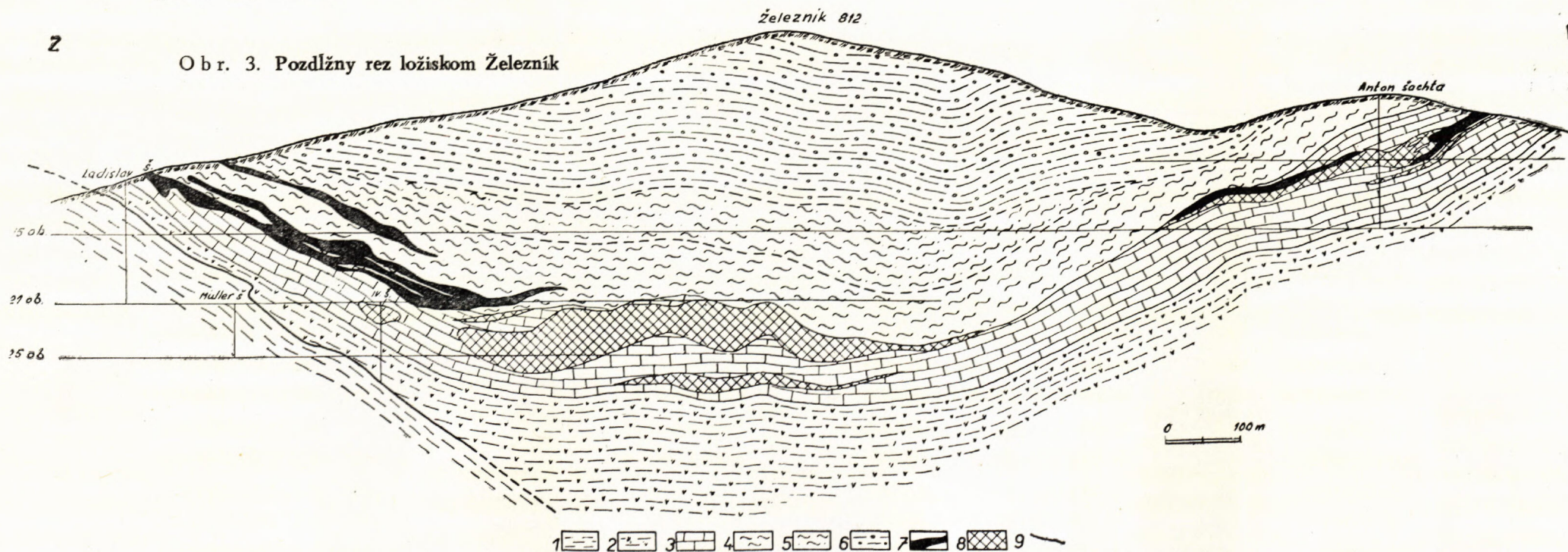
Obr. 1. Horizontálny rez ložiskom Železník, 15. obzor

Vysvetlivky: 1 – sericitický kvarcit; 2 – efuzíva kremitých porfýrov; 3 – kryštalické vápence a dolomity; 4 – grafitické bridlice (2–4 gelnická séria); 5 – sericiticko-chloritické bridlice (rákošské súvrstvie); 6 – siderity; 7 – ankerity; 8 – smer a sklon bridličnatosti; 9 – línia tektonického styku; 10 – dislokácie.

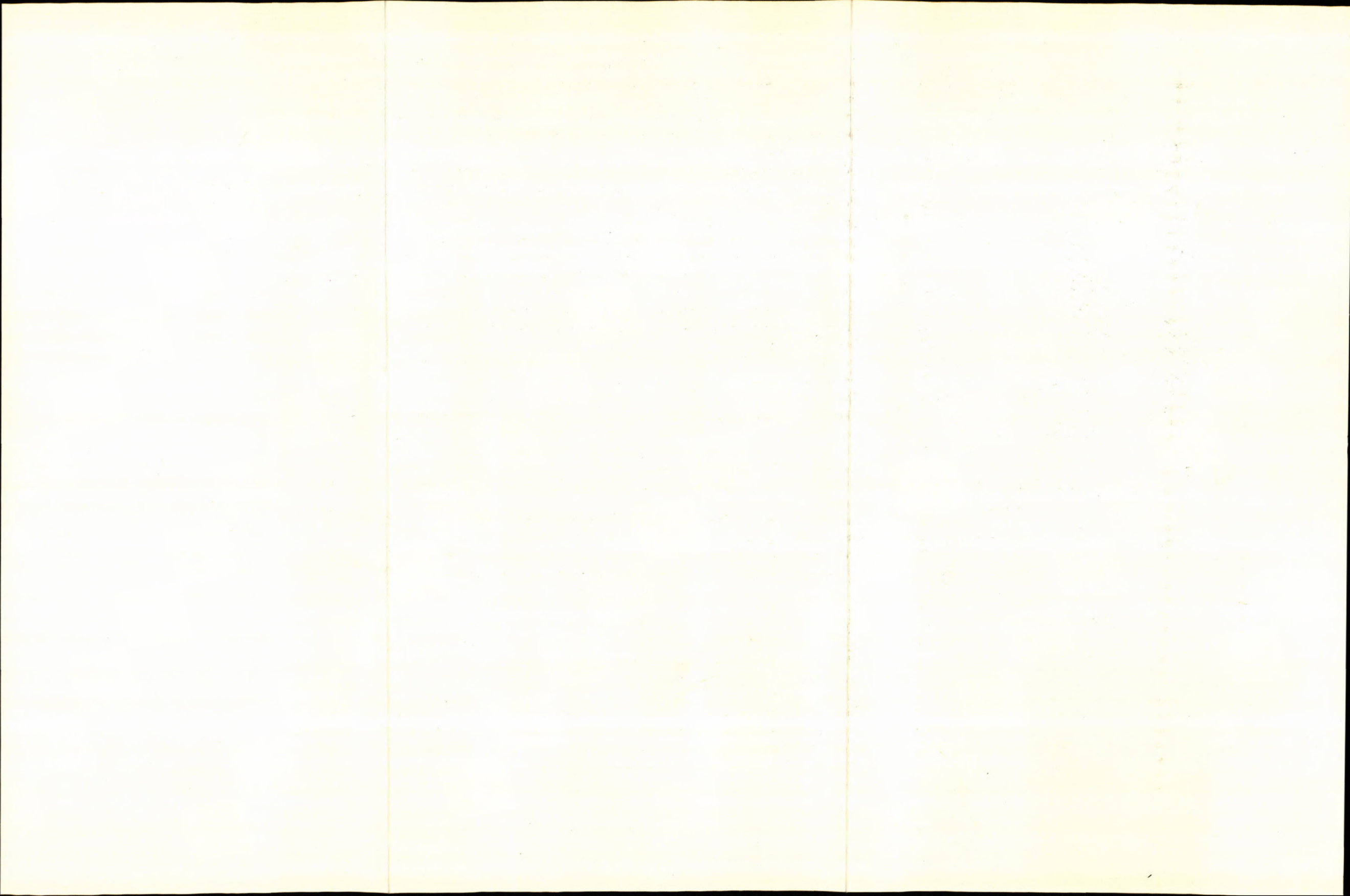


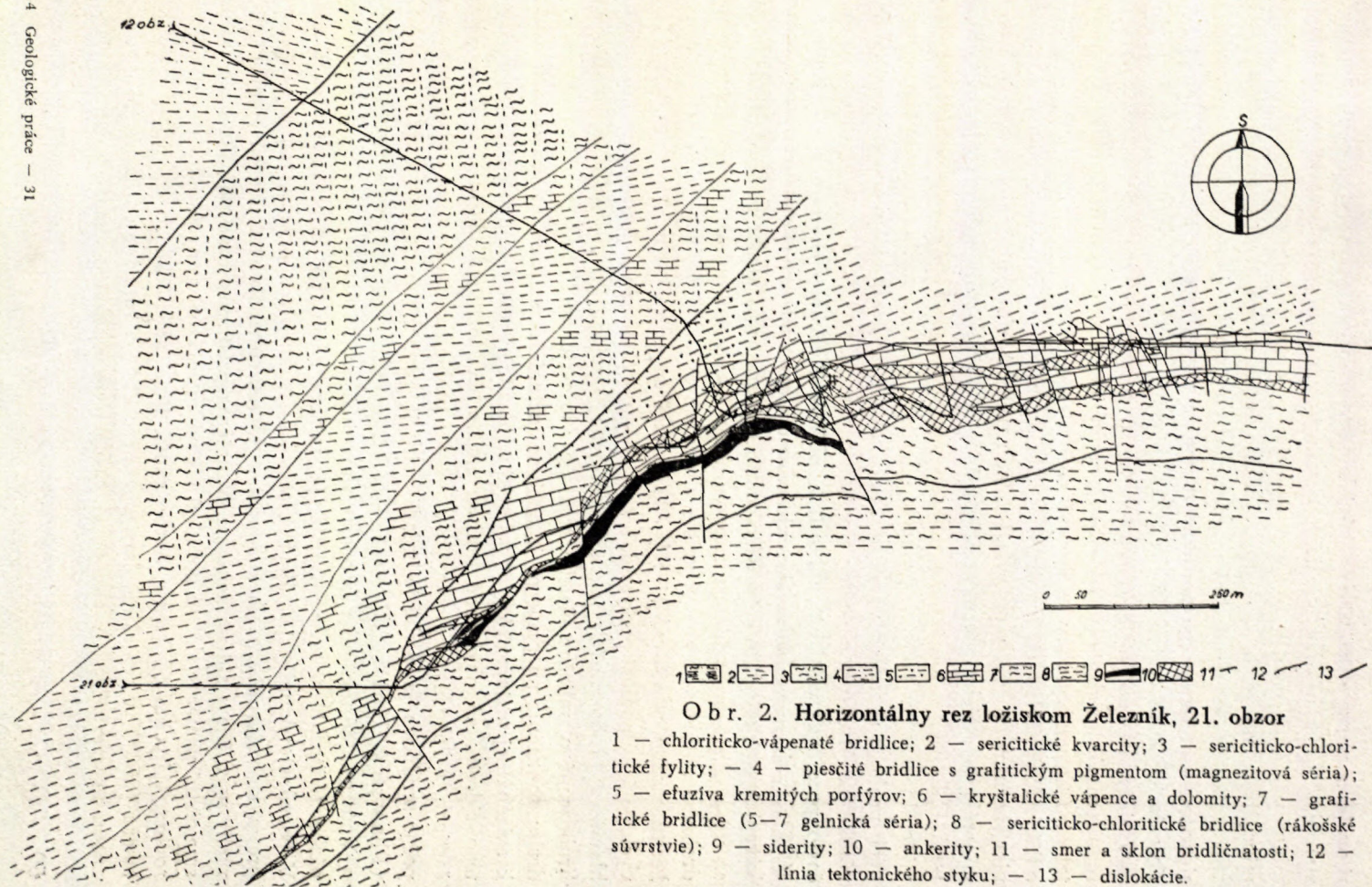
2

Obr. 3. Pozdĺžny rez ložiskom Železník



1 – sericitický kvarcit; 2 – efuzíva kremitých porfýrov; 3 – kryštalické vápence a dolomity; 4 – grafitické bridlice (2–4 gelnická séria); 5 – sericiticko-chloritické bridlice; 6 – chloritické brekciovité bridlice (5–6 rákošské súvrstvie); 7 – siderity; 8 – ankerity; 9 – línia tektonického styku





Obr. 2. Horizontálny rez ložiskom Železník, 21. obzor

1 — chloriticko-vápenaté bridlice; 2 — sericitické kvarcity; 3 — sericiticko-chloritické fylity; — 4 — piesčité bridlice s grafitickým pigmentom (magnezitová séria); 5 — efuzíva kremitých porfýrov; 6 — kryštalické vápence a dolomity; 7 — grafitické bridlice (5—7 gelnická séria); 8 — sericiticko-chloritické bridlice (rákošské súvrstvie); 9 — siderity; 10 — ankerity; 11 — smer a sklon bridličnatosti; 12 — línia tektonického styku; — 13 — dislokácie.

ritov je pomerne ostrý styk a súvislosť, resp. priame prechody neboli doposiaľ zistené. Táto skutočnosť vedie k domnienke o minimálne dvoch samostatných mineralizačných fázach. Keďže v siderite i v ankerite sa vyskytujú aj sulfidické minerály, je možné, že sa tu uplatnila ešte ďalšia mineralizačná fáza.

Nakoľko počas mineralizácie prebiehali tektonické procesy, dostali sa telesá sideritov a ankeritov po porudnej tektonike do postavenia a vzťahov, ktoré bez riešenia tektoniky celého ložiska ťažko objasniť.

V sideritoch, ako už bolo spomenuté, sú polohy svetlých šedožltých i tmavých šedočiernych farieb, takže ruda býva nepravidelne prúžkovaná na oboch okrajoch telesa (mocnosť pruhov je mm až cm). Túto skutočnosť si možno vysvetliť odlišnosťou základnej hmoty v priebehu zrudnenia, dokonalejším vyluhovaním horniny a väčšou kryštalizačnou schopnosťou pri mineralizácii, keďže minerály svetlých pruhov sú stredno až hrubozrné. Svetlé pruhy, obsahujú i dutiny, v ktorých sú dokonalejšie vyvinuté klence sideritov väčšie ako minerálne zrná v svetlých pruhoch sideritov. Odlišnú zrnitosť v svetlých a tmavých pruhoch si možno vysvetliť skutočnosťou, že grafitický pigment mohol snáď pôsobiť na štrukturálne odlišný vývoj metasomatózy. V dutinách sideritu veľmi často pozorovať vláskový müllerit a pyrit (4. šachta; Hejtmán — Konta 1952). Pyrit sa nachádza aj v niekoľko cm mocných kremenných žilkách, presekávajúcich siderit. Môže tu ísť o mladšiu kremeň-sulfidickú mineralizáciu, ktorá sa výraznejšie prejavuje na rudnom ťahu Rákoš—Nandráž. Pyrit sa vyskytuje drobne rozptýlený, alebo v podobe drobných žiliek aj v ankerite. V telesách ankeritu možno pozorovať aj mladšie kremeň-ankeritové žily, ktoré v štolni 12a vystupujú i v podloží porfyroidov v sericiticko-kvarcitických bridliciach. V ankerite, hlavne v hrubozrných partiách, môžeme pozorovať rôzne šošovky stredno až hrubozrného, mliečne bieleho kremeňa (so sericitom). Brekciovitá štruktúra sideritu poukazuje na pomerne intenzívne tektonické pochody, počas ktorých došlo k epizonálnej metamorfóze a k drveniu sideritu. Brekcie tmavošedého jemnozrnitého sideritu sú obklopené hrubozrnnejším svetložltým sideritom v okrajových častiach, z čoho usudzujeme, že v ložisku prebiehala buď vnútrorudná tektonika počas zrudňovania, alebo je mladší siderit produktom regeneračných procesov (Ila v s k ý 1961).

Vnútrorudná tektonika sa opakovala najmä pozdĺž hlavnej línie, pričom vznikla pásková štruktúra; zriedkavejšia je mineralizácia po priečných štruktúrach. V porudnej tektonike je nápadná pestrosť štruktúrnych prvkov, najmä poklesov, prešmykov, posunov a ich kombinácie. Okrem priečných porúch sú známe i poruchy pozdĺžne a subhorizontálne. V nateraz prístupnej časti banských priestorov sme zistili pomerne zložitú porudnú tektoniku, hlavne v ohybových častiach osovej roviny. Západne od šachty Anton osová línia prechádza zo SZ (310°) do JZ smeru (260°), v centrálnej časti do smeru 225° a západne od šachty Müller ide znovu do smeru 250°. V ohybových častiach osovej línie dochádza k deformáciám;

v severnej časti ohybu sú poruchy diagonálne, kým centrálna časť ohybu osi je postihnutá priečnymi poruchami. U diagonálnych porúch s úklonom k V i k Z prevládajú smery $5-350^\circ$ so strmými úklonmi, v centrálnej časti hlavne dislokácie smerov 320° a 350° so strmým úklonom k V.

Vyskytujú sa i iné systémy porúch smeru $10-355^\circ$, najmä v južnom ohybe osovej línie v najzápadnejšej časti ložiska, kde rovina osi prechádza do vonkajšieho prehybu. V tejto časti sú dislokácie početnejšie a pestrejšie. I tu prevládajú smery 320° so strmým úklonom k V i Z, pozdĺž ktorých východné časti tektonických kryh sú nasúvané na kryhy ležiace západnejšie. Vyskytujú sa i smery 275° , 310° a 355° . V západnej časti sú ankerity presunuté po pozdĺžnych poruchách cez vápence na chloriticko-sericitické bridlice podložného súvrstvia karbónu. Siderity sa v tejto časti ložiska nezistili.

Medzi zrudnením a tektonikou môžeme konštatovať určité vzťahy, ktoré však zatiaľ nie sú jednoznačne objasnené, hlavne u ložísk metasomatických. Pre ich riešenie treba ďalej študovať štruktúry hlbínnej stavby a riešiť zákonitosť v rozložení úžitkových zložiek a vo vzťahu hlbinných a povrchových štruktúr.

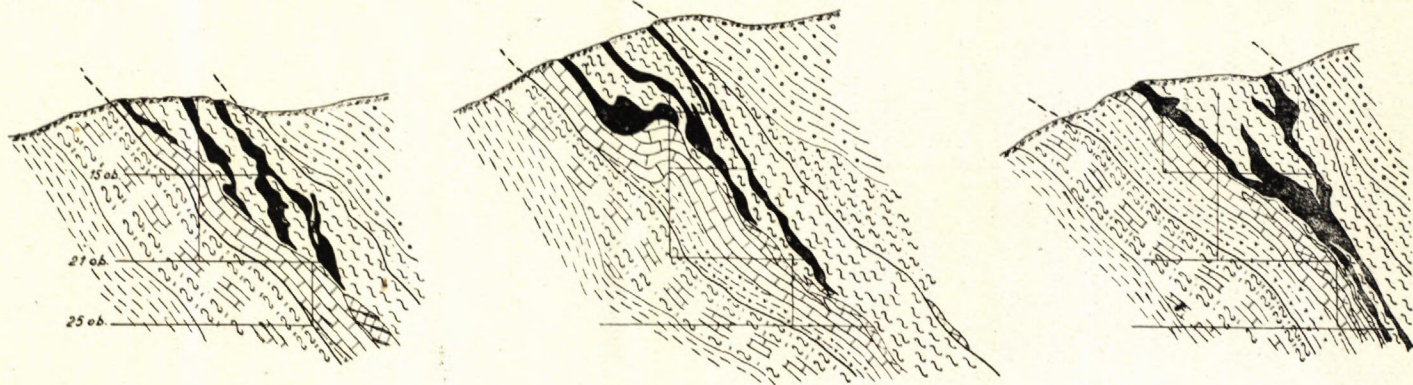
Na ložisku Železník sme zatiaľ mohli bližšie poznať, ktoré tektonické deformácie boli najpriaznivejšie pre hlavné zrudňovacie procesy a ďalšie prínosové periódy.

U tektonických deformácií nadložných a podložných, hornín patriacich prednej tektonike môžeme pozorovať niekoľko klivážnych plôch, z ktorých najvýraznejšia i so slabou kryštalizáciou prebieha v smere $275-285^\circ$, teda diagonálne k priebehu zrudnenia v rozpätí $15-25^\circ$. Druhá, menej výrazná plocha tiež spojená s vrásnivo-metamorfnými pohybmi, prebieha v smere 255° . Priebeh týchto plôch uzaviera s priebehom ložiska uhol $10-15^\circ$. Zriedkavejšie sa vyskytujú plochy zlomovej puklinovej kliváže. Ide o 2-3 plochy, priečne na priebeh zrudnenia pod uhlom $60-85^\circ$. Najvýznamnejšou z foliačných plôch je vrstevná bridličnatosť, pozdĺž ktorej prebiehalo zrudnenie. Táto bridličnatosť nesleduje vždy ani v smere ani po úklone pôvodnú vrstevnatosť; pozorujeme tu odchýlky 10 až 14° . Práve tieto plochy, ktoré bývajú najbližšie k priebehu plochy mechanickej inhomogenity, sú najvhodnejšie pre prenikanie rudonosných roztokov a pre ďalšie metasomatické procesy. Popri tektonických procesoch významnú úlohu zohralo i prostredie, najmä karbonátové súvrstvie, jeho polohy v grafitických bridliciach i samotné grafitické bridlice, ktoré ovplyvnili kryštalizáciu sideritov.

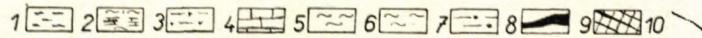
Tektonické procesy, prebiehajúce počas mineralizácie, potvrdzuje hlavne pásková štruktúra rudnej výplne a vývoj viacerých fáz mineralizačných periód pri ankeritizácii i pri vzniku sideritových telies. Samotné vystupovanie ankeritov a sideritov nasvedčuje na dva odlišné vývoje metalogenetických procesov. Vystupovanie sulfidických minerálov v rudných telesách, prenikanie týchto telies kremeň-pyritovými, kremeň-ankeritovými i karbonátovými žilkami po puklinách, ktoré sa vytvorili pri intermineralizačnej tektonike, poukazujú na viac fáz mineralizácie. Vnútromineralizačná tektonika prebiehala paralelne s hlavnou tektonickou líniou,

SZ -230°

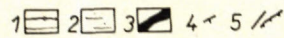
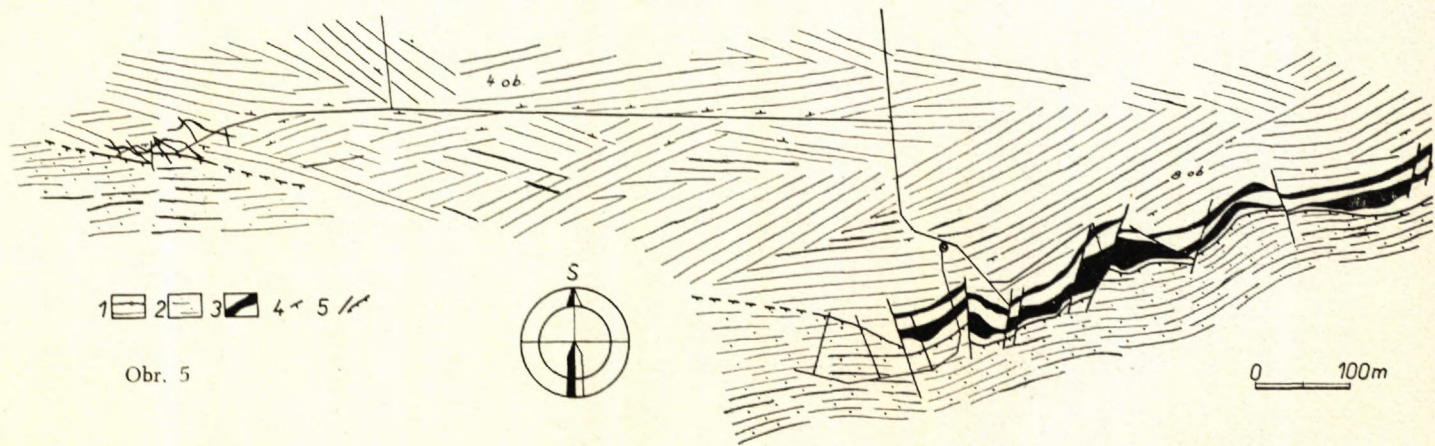
JV-50°



0 100m



Obr. 4



Obr. 5

ktorá vznikla najskôr počas alpínskej tektogenézy. Časť brekciovitej štruktúry rudnej výplne, hlavne u sideritov, vznikla už v priebehu vnútromineralizačných tektonických procesov, čo potvrdzuje obalovanie tmavošedých jemnozrnných sideritov hrubozrnnjším svetlošedým sideritom.

Počas porudnej tektoniky sa obnovovali staršie pozdĺžne priečne poruchy a vznikali nové poruchy v rámci kompetentnosti rigidných telies i vo vzťahu k okolným horninám.

Ložisko Rákoš

Pri štúdiu tektonických štruktúr na ložisku Rákoš sme sledovali i litologické pomery sedimentov v podloží a nadloží ložiska. Banské práce sú razené v podloží ložiska v pomerne monotónnom súvrství ílovito-piesčitých až slienito-piesčitých bridlíc s polohami piesčitých vápencov. Celé súvrstvie leží na rožňavsko-železníckej sérii, zaradujeme ho už k morskému permu (B y s t r i c k ý — F u s á n 1955).

Na Hg-ložisku Rákoš vo východnej časti od šachty vystupujú okrem bridlíc i kremité brekcie. Bridlice sú z ílovito-piesčitého materiálu, drobno až strednozrnné s klastickou sludou a chloritom. Vcelku sú slabo metamorfované. Štruktúra horniny je blastopelitická až blastopsamitická; kremité bridlice až kremence majú granolepidoblastickú štruktúru. Vrásnivo-metamorfné procesy zvýraznili charakter kvarcitov, ktoré sú zelenkavej, šedozelenej až šedomodrastej farby. Kremité brekcie považuje A b o n y i (1958) za sedimentárne; ide však najskôr o mohutnejšie hydrotermálne prekremenenie piesčitých bridlíc, pričom v blízkosti týchto brekcií vystupuje aj iný druh kremencov, vzniklých silicifikovaním okolných hornín. Kremité brekcie sú prestúpené žilkami sulfidov, avšak zvýšený obsah Cu-minerálov bol zistený len na ložisku Nandráž — Skalica (Š e v č í k 1956).

Západne od šachty vystupujú len bridlice — kremité a piesčité, šedozelenkavé až hnedasté od kysličníkov Fe; bridlice sú prestúpené drobnými žilkami sideritov, premenených na limonit. So sideritom tu vystupujú i žilky barytu.

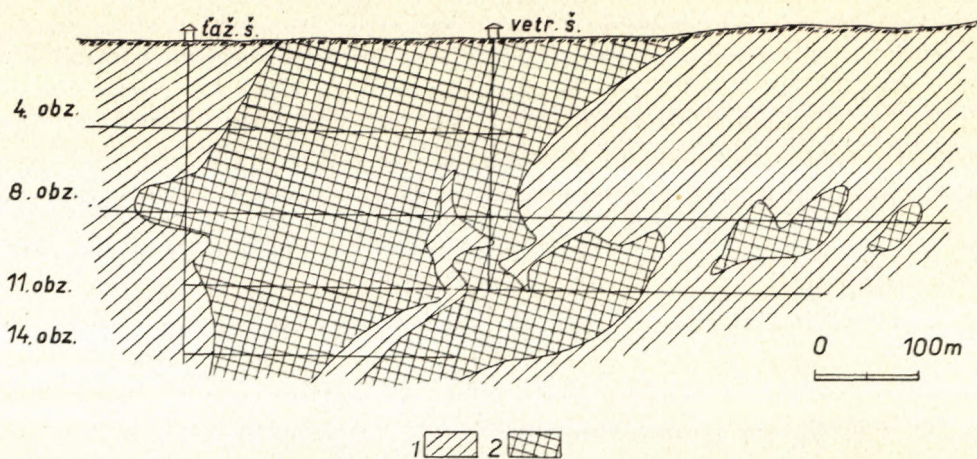
Na Fe-ložisku Rákoš sú faciálne pomery pestrejšie. Počínajúc nadložím je komplex zastúpený šedozelenými sludnatými pieskovecami so značným obsahom chloritu. Pieskovce prechádzajú do šedých až šedozelenkavých piesčito-ílovitých

O b r. 4. Priečne rezy ložiskom Železník (100 m Z od IV. š — po 100 m)

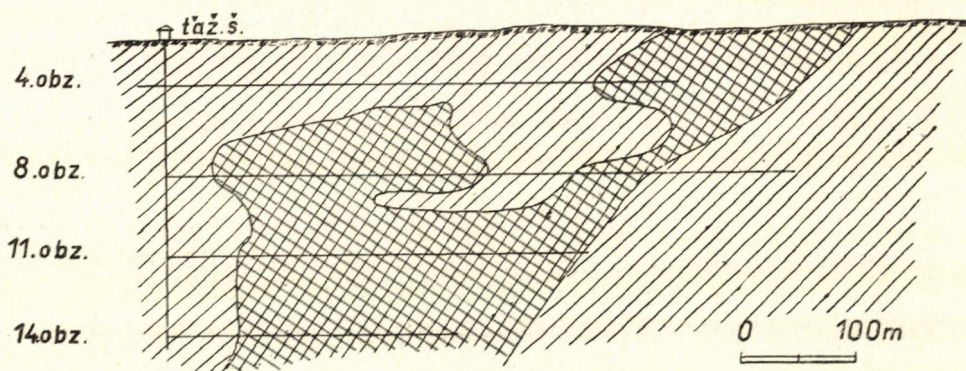
1 — sericitický kvarcit; 2 — chloriticko-vápenaté bridlice (1—2 magnezitová séria); 3 — efuziva kremitých porfýrov; 4 — kryštalické vápence a dolimity; 5 — grafitické bridlice (3—5 gelnická séria); 6 — sericiticko-chloritické bridlice; 7 — brekciovité chloritické bridlice a fylity (6—7 rákošské súvrstvie); 8 — siderity; 9 — ankerity; 10 — línia tektonického styku sérií.

O b r. 5. Horizontálny rez ložiskom Rákoš (4. a 8. obzor)

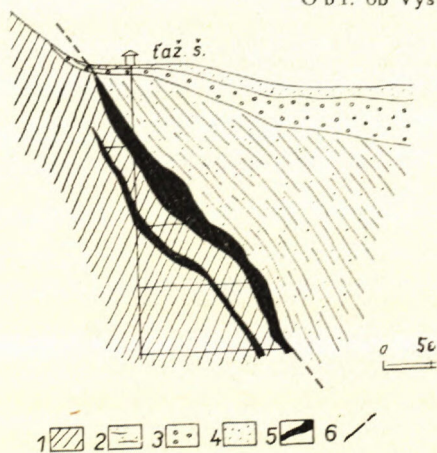
1 — ílovito-piesčité bridlice (perm); 2 — vápnité brekcie, prekryštalizované vápence a bridlice (meliatska séria); 3 — siderity; 4 — smer a sklon bridličnatostí; 5 — poruchy a línie tektonického styku.



Obr. 6a Pozdĺžny rez nadložnej žily ložiska Rákoš. 1 — okolná hornina (perm?); 2 — kremeň-sideritová výplň ložiska.



Obr. 6b Vysvetlivky: viď obr. 6a



Obr. 7. Priečný rez ložiskom Rákoš. 1 — ílo-vito-piesčité bridlice (morský perm?); 2 — meliatská séria; 3 — pliocénne sedimenty (poltárska formácia); 4 — svahová hlina a aluviálne náplavy; 5 — siderity; 6 — línia tektonického styku sérií.

bridlic, v ktorých sú súvislejšie polohy piesčito-vápntých bridlic až piesčitých vápencov, čiastočne zatlačovaných v západnej časti ložiska Fe-metasomatózou. Smerom do podložia nasledujú kremito-piesčité bridlice, ktoré sa striedajú s netypickými kremencami šedohnedastej farby. Brekciovito-kremencové súvrstvie karbónu nebolo banskými prácami zachytené.

Štruktúrno-tektonické pomery

Ložisko Rákoš prebieha v blízkosti styku permu s meliatskou sériou, pričom počas mladších tektonických procesov vrásnenia bola meliatska séria nasunutá na perm. K týmto pohybom došlo po zrudnení, čo potvrdzuje skutočnosť, že v tektonickej brekcii sa nachádzajú i ostrohranné útržky sideritu, barytu, spekularitu a žilného kremeňa. Pri pozdejších tektonických pohyboch došlo pozdĺž styku rožňavsko-železnickej série s meliatskou sériou k poklesu, pričom sa vytvorila menšia depresia vo forme priekopovej prepadliny, vyplnenej pliocénnymi sedimentmi (až 80 m), zastúpenými poltárskou formáciou. V blízkosti poruchy sú horniny značne rozložené a vybielené jednak povrchovými vodami, jednak hydrotermálnymi roztokmi, ktoré spôsobili i Hg mineralizáciu.

V horninovom komplexe sme zistili niekoľko plošných a lineárnych štruktúr. K najstarším štruktúram patria klivážne plochy v smere 255–275°. Variovanie smeru priebehu je podmienené tým, že po zbridličnatení boli horniny v dôsledku bočných tlakov zvrásnené a roviny *ab*-osí ohnuté pozdĺž osi *c*. V pozdejších fázach vrásnenia vznikli ďalšie klivážne plochy s výraznými lineárnymi štruktúrami a stebelnatou textúrou. Tieto plochy majú priebeh v smere 230–245°. Úklon starších klivážnych plôch (SZ i SV) je najmä v západnej časti ložiska prevažne k S, u mladších plôch k J (JV). V prvom prípade ide o miernejšie úklony (25 až 30°, zriedkavo až 50–70°), v druhom prípade sú úklony strmšie (nad 70°). V blízkosti šachty výrazne vystupuje tretia skupina klivážnych plôch v smere 185–190° so strmými úklonmi k V. Pozdĺž týchto plôch došlo i k menším pohybom a prešmykom. Okrem týchto pohybov môžeme pozorovať (podľa vráskovania) i vyzdvihovanie vnútorných častí komplexu, ku ktorému mohlo dôjsť najskôr pri pozdejších epeirogénnych pohyboch. Ojedinele sa vyskytujú klivážne plochy, ktoré prebiehajú v smere 310° s úklonom 80° k východu. V tomto prípade ide o zvýraznenie puklinových klivážnych plôch v dôsledku mladších tektonických pohybov.

Lineárne štruktúry, ktoré sú tiež na viacerých foliačných plochách, ťažko odlišit od vrások a vrás nižšieho radu, lebo v mnohých prípadoch dochádza k interferencii oboch štruktúr. Vrásky však nebývajú vždy výsledkom tých istých pohybov ako lineácie, lebo lineárne štruktúry neprebíhajú vždy súhlasne s osou vrás. Podľa štúdia ich vzájomných vzťahov drobné vrásky vznikali za relatívne mladších pohybov. Lineárne prvky a drobné vrásky upadajú prevažne k SV alebo k JV, iba ojedinele majú úklon na SZ, prípadne na JZ. Najčastejšie prebiehajú lineárne

prvky v smere 85° k SV s premenlivými úklonmi 10–50°, potom v smere 60° k SV so strmšími úklonmi až 80°, zriedkavejšie 155 k JZ, 30 k SV, 5 k SV a 280° k SZ.

Pukliny a trhliny vznikali súčasne pri vytváraní jednotlivých klivážnych plôch a prebiehajú buď transversálne, alebo diagonálne podľa plasticity hornín, vystavených tlakom v rôznych štádiách vrásnenia. Ide v podstate o *ac* a *bc* pukliny. Počas vrásnenia pri vzniku flexúr dochádzalo i k pretrhávaniu ramien vrás pozdĺž flexúr a vznikala tak vrásová kliváž, ktorá môže byť prípadne aj paralelná s osovou rovinou vrásky.

Tektonicko-metalogenetické pomery

Sideritové ložisko v banskom poli Fe-Rákoš je hydrotermálne, miestami hydrotermálne-metasomatické a prebieha v smere SV–JZ (75–255°) s určitou odchýlkou. Ložisko predstavuje západné pokračovanie rudného ťahu, ktorého známe výskyty začínajú na Bradle banskými poliami Rudolf, Tagbau a Zlatná, a západne od Mačkovej doliny štôľňami Emília, Angelika, Petrlína a Lajoš. Hospodársky najvýznamnejšia je najzápadnejšia časť ťahu, a to ložisko Rákoš. V jeho podloží vo vzdialenosti 400 m prebieha ďalšie Fe zrudnenie, sledované štôľňou Friderika. Podložné ložisko má tiež SV–JZ priebeh. Ložisko Rákoš má na východnej strane charakter pravej žily, ktorá sa člení na dve časti — nadložnú a podložnú, vzdialené od seba maximálne na 80 m. Mocnosť ložiska je veľmi nepravidelná (miestami vyše 20 m). Podľa mineralogického zloženia prebiehalo i na tomto ložisku niekoľko fáz zrudnenia. V rudnej výplni môžeme pozorovať polohy kremeň-sideritu s hrubozrnnou štruktúrou, sideritu so stredno až jemnozrnnou štruktúrou, ďalej polohy kremeň-siderit-ankeritu so sulfidmi, kremeň-siderit-spekularitu a barytu. Ložisko je ešte poprestupované bielym hydrotermálnym kremeňom bez zrudnenia. K najmladšej mineralizácii patrí kremeň-sulfidické zrudnenie vo forme žiliek a impregnácií.

Priebeh rudných telies a jednotlivých klivážnych plôch vzájomne nesúvisia, miestami sa však prekrývajú a sú najbližšie ku klivážnym plochám, najviac zhodným s vrstevnou bridličnatosťou. Keďže v horninovom komplexe sa klivážne plochy prestupujú v niekoľkých smeroch, zrudnenie, ktoré je mladšie ako vznik klivážnych plôch, prenikalo po líniiach, ktoré sa obnovovali v priebehu mladších fáz horotvorných procesov. Obnovovanie pohybov po starších poruchách spadá do obdobia, keď v neoidnej magme došlo k odštiepeniu Fe zložky od ostatných komponentov a k jej vylučovaniu vo forme roztokov.

*

Napokon ešte niekoľko poznámok o vzťahu zrudnenia k piesčito-karbonátovým polohám. Na východnej strane ložiska v permskom súvrství neboli dosiaľ zistené karbonáty. V nadložnom súvrství meliatskej série vystupuje čiastočne ankeritizo-

vaná poloha karbonátov. V banskom poli Rákoš Fe sa vápence zistili pri sledovaní ložiska na Z, a to na 8. obzore, kde sú metasomaticky zatlačované ankeritmi (cca 10 m mocná poloha) a kde sa nachádzajú i nepremenené vápence, ako aj v západnej časti 4. obzoru. V tejto časti je mohutnejšia poloha piesčitých vápencov až vápenatých bridlíc, striedajúcich sa s kremencami a kremenitými bridlicami. Vápence i okolné horniny sú prevrásnené; ich bridličnosť je uklonená k S a ich priebeh sa nestotožňuje s priebehom ložiska — ložisko prebieha v smere SV—JZ, vápence v západnej časti v smere SZ—JV (285—300°). Ložisko končí na západe tektonicky na priečnej poruche; za jeho pokračovanie možno považovať kremeň-sideritové zrudnenie, zistené vrtom Č-7 SV od Červeňan (A b o n y i 1958), nafárané i banskými prácami na 4. obzore 700 m SZ od šachty. Ide o dvojmetrovú žilu, miestami limonitizovanú, ktorá sa smerne strieda so silne prekremenými polohami okolných hornín. Prekremené polohy hornín sú tektonicky značne drvené a nadobúdajú vzhľad brekciovitej horniny. Preto sa často zamieňajú, prípadne stotožňujú so sedimentárnymi brekciami rožňavsko-železníckej série.

K porudnej tektonike patria pozdĺžne i priečne poruchy s amplitúdou do 20 m, ktoré delia ložisko na tektonické bloky. Tieto poruchy sa najviac uplatnili v blízkosti ťažnej šachty. Priečne poruchy sú mladšie než pozdĺžna popaleogénna porucha na styku permu s meliatskou sériou, ktorá je nimi posúvaná o rôznej amplitúde. Ide pravdepodobne o predmezozoickú, v období alpskej tektogenézy omladenú tektonickú líniu, založenú už v priebehu hercýnskych horotvorných pochodov. Aj priečne poruchy patria najskôr k hercýnskym štruktúram, avšak k pohybovým pozdĺž nich došlo aj po hlavnom alpsko-karpatskom vrásnení.

Doterajšie výsledky štruktúrno-tektonickej analýzy ukazujú, že závislosť zrudnenia od priebehu tektonických línií hlavne v povrchových častiach nemožno jednoznačne objasniť len štúdiom tektoniky. Pre riešenie týchto problémov je žiadúca jednak detailná geologická mapa, zostavená hlavne na základe faciálne-litologického štúdia, jednak dôkladné mineralogicko-geochemické a paragenetické spracovanie rudnej výplne. Pre určenie jednotlivých mineralizačných periód, prípadne vývojových epoch v závislosti na tektonických pochodoch je dôležité objasniť vzťahy hlbínnej tektoniky k zdrojom zrudnenia. Takýto komplexný výskum môže viesť aj k zisteniu nových rudných rajónov.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

Lektoroval pg. L. Snopko

LITERATÚRA

- [1] Ahlburg J., 1913: Über die Natur und das Alter des Gömörer Erzgebirges. *Mittel. aus dem Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt.* Bd XX, Heft 7, Budapest. — [2] A b o n y i A., 1958: Ročná zpráva o geologicko-prieskumných prácach prevedených na probléme Rákoš-Hg. *Rukopis, Geofond, Bratislava.* — [3a] A ž g i r e v G. D., 1956: *Strukturnaja geologija.* Moskva. —

[3b] Belousov V. V., 1954: Osnovnyje voprosy geotektoniky. Moskva. — [4] Bernard J. H., 1961: Mineralogie und Geochemie der Siderit-Schwespatgänge mit Sulfiden im Gebiet von Rudňany (Tschechoslowakei). Geol. práce, Zprávy 58, Bratislava. — [5] Böckh H., 1903: Die geologischen Verhältnisse des Vashegy, des Hradek und der Umgebung dieser (Komitat Gömör). Mitteil. aus dem Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt. Bd XIV, Heft 3, Budapest. — [6] Böckh H., 1908: Über die geologische Detailaufnahme des in der Umgebung von Nagyróce, Jolsva und Nagyszlabos gelegenen Teiles des Szepes-Gömörer Erzgebirges. Jahresbericht d. k. ung. geol. Anstalt, Budapest. — [7] Engels B., 1959: Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutschen Paleozoikum. Geotektonische Forschungen; herausg. v. Stille und Lotze Schweizerbart, Stuttgart. — [8] Grenár A., 1959: Príspevek k mineralogii, petrografii a paragenese některých rudných ložísek západní části Spišsko-gemerského rudohoří (obl. Železníka, Rákoše, Nandráže, Hrádku u Jelšavy). Geol. práce, Zprávy 13, Bratislava. — [9] Gregor T., 1962: Šturktúrno-geologické pomery na ložisku Železník. Geol. práce, Zoš. 61, Bratislava. — [10] Hanuš V., 1955: Zpráva o studiu Fe-metasomatósy ve Spišsko-gemerském rudohoří. Zprávy o geol. výskumech ÚÚG, Praha. — [11] Hejtmán B. — Konta J., 1952: Zpráva o petrografickém výzkumu ložiska sideritu a ankeritu v Železníku. Rukopis; Geofond, Praha. — [12] Hills E., 1953: Outlines of structural geology. London. — [13] Ilavský J., 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zoš. 41, Bratislava. — [14] Kotásek J., 1959: Geologické pomery v okolí Železníka. Geol. práce, Zoš. 56, Bratislava. — [15] Maheľ M., 1953: Niekoľko stratigraficko-tektonických úvah o gemeridách. Geol. sborník IV/4-1, Bratislava. — [16] Mášková M., 1954: K tektonické analýze krystalinika (Drobná tektonika Ľrkonoš). Knihovna ÚÚG XXVII, Praha. — [17] Mášková M., 1956: Niektoré problémy metalogenese a hľadání rudných ložísek v Spišsko-gemerském rudohoří. Geol. práce, Zprávy 8, Bratislava. — [18] v. Papp K., 1919: Die Eisenerz- und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. Budapest. — [19] Rozenkranc O., 1957: Mineralogicko-petrografický rozbor vzoriek z lokality Železník-okolie. (In Výročná zpráva o predbežnom prieskume na objekte Železník-okolie.) Rukopis; Geofond, Bratislava. — [20] Rozložník L., 1961: Tektonické postavenie rudných ložísk medzi Dobšinou a Mlynkami. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [21] Sander B., 1950: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper; I, II Springer Verlag, Wien. — [22] Sitter L. L., 1956: Structural geology (preklad), Moskva. — [23] Súľovec J., 1956: Výpočet zásob sideritu a limonitu na ložisku Rákošská Baňa so stavom k 1. 8. 1956. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [24] Ševčík — Katýk, 1951: Zpráva o výskume železorudného ložiska na Železníku. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [25] Ševčík R., 1956: Výročná zpráva o predbežnom prieskume na objekte Železník-okolie. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [26] Ševčík R., 1958: Záverečná zpráva o výpočet zásob z ložiska Železník-okolie, Fe+Cu so stavom k 31. XII. 1957. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [27] Šípek V., 1958: Petrografický rozbor vzoriek z lokality Železník-okolie, (In Záverečná zpráva a výpočet zásob z ložiska Železník-okolie, Fe+Cu so stavom k 31. XII. 1957). Rukopis; Geofond, Bratislava. — [28] Šuf J., 1935: Poznámky o geologii rudní oblasti železnické na Slovensku. Báňský svět, Praha. — [29] Trdlička Zd., 1955: Mineralogicko-petrografický rozbor materiálu z lokality Železník a Ploské. (In Výročná zpráva a výpočet zásob z ložiska Železník-okolie, Fe+Cu so stavom k 31. XII. 1957). Rukopis; Geofond, Bratislava. — [30] Trdlička Zd., 1956: Mineralogicko-petrografický rozbor rudného materiálu z lokality Železník. (In Výročná zpráva o predbežnom prieskume na objekte Železník-okolie.) Rukopis; Geofond, Bratislava. — [31] Varček C., 1955: K otázke vzniku a rozšírenia albitu na sideritových žilách v okolí Rožňavy. Geol. práce, Zprávy 11, Bratislava. — [32] Varček C., 1955: Zpráva o mineralogicko-geochemickom výskume ložísk južného pásma Spišsko-gemerského rudohoria. Rukopis; Geofond, Bratislava.

DIE BEZIEHUNG DER MINERALISATION ZU DEN STRUKTUR-TEKTONISCHEN VERHÄLTNISSEN AUF DER LAGERSTÄTTE ŽELEZNÍK UND RÁKOŠ

Die Sideritlagerstätte von Železník im Zips-Gömörer Erzgebirge gehört zu den hydrothermal-metasomatischen Vererzungstypen. Die Karbonat-Lagen, welche durch die Fe-Vererzung verdrängt werden, gehören zu den höheren Schichtfolgen der Gelnica-Serie (Altpaläozoikum). Die reichste Vererzung ist in der Nähe der tektonischen Linie entwickelt, längs welcher das Altpaläozoikum auf Karbon-Schichten überschoben wurde. Diese Überschiebung dürfte während der Kreide stattfinden.

Die Vererzung verfolgt Strukturen, die sich während der alpinen Orogenese gebildet haben. Zu den älteren Strukturen gehören die *Klivage-Flächen* in Richtung $275-285^\circ$, die mit dem Verlauf der Lagerstätte einen Winkel zwischen $15-25^\circ$ schliessen. Bei den Schiefen ist in dieser Richtung auch schwache Kristallisation zu beobachten, die bei der epizonalen Metamorphose entstanden war. Weitere, nicht so ausgeprägte Klivage-Flächen, deren Bildung auch auf relativ jüngere faltungs-metamorphe Prozesse gebunden ist, verlaufen in Richtung 255° . Die Lagerstätte quert sie auch diagonal unter dem Winkel $10-15^\circ$ durch. Älter als die Vererzung dürfen auch die Klivage-Flächen sein, die infolge der Brüche und Spaltungen entstanden, welche die Lagerstätte unter dem Winkel zwischen $60-85^\circ$ streifen.

Zu den wichtigsten Klivage-Flächen gehört die „Schichtungsschieferigkeit“, mit der die Vererzung parallel verläuft. Nicht immer verfolgt sie (sowohl was die Richtung, als auch das Fallen anbelangt) die ursprüngliche Schieferung. Diese Flächen sind für das Vordringen der erzführenden Lösungen am besten geeignet.

Die metasomatischen Prozesse verliefen in mehreren Mineralisationsphasen. Für die älteste Phase halten wir die Ankerit-Mineralisation; jünger als diese ist die Siderit-Mineralisation und zu den späteren Vererzungsphasen zählen wir die sulphidische Vererzung.

Während der Vererzungsprozesse verlief auch die tektonische Tätigkeit, da der Erzkörper von Quarz-Ankerit-Gängchen durchquert ist; durch die Querspalten wurden auch die jüngeren Sulphiden, die Karbonat-Gängchen und Gängchen des milchweissen Quarzes (ohne Spuren nach Vererzung) ziemlich stark gestört.

Neben der eigentlichen, an einzelne Mineralisationsperioden gebundenen Vererzung, sind an der Lagerstätte auch Rekristallisationsprozesse des Ankerit, Siderit und Kalzit zu beobachten, welche mit der Zwischen- und Nachvererzungstektonik zusammenhängen. Während der tektonischen Tätigkeit nach der Vererzung kam es vor allem zur Erneuerung der älteren Längs- und Querstörungen, aber es haben sich auch neue Störungen gebildet. Längs dieser neueren Brüche wurde auch die Lagerstätte in Schollen, stellenweise auch in Längslinsen zerstückelt. Einzelne Schollen wurden dann übereinander überschoben, manche wiederum sanken.

Auf der Lagerstätte Železník waren auch intensive Oxydationsprozesse im Gange, die zur Bildung zahlreicher hypergenen Minerale führten. Sie reichten bis etwa 350 m tief.

Die Lagerstätte Rákoš liegt etwa 4,5 km SSO von Železník, hat denselben Charakter wie Lagerstätte von Železník und liegt auf der tektonischen Linie, die am Kontakte der Rožňava—Železník-Serie (Karbon, Perm ?) und der Meliata-Serie (Perm-Trias) verläuft. Die Vererzung verlief ähnlich wie in Železník längs der Schichtungsschieferigkeit. Die Klivage-Flächen, welche den Erzgang schneiden, verlaufen entweder in Richtung $255-275^\circ$ oder $230-245^\circ$. Das Fallen der älteren Flächen ist $25-30^\circ$ nach Norden, der jüngeren etwa $70-80^\circ$ nach Süden. Zu den jüngsten Vorvererzungsklivagen gehören die Querflächen in Richtung $185-190^\circ$ mit starkem Fallen.

Auch auf dieser Lagerstätte verlief die Mineralisation in mehreren Phasen; die älteste ist die

Quarz-Siderit-Mineralisation mit grob, mittel- und feinkörniger Struktur des Siderit. Dann folgte die Quarz-Siderit-Ankerit-, Quarz-Siderit-Spekularit-, die Schwerspat- und die Quarz-Mineralisation. Die tektonische Tätigkeit, die nach der Vererzung verlief, ist quer durch die Lagerstätte gerichtet und an jüngere Prozesse gebunden, welche nach Paläogen stattfanden.

*Geologisches Institut D. Štúr's.
Bratislava*

PETR LÁZNIČKA

GEOLOGICKO-MINERALOGICKÉ POMĚRY RUDNÍHO VÝSKYTU DÚHOVO A JEHO OKOLÍ

Úvod

V letech 1961 a 1962 jsem podrobně zmapoval a mineralogicko-petrograficky zpracoval drobné opuštěné Pb-Zn ložisko Dúhovo, ležící v zóně Kohúta V od Tisovce. Přestože ložisko samo o sobě není ekonomicky nadějně, nebylo dosud zpracováno v literatuře snad proto, že většina ložiskářské a báňsko-historické literatury z okolí Tisovce se zabývá železorzudným a kyzovým okrskem severně od města. Zmapované území se rozkládá jižně od silnice Tisovec—Muráň od okraje Tisovce na západě zhruba k potoku Losinec na východě. Jižní hranice je tvořena potokem Stracená.

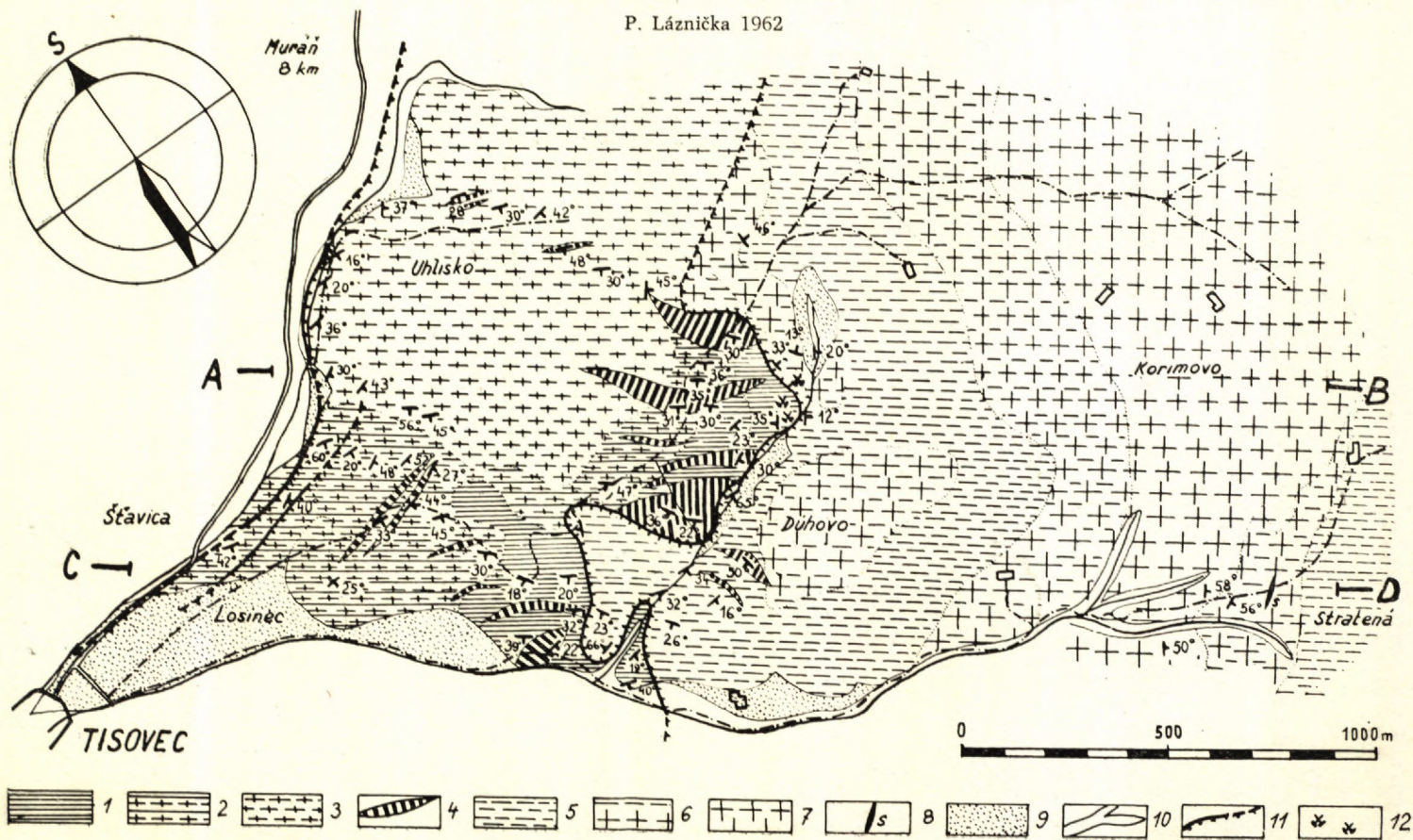
Zkoumané území bylo poprvé přehledně geologicky zpracováno v rámci mapování Vídeňského geologického ústavu. Až do roku 1932 nebyla oblast kohútské zóny jižně a východně od Tisovce podrobněji zkoumána. V. Z o u b e k (1932) vyčlenil „zónu muráňskou“ (nynější královoholskou), tehdy ještě počítanou ke gemeridám, a zmiňuje se o zóně jižnější, nazývané „zónou migmatitovou“. Na jih od ní je „zóna granátických svorů“. M. K u ť v a r t (in J. K o v a ř í k — M. K u ť v a r t — Z. P o u b a, 1954) mapoval „tisoveckou zónu“ v okolí Muráň a zjistil, že hranice „migmatitové zóny“ se „zónou granátických svorů“ není jednoznačná, protože horniny obou zón se vzájemně prostupují v podobě širokých pruhů. V. Z o u b e k (1954) zjistil, že mezi Tisovcem a Muráňskou Hutou se mezi severní migmatitové pásmo a muráňskou linii vkládá pásmo granátických svorů s ložními ortorulovými tělesy. Podle nové koncepce M. M á š k y a V. Z o u b k a (1961) je podzóna kohútská samostatným „mladoproterozoickým“ strukturním patrem, které se na severu stýká s podzónou královoholskou — nejjižnější jednotkou „tatrika“. Jižní omezení kohútské podzóny je transgresivní, dané na povrchu erodovaným okrajem mladého spišsko-gemerského paleozoika. Je třeba připomenout, že s touto koncepcí nesouhlasí někteří geologové.

Ve vysvětlivkách k listu Banská Bystrica rozděluje V. Z o u b e k (1959) kohútskou podzónu na tři tektonické šupiny: dvojslídnych granátických svorů

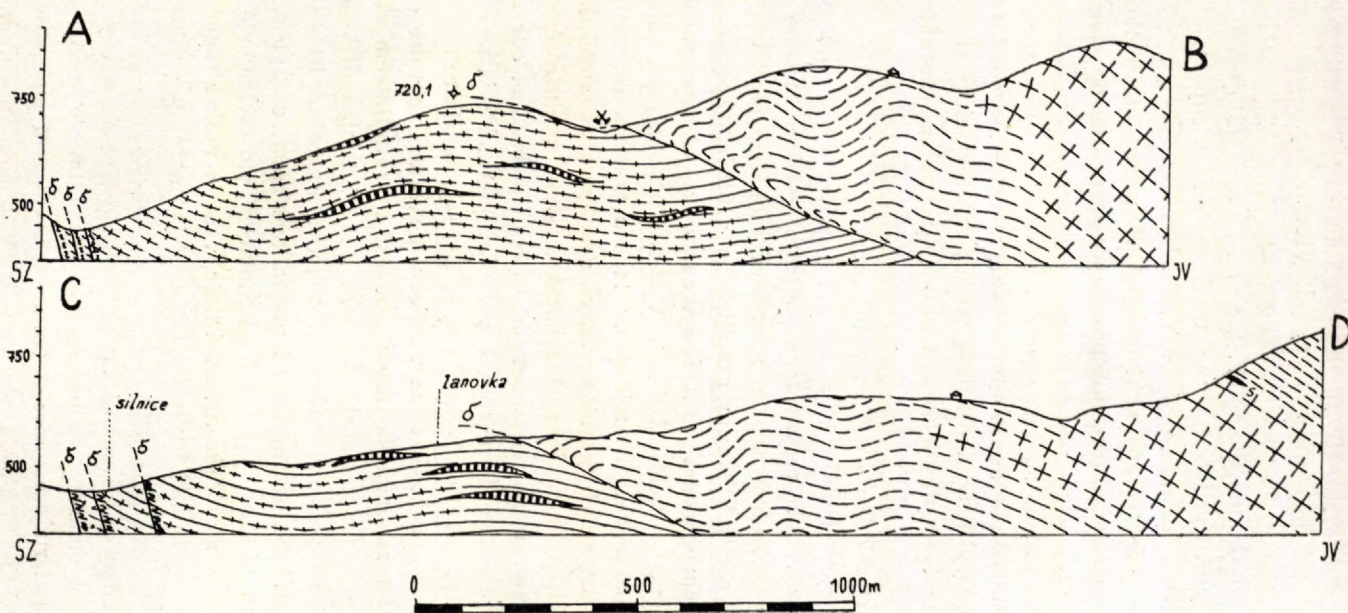
Geologická mapa východního okolí Tisovce

(Vysvětlivky viz u profilů, s. 63)

P. Lázníčka 1962



Geologické profily vých. okolí Tisovce



Tektonická šupina pararul + ortorul: 1 – biotitické plagioklasové pararuly, 2 – migmatity – přechodní člen mezi biot. pararulami a synkinematickými ortorulami; 3 – synkinematické (muskoviticko-) biotitické, s lidou chudé ortoruly, 4 – amfibolity; tektonická šupina granitů-migmatitů se svorovým pláštěm: 5 – svory, převážně muskovitické, méně biotiticko-muskovitické, anebo chloriticko-muskovitické,

často s granátem, 6 – slabě migmatitizované svory, 7 – granity a migmatity převážně biotitické, méně muskoviticko-biotitické, 8 – čůčka granátovce ve vých. cípu mapy; pokryvné útvary: 9 – svahové hlíny, sutě, 10 – holocenní náplavy; jiné: 11 – příkrovové dislokace, 12 – opuštěné práce na ložisku Dúhovo.

s amfibolity a ortorulami; syntektonických granitů s migmatitovým pláštěm; dvojslídnych granátických svorů bez ortorul. Všechny tyto jednotky ve smyslu V. Zoubka jsou ve studovaném terénu zastoupeny.

Podle výsledků nového mapování (P. L á z n i č k a, 1962) jsou ve studovaném území zastoupeny pravděpodobně pouze dvě tektonické šupiny, které však neodpovídají beze zbytku šupinám v pojetí V. Zoubka.

Severozápadní část je tvořena sérií biotitických pararul se synkinematickými světlými ortorulami, které se vzájemně prolínají a přecházejí do sebe prostřednictvím hybridních hornin zcela obdobně, jak to pozoroval M. Kužvart v severozápadním sousedství našeho terénu. Stejně tam jako i ve studovaném terénu jsou přítomny hojné ložní polohy amfibolitů, obvykle menších mocností. Ortoruly vnikají prstovitě do pararul nebo amfibolitů, takže jejich tektonický styk je vyloučen. Při mapování nelze také přesně rozlišit hranici pararul a ortorul pro pozvolné přechody.

Jihovýchodní část skládají svory převážně muskovitické a většinou granátické, rozšířené jednak v okolí Dúhova a jednak v nejvýchodnějším cípu mapy u Stracené. Mezi svory se vkládá nepravidelné, několik set metrů mocné těleso biotitických až muskoviticko-biotitických migmatitů, lokálně přecházejících až do hrubozrnných porfyrovitých hornin granitického vzhledu (Zoubkova zóna granitů s migmatitovým pláštěm). L. K a m e n i c k ý (1963) považuje pásmo granátických svorů ve východní části listu Vysoké Tatry za pruh silně stlačených diaforitizovaných parahornin a zmiňuje se také o potížích při rozlišování jednotlivých typů imbibovaných, granitizovaných a migmatitizovaných hornin v důsledku retrográdních přeměn. Přestože charakter styku migmatitů se svory po obou stranách migmatitového tělesa nemohl být pro nedostatek odkryvů detailně studován, domnívám se, že jde nejspíše o pozvolný přechod, kde severnější i jižní pruh svorů tvoří plášť migmatitů. Svědčila by o tom migmatitizace svorů, sice málo pravidelná, ale v podstatě klesající se vzdáleností svorů od hranice s migmatity.

Severozápadní část zkoumaného území sousedí s krystalinikem podzóny královohořské prostřednictvím muráňsko-divínské linie. Samotná dislokační plocha, podle níž se stýkají obě podzóny, nebyla při mapování zjištěna. Byla vymapována pouze jedna nebo dvě 30–60 m mocné mylonitové zóny, odkryté v roklích na jižních svazích údolí Skaličky východně od Šťavice. Tyto mylonitové zóny, které jsou průvodními zlomy muráňsko-divínské linie, vznikly však v rámci kohútského krystalinika, protože v podloží i v nadloží jsou stejné horniny — biotitické pararuly.

Obě geologické jednotky-tektonické šupiny, podílející se na stavbě studovaného území, jsou navzájem odděleny dislokačními liniemi. Tato linie je obnažena na několika místech v oblasti rudního ložiska Dúhovo. Dislokační plocha je zde mírně ukloněna (průměrně 30°), upadá převážně k JV a jejím prostřednictvím byla tektonická šupina migmatitů + svorů nasunuta k severozápadu na šupinu para-

rul + ortorul. Vzájemný vztah tektonických šupin v podzóně Kohúta v pojetí V. Zoubka (1959) i v pojetí, použitém v této práci, podává tabulka 1.

Tabulka 1

Přehled tektonických šupin v rámci zóny Kohúta východně od Tisovce

M. Máška—V. Zoubek, 1961	V. Zoubek, 1959	P. Lázníčka, 1962
podzóna královoholská	dtto	dtto
— muránsko-divínská linie	tektonická šupina dvojslídnych granát. svorů s amfibolity a se synkinematickými ortorulami	tektonická šupina biotitických pararul s ortorulami, migmatity a amfibolity
podzóna Kohúta	tektonická šupina syntektonických granitů a jejich většinou silně migmatizovaného pláště	svory granity + migmatity
	tektonická šupina dvojslídnych granát. svorů bez ortorulových intruzí	svory
		tektonická šupina granitů a migmatitů se svorovým pláštěm.

Petrografické poměry

Horniny tektonické šupiny biotitických pararul a synkinematických ortorul s migmatitovými přechody a s amfibolity

Převládající horninou je deskovitá *biotitická plagioklasová pararula*. Je to hornina šedá až šedomodrá, s výraznou břidličnou textúrou. Na příčném lomu je hornina drobnozrná až téměř rohovcovitá. Ve většině případů obsahují pararuly menší nebo větší, od místa k místu kolísající příměs injekční ortosložky. Na některých místech s převahou pararul ortosložka lokálně převládá a parasložka zbývá pouze v tenké reliktní osnově biotitu, obyčejně ještě baueritizovaného. Přechod do ortorul je buď povlovný, nebo náhlý. Horniny bohaté ortosložkou se při náhlém přechodu jeví jako poměrně málo mocné „aplitické“ ložní žily, ovšem s četnými relikty parasložky. Někdy je vedlejší součástí pararuly amfibol. Muskovit je zastoupen v muskoviticko-biotitických pararulách, šedožlutých, stříbřitě lesklých horninách. Odlíšení biotitických pararul s částečně baueritizovaným biotitem od muskoviticko-biotitických pararul je při navětralých horninách obtížné.

Horniny s absolutní převahou ortosložky (*ortoruly*) jsou bělavé, žlutavé až narůžovělé horniny. V oblastech, budovaných ortorulami jsou místy přítomné čočkovité a jazykovité polohy buď černošedých, biotitem bohatých pararul, nebo

amfibolitů v mocnostech řádově metrových. Čočky jsou uloženy paralelně s foliací ortorul a jsou obvykle poměrně ostře ohraničeny.

Oba hlavní typy hornin v tektonické šupině — pararuly i ortoruly — byly dostatečně podrobně popsány v dosavadní literatuře, proto jako příklady mikroskopického složení je možno uvést jen některé odlišné facie hornin, na příklad:

Amfibolicko-biotitická, slabě injikovaná pararula. Tato hornina je složena z hustě se střídajících pásků biotitu + amfibolu s pásy živce + křemene. Struktúra je lepidogranoblastická, textura břidličnatá. Biotit v čárkovitých, dlouze protažených listách je barvou dosti podobný amfibolu, s pleochroismem dle α okrově hnědým se zeleným nádechem, dle β , γ sytě špinavě nahnědlé zeleným. Amfibol je zastoupen až 2,5 mm dlouhými sloupky s úhlem zhášení γ/c max. 17° . Křemen v čirých zrnech, obyečně ve směru břidličnatosti mírně protažených je středně až silně undulózni a větší zrna bývají často rozpadlá v zubovitý agregát undulózni zrn. Živec je zastoupen jednak ortoklasem, jednak plagioklasem. Ortoklas je čirý, se zrny průměrné velikosti 0,5–0,7 mm, kdežto plagioklas bývá většinou silně zakalený, obsahuje vtroušené sericitové šupinky a jeho zrna bývají v průměru menší, než zrna ortoklasu. Jen malé procento plagioklasových zrn je polysynteckicky lamelováno. Bazicitá plagioklasu odpovídá oligoklas-andezinu. Pyroxén (diopsid) doprovází akcesorický amfibol. Jeho slabě nažloutlá, mírně protažená a silně rozpukaná zrna jsou většinou mírně znečištěna a při okrajích zrn nebo podle štěpných trhlin limonitizována. Z ostatních akcesorických součástí nejhojnější granát tvoří izometrická, silně rozpukaná zrna maximální velikosti 0,3 mm. Rudní minerál (magnetit) v drobných zrnech je dosti vzácný.

Amfibolity jsou uloženy v biotitických pararulách v podobě dlouhých, tence čočkovitých ložních těles, mocných řádově v desítkách metrů. Převládá mezi nimi plagioklasový amfibolit. Je to hornina většinou lavicovitá až deskovitá, šedo- až černozeleá, s výrazně lineárně uspořádanými stěbly amfibolu. V místech silnější migmatitizace dochází k přinusu ortosložky a ke vzniku novotvořeného biotitu. Biotitické amfibolity jsou tence deskovité až lupenité, šedozeleá, na plochách břidličnatosti hnědě skvrnitě barvy. Na lomných plochách je patrně poměrně jemné zrno (pod 0,5 mm) a drobná imbibiční zrnka živců. Epidotické amfibolity, lokálně zjištěné v rokli JZ od ložiska Dúhovo, se skládají z černozeleá pásků stébelnatého a sloupcovitého amfibolu a ze žlutavých jemnozrnných pásků epidotu. Pásky jsou společně provrázněny. Dále jsou v hornině přítomny nepravidelné čočkovité žilky a útržky šedavého nebo bělavého křemene. Hojnou, i makroskopicky pozorovatelnou akcesorií jsou 1–3 mm velká zrnka rutilu.

Petrograficky zajímavé jsou amfibolem bohaté vyloučeniny v migmatitizované biotitické pararule na haldách ložiska Dúhovo. Tyto vyloučeniny centimetrových až decimetrových rozměrů jsou tvořeny černošedým, hrubě stébelnatým amfibolem, prolínajícím se s lupeny biotitu a s makroskopicky špatně pozorovatelnými ostatními horninotvornými součástkami.

Plagioklasový amfibolit odpovídá mikroskopicky amfibolitům, popsaným v dosavadních pracích. *Epidotický amfibolit* má pod mikroskopem granoblastickou strukturu a břidličnatou, lokálně vrásčitou texturu. Skládá se z pásků epidotových (mozaika epidotových zrn bez mezerní hmoty) a z pásků amfibolových (sloupece a jednosměrně protažená zrna). Složení horniny od místa k místu kolísá. Epidot je zastoupen 10–70 %, amfibol 40–80 %. Živec se nezachoval ani v reliktech, lokálně jsou v hornině egigenetické žilky křemene. Akcesorická rutilová zrna jsou rozptýlena zcela nepravidelně a často tvoří shluky a větší zrnité agregáty.

Amfibolem bohaté partie až amfibolitové čočky z rul na ložisku Dúhovo se pod mikroskopem skládají z částí, odpovídající biotitickým pararulám s akcesorickou příměsí zrn rozloženého amfibolu, s nimiž paralelně jsou uloženy porfyroblastické pásky až protáhlé čočky bohaté relativně velkými zrny amfibolu a biotitu. Nejmladším elementem v hornině jsou čočky, tvořené 1–3 mm velkými, silně undulózni křemennými zrny. Živec v pararulové části je bazický plagioklas a vyskytuje se v drobných, nelamelovaných a silně zakalených zrnech. V amfibolem bohatých

partiích je polysyntekticky lamelovaný andezín (Ab 55). Jeho zrna jsou přeplněna uzavřeními jiných minerálů, jako sericitu, rutilu, zirkonu a j. Ortoklas je přítomen jen akcesoricky. Křemen v hornině je jednak silně undulózní, na okrajích neostře omezený a jeho zrna uzavírají hojný tmavý pigment, nebo je čirý, ve větších, 1–3 mm velkých zrnech a žilkách. Mladší křemen je undulózní jen slabě a obsahuje časté útržky okolních nerostů. Biotit je v celé hornině rozptýlen v podobě drobných šupinek. V porfyroblastických partiích vytváří lupeny až 4 mm dlouhé. Nepřeměněný biotit je podle α slabě žlutohnědý, podle β , γ světle načervenalé hnědý a ojedinelně uzavírá drobná zrna apatitu. Baueritizovaný biotit má jen obláčkované reliкty původního zbarvení a obsahuje často vtoušený rutil v jemných jehličkách nebo vzácněji větších, i krystalonomicky omezených zrnech. Amfibol v porfyroblastických partiích tvoří idiomorfni nebo hypidiomorfni, rozpukané sloupce s velmi slabě patrným pleochroizmem (α slabě šedožlutý, β slabě hnědavý, γ slabě šedavě tmavozelený). Nerozložený amfibol se zachoval pouze v reliкtech. Rozklad amfibolu postupuje obyčejně od okrajů zrn a podle štěpných trhlin a projevuje se klesáním dvojlomu. Jeho konečným produktem je buď chlorit nebo bělavý či našedlý serpentín. Akcesoricky byly zjištěny granát, klinozoisit a rudy.

Horniny tlakově postižené

Mezi tektonicky neporušenými horninami a horninami silně tlakově postiženými byla zjištěna ve studovaném území celá řada přechodů. Slabým tlakovým postižením vzniká z původně deskovité nebo lavicovité pararuly hornina buď silně rozpukaná (křehká výchozí hornina) nebo vyválcovaná (plastická výchozí hornina). Při větší intenzitě tektonických pochodů dochází ke vzniku horniny drobně drčené až práškovitě rozmělněné nebo silně lupenitě rozpadavé.

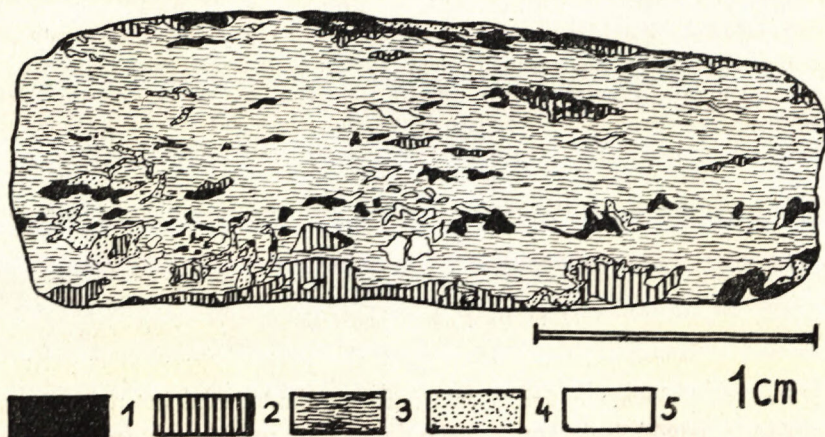
Zpevněné *mylonity pararul a migmatitů* z průvodních poruch muráňsko-divínské linie z okolí Štavnice jsou horniny makroskopicky šedo zelené až zelenohnědé, drobně a nepravidelně (nejčastěji balvanitě) rozpadavé. Jsou prostoupeny nesčetnými trhlinami a smykovými plochami. Podle těchto ploch bývají tektonicky vyleštěné, rýhované a pokryté různými sekundárními minerály (limonit, kaolinit, kalcitový sintr). Na příčném lomu mají mylonity drobně zrnitou strukturu a jsou detailně provrášněné, prohnětené a rozpukané. V terénu nejsou mylonitové zóny petrograficky jednotné, ale střídají se v nich polohy intenzivně mylonitizované s horninami postiženými jen slabě. Často je v mylonitech přítomen bělavý křemen v nepravidelných, krátce čočkovitých žilkách, silně drčených a rozmělnovaných. Příznačná je slabá karbonatisace mylonitů s některými úseky tmelenými kalcitem a s četnými epigenetickými kalcitovými žilkami.

Mylonity, odkryté ve štolách na ložisku Dúhovo jsou hnědavé, nebo, obsahují-li grafit, hnědočerné až šedočerné, málo soudrné horniny. Tvoří je úlomky rozdrčených pararul a křemene různé velikosti, základní hmotou je mylonitický prach, tmelený druhotnými hydroxydy železa.

Takzvaný „mylonitický jíł“ (obyčejně grafitický) je šedá až černá, mazlavá hmota, po vyschnutí drolivá. Je složen z jemných šupinek slídy, práškovitého křemene, grafitu a jílových minerálů a vznikl zřejmě kombinací tektonických pochodů (rozmělnování) s přeměnou živců a přenosem jílových minerálů po puklinách.

Mylonity amfibolitů, zjištěné ojedinelě na několika výchozech v okolí Dúhova jsou drobně brekciovité a prostoupené sítí puklin s tektonickými ohlasy a rýhováním. Jsou hojně tmeleny kalcitem a prošlehány kalcitovými epigenetickými žilkami.

Příkladem mikroskopického složení mohou být *mylonit-biotitické pararuly*, z průvodní dislokace muránské linie jižně od Štávice. Hornina se ve výbruse skládá z nepravidelných šmouh, pásků nebo hnízd téměř čírého agregátu křemene a agregátu rozloženého živce a slída. Oba agregáty se ve výbruse prolínají, při čemž šedě zakalená silikátová hmota převládá nad křemenem v po-



Obráz 1. Příklad vzorku vyvácované rudní vyplně trhliny. 1 — sfalerit, 2 — galenit, 3 — mylonitická silikátová výplň, impregnovaná pyritem, 4 — karbonát, 5 — závalky prokřemenělé ruly.

měru nejčastěji 2:1. Jako celek je mylonit prostoupen hustou a nepravidelnou sítí puklin z velké části limonitizovaných. Křemen je čirý, silně undulózni, zubovitě až laločnatě omezený. Živec (plagioklas blíže neurčený) je silně zakalený a rozložený. Některé části mylonitu jsou tvořeny agregátem rozložených živcových zrn prakticky bez intergranulárních prostorů, zatímco jiná část živcových zrn je uložena v „mylonitické kaši“, složené z jemně rozmělněného živce, křemene a biotitu. Slída (baueritizovaný biotit) v silně zprohýbaných útržcích dosahuje vyjimečně délky 2 mm. Je bělavé, žlutavé nebo nejčastěji hnědavé barvy (od infiltrovaného limonitu). Ruda (hlavně pyrit) tvoří drobná, většinou posttektonicky vzniklá zrna a žilky na některých trhlínkách.

Horniny tektonické šupiny granitů a migmatitů se svorovým pláštěm

Převládající horninou pláště granitů a migmatitů je hrubozrnný *muskovitický svor*. Je to hornina stříbřitě šedožlutá, hrubě šupinatá, plástevnatá a obyčejně detailně provrásněná. Makroskopicky jsou dobře rozeznatelné šupiny muskovitu a ložní pásy bílého zrnitého křemene. Hojnou akcesorickou součástí jsou hnědočervené granáty průměrné velikosti 1–3 mm, často však dosahující až centimetrového rozměru.

Chloriticko-muskovitický svor je stříbřitě šedozelený až hnědozelený, hrubě šupinatý, plástevnatý, obyčejně s velkými porfyroblasty granátu. Chlorit vznikl z biotitu při slabé epizonální diaforeze horniny. Tyto svory jsou v malém rozsahu zastoupeny v blízkosti styku svorů s pararulami v okolí Dúhova. Obsahují

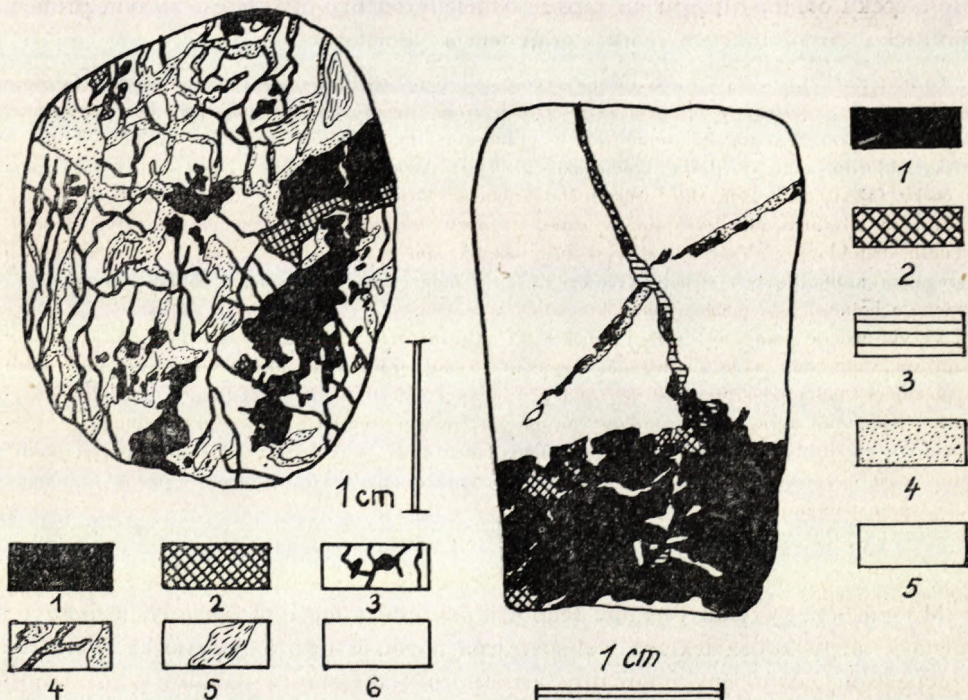
velmi často čočky a čočkovité žilky křemene nejčastěji šedé barvy, vzácnější jsou křemeny záhnědovité. Jejich původ je patrně sekreční.

Slabá *migmatitizace* svorů je zřejmá jak u muskovitických, tak u chloriticko-muskovitických svorů. V migmatitizovaných svorech klesá velikost zrna (hlavně slídových šupin), stoupá masívnost horniny a objevují se nepravidelná drobná zrnka (0,5–2 mm) nebo zrnité shluky (do 2 cm) žlutavého imbibičního živce.

Mylonitizace svorů se projevuje celkovým vyválnčováním, vznikem trhlin v granátových porfyroblastech a jejich rozmělněním. Rozmělněný granát při povrchu podléhá limonitizaci a zbarvuje rezavě okolní horninu. Silně mylonitizované svory z těsné blízkosti dislokační plochy tektonického styku svorů s pararulami (Dúhovo) jsou málo soudržné horniny s muskovitem mdlého lesku, které jsou silně rozpukané a prostoupené limonitem. V některých případech tmelí kompaktní limonit brekcií z útržků svorů.

Svory a jejich běžné odrůdy byly mikroskopicky dosti obšírně popsány v dosavadní literatuře.

Jako příklad mikroskopického složení je možno uvést složení *mylonitizovaného svoru* z bezprostřední blízkosti pohybové zóny na ložisku Dúhovo. V jednom výbruse spolu sousedí partie svorů slabě tektonicky postižené až neporušené s partii silně prohnětenými až mylonitizovanými.



Obrázek 2. Příklad vzorku silně tektonicky porušené rudy. 1 – sfalerit, 2 – galenit, 3 – pukliny a trhliny, 4 – karbonát, 5 – silikátový mylonit, 6 – křemen.

Obrázek 3. Příklad vyhojování trhlin hydrotermálními nerosty. 1 – sfalerit, 2 – galenit, 3 – pyrit, 4 – karbonát, 5 – hornina.

Neporušený svor má lepidoblastickou strukturu a břidličnou texturu, má vysoký obsah křemene (zčásti injekčního původu). Dále se skládá z muskovitu, granátu a akcesorického živce. Při mylonitizaci došlo k tektonickému vytřídění slidy do pásků, které spolu s ostatními trhlinami zprostředkovávaly diferenciální pohyb a které se staly osami drobných mylonitických zón v hornině. Slidové pásky jsou prostoupeny četnými limonitizovanými puklinami, jsou silně prohněteny a detailně provrášněny ve vráskách řádově milimetrových a desetimilimetrových rozměrů. Křemen a granát zaujímají vesměs místa tlakově odlehčená (jádra vrásek a pod.). Oba nerosty jsou silně kataklastické, křemen je undulózní. Muskovit tvoří v neporušené hornině šupiny až 3 mm dlouhé a je čirý nebo jen slabě nažloutlý. Mylonitizovaný muskovit je provrášněný a roztrhaný na menší útržky s roztrpenými a vytrhanými okraji. Křemen je čirý, v neporušených partiích slabě, v mylonitizovaných silněji znečištěný jemným pigmentem. Slabě narůžovělé původní porfyroblasty granátu jsou při nejmenším silně rozpukané. Většinou však bývají roztrhané a rozvlečené v podobě úlomků ve směru tektonického pohybu.

Na jednom místě byla v rámci popisované tektonické šupiny zjištěna drobná čocka *granátovce* (*skarnu*). Vyskytuje se ve výchozu v polní cestě od Ševcova ke Korimovu. Čocka je zářezem odkryta v nepatrné mocnosti asi 1,5 m, vzhledem k velmi plochému úklonu je však její skutečná mocnost ještě menší. Čocka je uložena v migmatitech při jižním okraji granit-migmatitového tělesa. Migmatity, které čocku obklopují, jsou na západě odděleny od hlavního tělesa úzkým pruhem biotiticko-muskovitických svorů s granátem a chloritem.

Granátovce (*skarn*) je hornina hnědočervená, se zrnem střední velikosti (0,5–1 mm). Na ploše bridličnatosti je složená z agregátů idiomorfních zrnek stejné velikosti, prakticky bez přítomnosti jiných minerálů. Na příčném lomu jsou v granátovci šmouhovitě tmavozelené rychle vyklíňující pásky chloritu a tenké pásky křemenoživcové (ortosložka migmatitu). Dostí hojná jsou zrna a čocky (až 10 cm²) bělavého, průsvitného křemene. V jeho sousedství dochází často ke zvětšování zrna a granát pak vystupuje v ostře řezaných, hnědých až červenohnědých čtyřiadvacetistěnech deltoidových. Vzácněji se vyskytují několik mm mocné krátké žilky, tvořené změteným agregátem aktinolitových stébel. Akcesorická zrna magnetitu, zřídka max. velikosti 3 mm, jsou vzácná a hojnější jsou pouze v okolí křemenných sekrecí.

Ve výbrusu je granátovce složen téměř z 90 % granátového agregátu, který je v ploše výbrusu naprosto stejnorodý a je intenzivně rozpukán. Vedle granátu se akcesoricky vyskytuje biotit a postupná stadia jeho přeměny ve zcela převládající chlorit. Dále je zastoupen křemen a magnetit. Granátový agregát je proniknut hustou sítí puklin, tvořících téměř pravidelnou síť. Převládají v ní zhruba dva směry na sebe kolmé. Jeden směr je tvořen širokými otevřenými puklinami, často vyplněnými chloritem, limonitem nebo křemenem. Druhý směr je méně významný a je tvořen tenkými sevřenými puklinami.

Migmatity a granity

Migmatity jsou většinou šedobílé, skvrnitě a masivní horniny, u nichž od místa k místu kolísá textura, velikost zrna a poměr orto a parasložky. Poměrně vzácně jsou zastoupeny migmatity arteritické — migmatity nebulitické jsou hojnější a velmi časté jsou migmatity vzhledu usměrněných porfyrovitých granitů. Tyto horniny jsou nejhojnější v okolí Korimova. Jsou bělavé, hrubozrné, se zrny živce průměrně 0,3–0,5 cm, maximálně až 2 cm velkými. Mezi živci a o málo menšími zrny křemene jsou roztroušeny lupénky biotitu (často chloritizovaného),

kteře se někdy koncentrují do pásků a čočkovitých útvarů na způsob bazických pecek. Jednotlivé biotitové lupeny dosahují v některých případech centimetrových rozměrů.

Muskoviticko-biotitický až biotitický migmatit vzhledu usměrněného porfyrovitého granitu od Korimova je pod mikroskopem porfyroblastický s paralelní, místy až všesměrnou texturou. V reliktech paraosnovy, vyznačené hlavně slídou a drobnými nepravidelnými zrny křemene a živce (křemen je silně undulózni) jsou uloženy velké migmatoblasty živce velikosti 1–5 mm.

Paraosnova je složena z drobných zrn živce a křemene, mírně protažených ve směru břidličnatosti. Zrna jsou znečištěna šedohnědým pigmentem a obsahují nepravidelně rozházené drobné útržky biotitu. Většina minerálů paraosnovy je zcela přeplněna drobnými vtroušeninami rutilu. Živec skládá asi 50 % parasložky, 30 % tvoří křemen a 20 % biotit. Živec (oligoklas) je silně zakalený.

Živce migmatoblastů jsou zastoupeny albit-oligoklasem a ortoklasem. Albit-oligoklas tvoří velká, obyčejně polysynteticky lamelovaná zrna, která jsou často přeplněna sericitovými šupinkami poměrně značné velikosti (0,02–0,05 mm). Ortoklas skládá asi 20 % migmatoblastů. Je čirý, s dobře patrnými štěpnými trhlinami. Alotriomorfní, často laločnaté a zubovité omezená zrna křemene jsou čirá, 0,5 až 1,5 mm velká. Biotit je téměř vždy baueritizovaný a jeho původní zbarvení se zachovalo jen v reliktech. Muskovit je bělavý nebo slabě nažloutlý, vzácnější než biotit a dosahuje průměrné délky pod 0,5 mm. Hojnou akcesorií je rutil, vzácnější apatit.

Pegmatit byl nalezen v několika krátkých a rychle vykliňujících čočkovitých žilách malé mocnosti ve svorech na svazích Stratené. Je bělavý, hrubozrnný, s muskovitovými lupeny centimetrových rozměrů a s akcesorickým turmalínem. Ve výbruse nebyl zkoumán.

Pokryvné útvary nedosahují v rámci mapovaného území větší mocnosti a značnějšího rozšíření. Na svazích kopců jsou zachována jen eluvia malých mocností, při úpatí pak deluvia a drobné suťové kužele. Geologické mapování znesnadňují větší i menší bloky svorů, zvláště svorů mírně migmatitizovaných, které se gravitací dostávají do nižších poloh a jsou značně rozšířeny i v území pararul. Větších mocností dosahují suťe spolu s potočními náplavy až v západním cípu mapy, na východním okraji Tisovce. Koryta potoků bývají vyplněna hrubě balvanitými šterky. Také zde nejčastěji převládají bloky svorů.

Ložisko Tisovec—Dúhovo

Ložisko je situováno 2 km východně od Tisovce na JV svahu kóty 720,1 (Laz). Staré důlní práce jsou soustředěny z největší části na prudkém svahu severně od potoka, který protéká roklí v bukovém lese. Ze 14 štol, pocházejících podle sdělení obyvatel z období kolem roku 1860 a vyražených v době 2–4 let lze dnes identifikovat pouze zbytky 7 štol, z nichž pouze dvě jsou částečně přístupné.

Ložisko leží v tektonicky a hydrotermálně postižených biotitických pararulách v bezprostřední blízkosti a lokálně i přímo v mylonitovém pásmu nasunutí jiho-východní tektonické šupiny granitů-migmatitů + svorů na SV tektonickou šupinu pararul + ortorul. V tektonickém podloží poruchy převládají deskovité, nepravi-

delně migmatitizované biotitické pararuly s drobnými ččkami amfibolických hornin. Tektonický styk obou šupin je reprezentován necelých 10 m mocnou mylonitovou zónou, kterou je možno dobře sledovat jednak ve dvou krátkých štolách a jednak ve výchoze. Mylonitová zóna se někdy rozpadá v řadu paralelních mylonitových poloh, prokládaných tlakově slaběji postiženými horninami. Na povrchu je mylonitová zóna tvořená grafitem bohatými sypkými mylonity se slabými mázdrami grafitického tektonického jílu a se silnou infiltrací limonitu.

Hluběji pod povrchem je charakter mylonitové zóny (podle materiálu na odvalech) poněkud odlišný. Hojné průvodní trhliny v horninách jsou vyhojeny karbonátem a sulfidy, při povrchu většinou vylouženými. Se vzdalováním se od tektonické linie vyznívá i dynamometamorfní postižení hornin. Pararuly si však na značnou vzdálenost zachovávají dva výrazně vyvinuté systémy puklin — systém kolmý na směr působení tlaku (S—J až SZ—JV s úklony 50—80° k V) a systém zhruba rovnoběžný s tlakem (V—Z).

Rudy (nejčastěji sfalerit, méně galenit a impregnace pyritu) se vyloučily v podloží svorové desky, přesunuté přes ruly. Svory, jako prostředí nepropustné, zadržely rudní roztoky před uniknutím do okolí. Hydrotermální minerály zaplnily četné drobné pukliny, zejména v rozpukaných pararulách a méně často přímo v mylonitu. Ve svorech nebylo zrudnění pozorováno. Rudní nerosty jsou silně rozptýleny v podobě drobných zrněk, závalků a žilek na velkém množství puklin. Větší rudní koncentrace nebyly pozorovány. Průměrná mocnost jednotlivých rudních žilek se pohybuje v mm, maximálně dosahuje dvoucentimetrové mocnosti. Rudní shluky (hlavně sfalerit s galenitem) obvykle na průsečících několika systémů puklin dosahují maximálního průměru 4 cm. Rudy se vylučovaly za neustálých tektonických pohybů ve svém okolí, protože téměř všechny minerály jsou rozpukány.

Přestože rudy byly ve štolách a ve výchozech nalezeny jen vyjimečně (v oxidačním pásmu byly vesměs vylouženy), lze předpokládat podle tektoniky ve štolách, podle způsobu ražení štol, rudních indicií i nálezů na haldách, že rudní nerosty zaplňovaly pukliny všech směrů, zejména převládající pukliny rovnoběžné se směrem tlaku a méně často sevřené pukliny kolmé na tento směr. Podle orientace pukliny na směr působení tlaku došlo ke dvěma odlišným způsobům tektonického postižení hydrotermálních nerostů, a to

1. k deformaci stlačením a vyválcováním bez vzniku puklin,
2. k deformaci, projevující se rozpukáním a vznikem brekcií.

Prvním, méně častým způsobem byly postiženy rudy na puklinách kolmých nebo mírně diagonálních ke směru působení tlaku. Pukliny byly svírány, rudy v nich přítomné stlačovány a válcovány (vytlačovány do stran). Prakticky vůbec nedošlo k rozpukání ani tak křehkých a dokonale štěpných minerálů, jako je galenit. Vůči okolní hornině jsou žilky tohoto typu omezeny hladkými, rovnými plochami, podle nichž se oddělují. Rudní nerosty, zvláště galenit, jsou velmi

jemnozrné. V mikroskopu pozorujeme větší nepravidelné agregáty zrn rudních nerostů, velmi často laločnatě do sebe zapadající, vyválcované ve směru žilky a zřetelně rozmazané a vytrhané na okrajích. Větší rudní útvary s galenitem a sfaleritem jsou obtékány jemně brekciovitou „základní hmotou“ složenou z drobných zrn a úlomků pyritu, zahnětených obyčejně do plastické silikátové mylonitické hmoty. Intenzita vyválcování je největší na okrajích žilky, kdežto ke středu slábně.

Deformace, spojená se silným rozpukáním byla zřejmě vázána na pukliny rovnoběžné se směrem tlaku, u nichž docházelo k rozevírání a zvětšování prostoru. Vtroušená rudní zrna a závalky jsou silně rozpukané až rozdrčené v brekci. Brekie je tmelená buď nejmladším karbonátem, limonitem, nebo je zcela bez tmelu (rozpadavá ruda). U dokonale štěpných nerostů (galenit, sfalerit) se rozpukání projevilo zdůrazněním štěpnosti (schodovitý průběh puklin v galenitu). Silné rozpukání nerostů znemožňuje získání většího neporušeného vzorku.

Hydrotermální přeměny bočních hornin

Na ložisku Dúhovo došlo k hydrotermální přeměně pararul v podloží svorové desky a vzorky přeměněných hornin jsou časté na haldách. Obyčejně převládají světlé, žlutobílé a žlutošedé, silně prokřemenělé a kostičkovitě se rozpadající horniny s plochami břidličnatosti pokrytými stříbřitě lesklými šupinkami baeritu, případně sericitu. Tyto hydrotermálně přeměněné ruly nejsou ve větší vzdálenosti od dislokace podstatně mechanicky postiženy. K mylonitizaci v nich dochází většinou pouze podél puklin, kterými je hornina proniknuta. Pod mikroskopem se hydrotermálně přeměněná pararula skládá z části, odpovídající tlakově neporušené, hydrotermálně přeměněné a prokřemenělé pararule a z mylonitické výplně trhlin.

Část tlakově nepostižená má lepidogranoblastickou strukturu a břidličnatou texturu. Skládá se z izometrických nebo mírně protažených křemenných zrn (80 až 90 % horniny), která jsou prokládána nesouvislými útržky a lištami slídy. Kromě silného undulozního zhášení křemene není tato část dynamometamorfne postižena. Velká část křemene je hydrotermálního původu, o čemž svědčí metasomatické zatlačování slídivých lupenů a uzavírání mřížkovitě orientovaného pigmentu. Tento pigment svou orientací napodobuje dvojčatné lamelování živců a je zřejmě reliktem po jejich zatlačení. Slída je zastoupena jednak hojnějším biotitem (zcela hydrotermálně rozloženým) a muskovitem, který většinou odolal přeměně a tvoří často relikty uvnitř agregátu biotitových šupin nebo uprostřed křemene. Granát v drobných akcesorických zrnech vykazuje obyčejně slabý anomální dvojloem.

Trhliny s mylonitickou výplní jsou vůči okolní ruce buď ostře ohraničené, bývají pravidelné a většinou malé mocnosti, nebo jsou méně pravidelné, nestálého průběhu (hnízdovitě naduřují) a jejich omezení vůči boční hornině je obyčejně neostré.

Mikroskopicky jsou mylonitické pásky tvořeny mikrobrekciovitou směsí křemene, rozložené slídy, grafitického, chloritického a mylonitického pigmentu a z hojných mikrolitů rutilu. Křemen tvoří nepravidelná, obyčejně šedě zakalená zrna, přeplněná útržky baueritu a rutilu. Zčásti je asi původu sedimentárního (pochází z původní horniny) a zčásti náleží starší hydrotermální fázi (současné se vznikem křemene, působícího prokřemenění ruly). Zajímavé jsou přímé nebo zohýbané lišty pseudomorfóz křemene po slídách. Nejmladší hydrotermální přínos zastupuje ve výbrusu karbonát, křemen II a sulfidy. Karbonát (kalcit), slabě šedohnědě zakalený, tvoří hnízda a výplně puklin v mylonitické hmotě, a je složený z krystalického agregátu dobře štěpných zrn. Křemen II je na rozdíl od staršího křemene velmi čistý, tlakově málo postižený a tvoří obyčejně metakrysty v karbonátu nebo v mylonitické hmotě (hrne před sebou jemné útržky biotitu). Sulfidy (ve výbrusu byl pozorován sfalerit) vyhojují buď otevřené trhliny, nebo metasomaticky zatlačují karbonát. Postupují přitom obyčejně po hranicích křemenných metakrystů, které slabě korodují. Zatlačování karbonátu sfaleritem se v mnoha případech děje od středu karbonátových zrn a postupuje k okrajům zrna. Sfalerit ve výbrusu slabě tmavohnědě prosvítá, nebo je až opakní.

Minerály na ložisku

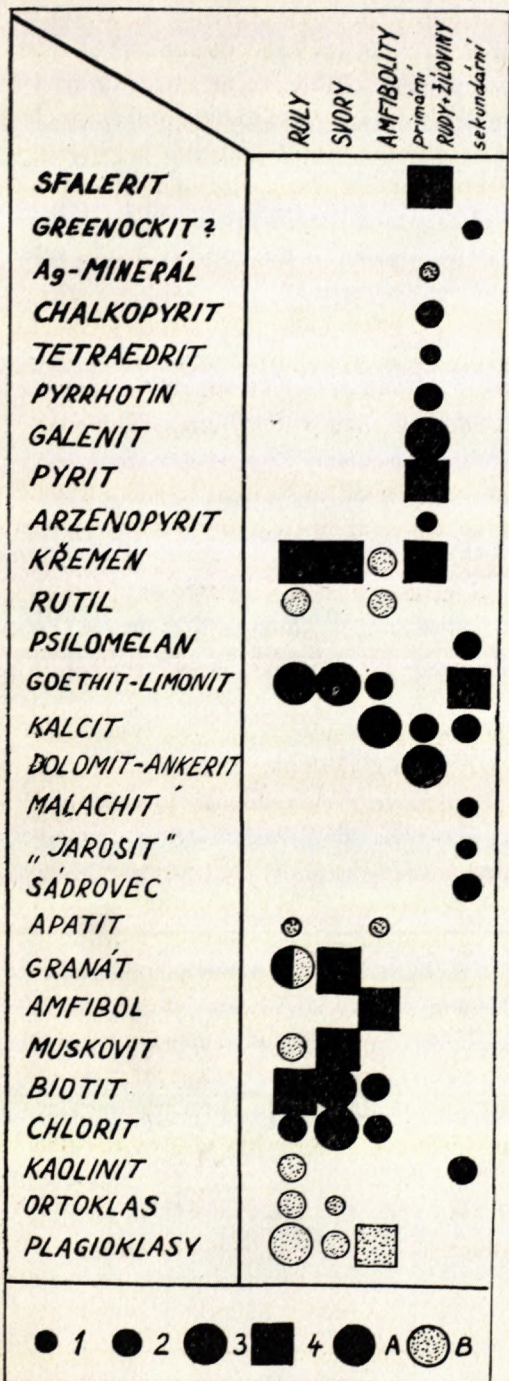
Makroskopicky i mikroskopicky zjištěné minerály zrudnění i bočních hornin na ložisku Dúhovo shrnuje přehledně graf 1.

Sfalerit je hnědý až červenohnědý, silně rozpukaný. Tvoří vtroušená zrna, úlomky a útržky, tmelené často v brekcii mladším karbonátem. Někdy je naopak sfalerit mladší než karbonát a zdánlivě brekciovitě útvary vznikly metasomatickým zatlačováním. Úlomky sfaleritu v brekcii jsou často na obvodu lemovány kokardou drobných zrněk pyritu. Silné rozpukání sleduje většinou štěpnost podle (110) a některé pukliny jsou ještě vyhojeny žilkami karbonátu. Vlásokvité pukliny někdy vyhojuje pyrit. V nábrusu je sfaleritový agregát složený z alotriomorfních zrn a vzácně je možno pozorovat jemná zrnka odmišleného chalkopyritu (emulzivová struktura). Starší a temperovanější sfalerity na ložisku jsou silně rozpukané a tmelené obyčejně karbonátem, jejich barva je černohnědá. Mladší sfalerity jsou skořicově hnědé.

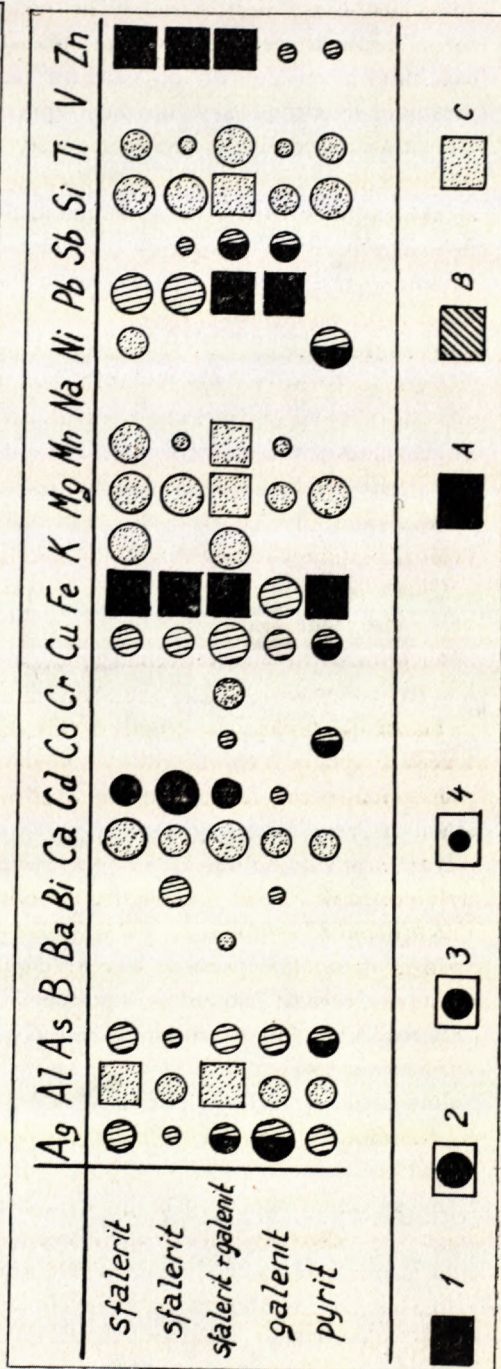
Galenit je na ložisku přítomen v hrubě štěpných (ve vyválcovaných žilkách jemnozrnných) zrnech, útržcích a výplních tenkých žilek spolu se sfaleritem.

Graf 1. Přehled nerostů na ložisku Tisovec—Dúhovo. 1 — hojný výskyt, 2 — středně častý výskyt, 3 — vzácný výskyt, 4 — nerost velmi vzácný; A — makroskopicky patrný, B — nerost zjištěný mikroskopicky.

Graf 3. Semikvant. spektrál. analýzy některých nerostů. 1 — množství podstatné (1—100 %), 2 — vedlejší množství (0,1—1 %), 3 — množství podřadné (0,01—0,1 %), 4 — množství stopové (pod 0,01 %); A — prvky základní a je izomorfne zastupující, B — prvky vázané pravděpodobně na příměs jiných sulfidů, C — prvky vázané na heterogenní příměs okolní horniny.



Graf 1. !



Graf 3.

Je mladší než sfalerit a někdy ho metasomaticky zatlačuje. Galenit je podstatně méně rozpukán než sfalerit a na styku obou nerostů je možno pozorovat, že větší část puklin ze sfaleritu do galenitu nepokračuje. Pukliny v galenitu zdůrazňují většinou výbornou krychlovou štěpnost — mají buď schodovitý průběh, nebo tvoří téměř pravidelnou čtvercovou síť. Kvantitativní poměr galenitu ke sfaleritu na ložisku je asi 1:3. Při strukturním leptání byla zjištěna alotriomorfne zrnitá struktura galenitu a vzácná přítomnost krátce tyčinkovitých inkluzí blíže neurčeného Ag-minerálu. Tyčinky jsou roztroušené v galenitu buď nepravidelně, nebo obklopují vějířovitě určitá centra. Přítomnost těchto inkluzí vysvětluje zvýšené obsahy Ag v galenitu. Podobné „stříbrnosiče“ (Silberträger) popisuje P. R a m - d o h r (1955).

Pyrit je nerost na ložisku velmi rozšířený a v širším okolí ložiska impregnuje silně tektonicky exponované pararuly. Na rudních žilkách je jedním z nejmladších minerálů. Nekonzcentruje se na ložisku do shluků a je velmi rozptýlený.

Pyrhotin byl vzácně nalezen v asociaci s pyritem, sfaleritem a galenitem ve vyválnované žilce, kde se jeho alotriomorfne zrnité agregáty v mylonitické výplni prolínaly s agregáty pyritovými.

Chalkopyrit je makroskopicky zastoupený poměrně vzácně. Tvoří 1—3 mm velká vtroušená zrna v karbonátu ve společnosti světlého sfaleritu, galenitu a vzácného tetraedritu na periferii ložiska. Dále tvoří mikroskopické odmišleniny v některých sfaleritech.

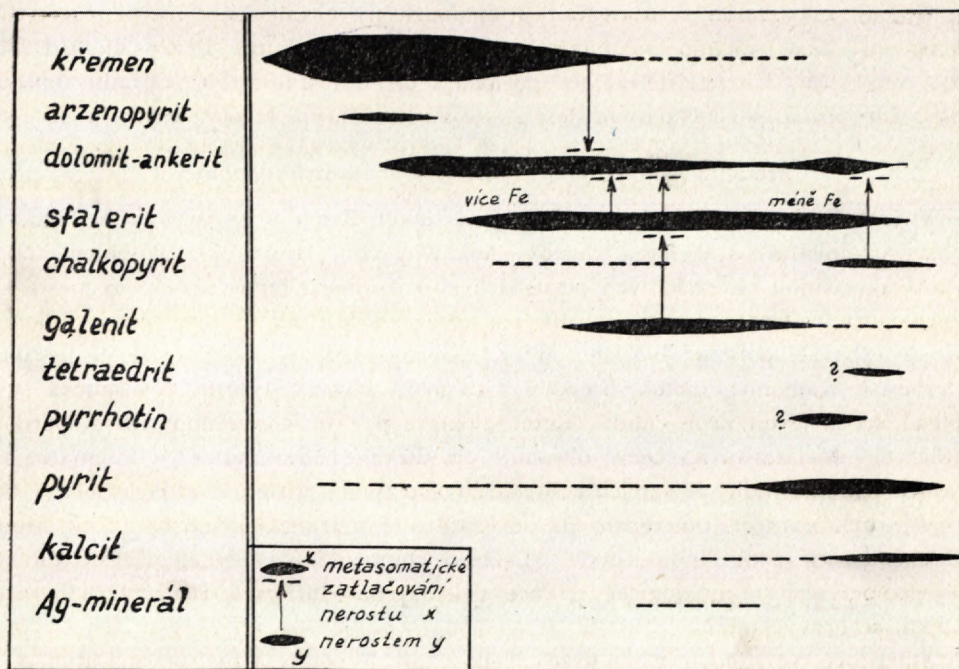
Tetraedrit ocelově černošedý byl vzácně nalezen v několika zrnech v karbonátové a křemenné výplni pukliny s chalkopyritem a sfaleritem.

Křemen je zastoupen nejméně ve dvou generacích. Tvoří jednak mocnější, většinou nepravidelné žily a žilky, prakticky bez sulfidů, jen se vzácnými cínové bílými zrnky arzenopyritu. Generace křemene a jejich vzájemné vztahy byly popsány v odstavci o hydrotermálních přeměnách bočních hornin.

Karbonáty zastupuje na ložisku předvládající dolomit až ankerit. Tento minerál tvoří v rozpukané hornině a v křemenu jemné síťivo žilek a tmelí starší drčené sulfidy v brekci. Pokud je starší než některé sirníky, bývá jimi metasomaticky zatlačován. Dolomit-ankerit je jemně až středně zrnitý, žlutavé nebo narůžovělé barvy a na styku s horninou má obvykle vyvinut hnědavý železitý lem. Vzácnější kalcit, hruběji zrnitý, vyplňuje některé pukliny v hornině a ve starších minerálech. V širším okolí ložiska je kalcit tmelem některých tektonických brekcií, zvláště v amfibolitech.

Ze sekundárních nerostů je nejhojněji zastoupen limonit. Na stěnách přístupných štol jsou časté mechovité výkvěty sádrovce. Malachit byl nalezen pouze jednou na rozloženém chalkopyritu. Greenockit? se vyskytl jako jasné žlutooranžový poprašek na rozloženém tmavém sfaleritu. Pro nedostatek materiálu nemohl být přesně identifikován.

Posloupnost vylučování v hydrotermální fázi na ložisku Dúhovo podává graf 2.



G r a f 2. Diagram sukcese pro hydrotermální minerály na ložisku Tisovec—Dúhovo.

Chemizmus některých minerálů na ložisku

Pro diskuzi chemizmu jsem měl k dispozici spektrální analýzy sfaleritu, galenitu a pyritu, znázorněné na grafu 3.* Značné zastoupení prvků, vázaných na mechanickou příměs okolních hornin a žilovin je vysvětlitelné infiltrací těchto hmot a produktů jejich rozkladu do četných puklin, kterými byly analyzované nerosty postiženy.

Sfalerity na ložisku Dúhovo mají podřadný až podstatný obsah Cd a tím se liší od sfaleritů z metasomatického Pb-Zn ložiska na Ostré, které jsou kadmíem velmi chudé. Obsah Ag a Pb ve sfaleritech náleží s největší pravděpodobností příměsi galenitu, stejně jako Cu, vázaný na drobné inkluze chalkopyritu. Původ As a Bi není znám — pravděpodobně jsou tyto prvky vázány na inkluze nezjištěných sulfidů nebo jsou (podobně jako na některých ložiskách v jižní části kohútské zóny) spjaty s chalkopyritem.

* Autoři analyz a provozní podmínky: Analýzy č. 1, 3 a 5 zhotovil GP Žilina, laboratoř Turč. Teplice (inž. Dinková, inž. Ujcová) na spektrografu Q 24, stříd. obl. 5 a 8 A, C elektrody, vzdál. 3, 2, štěrbinu 0,01, exp. 45 vteř. Analýzy č. 2 a 4 zhotovil GP Brno, závod Jihlava (Houbková—Dr. J. Pokorný) na spektrografu Q 24,7 A nepřeruš. oblouk, vzdál. elektrod 0,5 cm, štěrbinu 0,004 mm, expozice 30 vteřin.

Galenit má v analysách podřadný až podstatný obsah Ag. Stříbro je zřejmě z největší části vázáno na mikroskopicky zjištěné inkluze. Prvky Zn, Cd, Fe a s nimi i část Cu pravděpodobně pochází z příměsí sfaleritu a podřadný obsah Sb může pocházet z příměsí některého síroantimonitanu, snad tetraedritu.

Metalogenetická příslušnost a stáří ložiska Dúhovo

V rámci podzóny Kohúta v sousedství údolí Rimavy je ložisky nejbohatší oblast budovaná pararulami, zhruba mezi Kokavou, Hnúšťou a Polomem. Zde vznikla většinou na podélných poruchách sv—jz směru řada ložisek jak nekovo- vých surovin (mastky a magnezity na ložiskách Mútnik, Samo, Sinec, Polom, Kokava), tak i polymetalických rud (Klenovec—Medené, v okolí Hnúště ložiska Cerberus, Kamenitý potok, Štepový vrch aj.). Severnější pruh (tektonická šupina) svorů je mnohem chudší. Kromě ložiska pyritu + arzenopyritu a ložiska galenitu + sfaleritu na Ostré obsahuje jen drobné rudní indice. V migmatitech nebyla (kromě indicí železných rud skarnového typu) zjištěna žádná ložiska.

V pruhu pararul, omezeném na severozápadě muráňsko-divínskou linií, jsou známe drobné rudní indice pyritu. Ložisko Dúhovo můžeme nejspíše srovnávat po geologické i mineralogické stránce s ložiskem Muráňská Huta, ležícím asi 15 km severovýchodně.

Stáří ložiska Dúhovo je alpinské a jeho vznik je spjatý s hydrotermálními pochody, provádějícími vznik šupinovité stavby kohútské zóny při alpinských horotvorných pochodech. Zdroj zrudnění není znám, přes poměrně vysokou teplotnost některých členů (arzenopyrit, křemen, tmavý sfalerit) byl zřejmě dosti vzdálený a komunikoval s povrchem prostřednictvím hlubokých dislokací. Zdroj zrudnění však nelze hledat ve starých žulách masívu Kohúta nebo v nedalekých migmatitech. V rámci členění C a m b e l a (1959) náleží ložisko Dúhovo do podprovincie tatroveporid v provincii centrálních západních Karpat a v rámci tohoto členění do skupiny ložisek a výskytů v tektonické šupině pararul + ortorul v jižním sousedství muráňsko-divínské linie v metalogenetické jednotce kohútské zóny.

Závěrem děkuji za četné rady prof. dr. Z. Poubovi, doc. dr. K. Paděrovi a dr. M. Kužvartovi, za přátelskou spolupráci v terénu pg Z. Bacsó a za pomoc při laboratorní práci pracovníkům mineralogického oddělení Národního muzea v Praze.
Lektoroval pg. A. Klinec

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1958, 1959: Geológia československých Karpát. Díl I (1958), díl II (1959), Bratislava. — [2] Andrusov D. a kolektiv, 1960: Kritický rozbor diela kolektívu autorov Tectonic Development of Czechoslovakia. Geologický sborník XII/1, Bratislava. — [3] Bergfest A., 1954: Hutnicke odvaly (haldy) na Slovensku. Rukopis; ÚBA Banská Štiavnica. — [4] Bergfest A., 1955: Archiválna spolupráca pri prospekčných prácach v oblasti ZSRP Tisovec. Rukopis; Geofond, Praha. — [5] Bernard J. — Hanuš V., 1962: Vývoj názorů na časovou posloupnost a etapy hydrotermálního zrudnění ve Spišsko-gemerském rudo-

hoří. Věstník ÚÚG, ročník 37, Praha. — [6] Cambel B., 1959: Metalogenetické problémy centrálných západných Karpát, najmä Tatroveporid. Acta geologica et geographica Universitatis Comeniana, Geologica Nr 2, Bratislava. — [7] Foetterle F., 1867: Umgebung von Theiss-holz. Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien. — [8] Ilavský J. a kolektiv, 1960: Vysvetlivky ku generálnej mape nerastných surovín 1:200.000, časť Karpaty, list Vysoké Tatry. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [9] Ilavský J. — Čillík J., 1959: Náčrt metalogenézy Západných Karpát. Geologické práce, Zošit 55, Bratislava. — [10] Junghann H., 1912: Das Eruptivgebiet von Tisolz (Komität Gömör), Ungarn. Jahrbuch für Mineralogie, Paleontologie, Geologie, Beilage Bd 33, Stuttgart. — [11] Kamenický L., 1963: Predmezozoické útvary na liste Vysoké Tatry. Vysvetlivky k prehľad. geolog. mape ČSSR 1:200.000, list M-34-XXVII Vysoké Tatry. Geol. ústav D. Stúra, Bratislava. — [12] Kovařík J. — Kužvart M. — Pouba Z., 1955: Zpráva o geologickém mapování v okolí Tisovce a Muráně. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1954, ÚÚG, Praha. — [13] Kužvart M., 1955: Zpráva o geologickém mapování v okolí Tisovce a Muráně v r. 1954. Rukopis; Geofond, Praha. — [14] Kužvart M., 1956: Geologické a petrografické poměry mastkových ložisek a jejich okolí u Hnúště na Slovensku. Sborník ÚÚG, svazek XXII, oddíl geologický, Praha. — [15] Láznicka P., 1962: Příspěvky k poznání drobných rudních výskytů v okolí Tisovce, Hnúště, Kle-novce a Kokavy (veporidy). Nепublikovaná diplomová práce. — [16] Máška M., 1956: Některé problémy metalogenese a hledání rudních ložisek v Spišsko-gemerském rudohoří. Zpráva za rok 1953/54. Geologické práce, Zprávy 8, Bratislava. — [17] Máška M. — Zoubek V., 1961: Tektonický vývoj Československa. Kapitoly v rámci kolektivní práce, Praha. — [18] Polovinkina J. J. a kolektiv, 1948: Struktury gornych porod. Tom III — metamorf. porody. Moskva—Leningrad. — [19] Ramdohr P., 1855: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie Verlag Berlin. — [20] Varček C., 1959: Metalogenéza Spišsko-gemerského rudohoria. Acta geologica et geographica Universitatis Comeniana, Geologica Nr 2, Bratislava. — [21] Zoubek V., 1932: Předběžná zpráva o mapování na listu Velká Revúca. Věstník SGÚ VIII, Praha. — [22] Zoubek V., 1954: Předběžná zpráva o výzkumu oblasti západního zakončení muránského příkrovu. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1954, Praha. — [23] Zoubek V., 1954a: Zpráva o výzkumu východní části Kohúta. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1954, Praha. — [24] Zoubek V., 1957: Zpráva o geologických výzkumech pohoří Veporu v okolí Tisovce. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1956, Praha. — [25] Zoubek V., 1959: Kapitoly ve Vysvětlivkách ku generálnej mape ČSSR, list Banská Bystrica. Rukopis; Geofond, Bratislava.

PETR LÁZNICKA

GEOLOGISCH-MINERALOGISCHE VERHÄLTNISSE DES ERZVORKOMMEN DÚHOVO UND SEINER UMGEBUNG ÖSTLICH VON TISOVEC

Im vorgelegten Bericht ist im Rahmen der geologisch-petrographischen Beschreibung der nahen Umgebung ein kleines Erzvorkommen beim Ort Dúhovo, östlich von Tisovec (30 km nördlich von Rimavská Sobota, Mittelslowakei) bearbeitet.

Das Gebiet östlich von Tisovec liegt in der Kohút-Zone der Veporiden (M. Máška — V. Zoubek 1961), welche die erwähnten Autoren für einen höchstwahrscheinlich proterozoitischen Baustock, der auf den altproterozoischen oder archaischen Tatrikum beruht, erachten.

Die Kohút-Zone, welche der von SW entlang der Murán—Divín tektonischen Linie auf die Veporiden der Králova Hola Zone angeschoben ist, zerfällt in dem untersuchten Gebiet in mehrere tektonische Schuppen. Im nördlichen Teil des Gebietes in einem ½ bis 1 km breiten Streifen durchzieht in der Richtung rund NO—SW eine tektonische Schuppe von Biotitparagneis mit synkinematischen Orthogneisen. Im südlichen Teil, durch eine tektonische Linie getrennt, liegt eine

tektonische Schuppe von Graniten + Migmatiten mit einem Mantel von Glimmerschiefern zu beiden Seiten. Für die Ansicht V. Zoubek's (1959), dass die Glimmerschiefer und die Granite + Migmatite selbständige tektonische Schuppen bilden, wurden im Terrain keine Beweise gefunden.

In der tektonischen Schuppe der Biotitparagneise und Orthogneise sind zwei Grundtypen von Gesteinen vertreten: Biotit-Plagioklasparagneis und (Muskovit-)Biotitorthogneis, arm an Glimmer. Die beiden Grundtypen bilden eine nacheinanderfolgende Reihe von Hybridgesteinen (Migmatit). Die Amphibolen bilden die Einlagen.

Auf manchen tektonischen Linien (die Murán-Divínische Störung) wurden die Gesteine auf dynamometamorphische Art betroffen und entstanden Migmatite mit vielen Übergangstypen.

In der tektonischen Schuppe der Graniten + Migmatiten stellt der grobkörnige biotitische Migmatit, meistens von nebulitischen Charakter, das Grundgestein dar, das infolge der Texturänderungen in die areritische Migmatiten auf der einen Seite und in Gesteine von granitischen Charakter auf der anderen Seite übergeht.

Die Glimmerschiefer sind meistens muskovitisch, weniger biotitisch-muskovitisch mit viel Granat. Die lokale Anwesenheit von Chlorit zeugt von einer Diaphtorese. Vom petrographischen Sandpunkt ist das Vorkommen von kleinen Linsen des Granatfels interessant.

Die Geologie und Mineralogie der Lagerstätte Dúhovo.

Die Lagerstätte liegt in tektonisch und hydrothermal umgewandelten Biotitparagneisen in unmittelbarer Nähe und lokal auch direkt in der mylonitischen Zone der angeschobenen tektonischen Schuppe der Para- und Orthogneise. Im Untergrund der Glimmerschieferplatte ist eine schwache Vererzung von Pb-Zn-Ag Formation entstanden, die durch ein Netz von kleinen Erzgängen, das die Spalten und Klüften in den Paragneisen ausfüllen, representiert ist.

Gemäss der unterschiedlichen Orientation der mit Erz gefüllten Spalten zur Druckwirkung hat sich die Deformation durch die tektonische Prozesse bewirkt, teils durch Zermalmung der Ausfüllung (Risse parallel zum Druck), teils durch Walzen derselben (Risse senkrecht zum Druck).

Die Vertretung der Minerale in den Erzpartien sowie in den Seitengesteinen in der Lagerstätte ist aus der Tabelle 1 ersichtlich, die Sukzession ist in der Tabelle 2 angegeben.

Das Alter der Metallization in der Lagerstätte Dúhovo ist nachweisbar ein alpines und im Rahmen der Gliederung nach B. C a m b e l (1959) gehört die Lagerstätte in die Subprovinz der Tatroveporiden in der Provinz der Zentralwestkarpathen.

T a b. V

Foto 1: Epidotický amfibolit. Pásky s převahou amfibolu (tmavší) se střídají s heteroblastickými pásky epidotu. Výbrus, // nikoly, zvětšeno 13×. — Foto 2: Amfibolem bohatá vyloučenina v biotitické pararule. Velké sloupce amfibolu spolu s biotitem jsou v křemenoživcové základní hmotě. Výbrus, // nikoly, zvětšeno 13×. — Foto 3: Mylonit biotitické pararuly. Agregát křemene, složený ze silně undulózniých, zubovitě do sebe zapadajících zrn. Výbrus, X nikoly, zvětšeno 13×. — Foto 4: Mylonitizovaný svor. Silně zvrásněné muskovitové pásky jsou porušené ještě puklinami, vyhojenými limonitem. Výbrus, // nikoly, zvětšeno 13×.

T a b. VI

Foto 1: Hrubozrnný migmatit granitického vzhledu, Korimovo. Migmatoblast plagioklasu, silně postižený sericitizací. Výbrus, X nikoly, zvětšeno 13×. — Foto 2: Hydrotermálně přeměněná pararula. Pseudomorfozy křemene po listách slídy v mylonitické výplni trhlin. Zvětšeno asi 40×. — Foto 3: Stejná hornina jako foto 7. Je patrné metasomatické zatlačování karbonátu (KB) sfaleritem (SF) po hranicích metakrystu křemene (KŘ). Výbrus, X nikoly, zvětšeno asi 40×. — Foto 4: Silně rozpukaný agregát galenitu. Pukliny zvyrazňují štěpnost podle krychle. Nábrus, // nikoly, zvětšeno asi 24×.

MIROSLAV IVANOV

KU GEOCHÉMII HORNÍN KRYŠTALINIKA KOHÚTA

Tento príspevok naväzuje na výsledky autorových geologických štúdií zo SV časti veporíd (pozri literatúru) a podáva geochemický obraz hlavných petrografických typov hornín kryštalinika Kohúta, resp. skúma charakteristické asociácie stopových elementov a paralelizáciu s horninami jadrových pohorí, prípadne s paleozoickými komplexami Spišsko-gemerského rudohoria.

Horniny kryštalinika tzv. pásma Kohúta môžeme rozdeliť na komplex *kryštalických bridlic a granitoidov*. Kryštalické bridlice, zastúpené biotitickými pararulami a kvarciticckými rulami s polohami amfibolitov a amfibolických hornín, považujeme, podobne ako Z o u b e k — M á š k a (1960), za najstarší komplex — predkambrický. Vo východnej časti tvoria relatívne mladší sedimentárny komplex biotiticko-chloritické fylity (kvarcity), považované oboma autormi za mladšie proterozoikum. Z geochemických štúdií však vyplynulo, že ide len o vyššie metamorfovanú spodnokarbónsku jednotku gemeríd.

Granitoidné horniny na liste Revúca patria trom orogenetickým fázam. Za najstarší komplex (predhercýnsky) považujeme aplitoidné granity (ortoruly) v centrálnej časti listu, ktoré môžu metasomaticky intenzívne modifikovať okolité horniny plášťa. S druhou orogenetickou etapou, hercýnskou, súvisia procesy hlbinej granitizácie a palingenézy s rôznymi výslednými produktmi. Najrozšírenejším typom sú tzv. hybridné granodiority, produkty anatektickej magmy. V severnej časti listu vystupuje osobitný typ, ktorý sme nazvali *granitoidy typu Klimentovej*. Sú tiež súčasťou hercýnskej orogenetickej fázy, ale ich materská magma predstavovala už asi viac diferencovaný derivát a intrudovala do vyšších partií zemskej kôry. S procesmi hercýnskej granitizácie súvisia aj metasomatické zjavy, vyvolané odštiepenou aplitoidnou zložkou, bohatou na draslík, ktorá spôsobuje premenu biotitických pararúl až na metasomatické granity (granitoidy JZ a JV od Stolice). Ich medziproduktom sú imbibované ruly. Inde vytvára samostatné žilné telesá — aplity, prípadne pegmatity. Najmladšou horninou granitoidnej fázy (alpínskeho vývojového cyklu) sú celistvé biotitické granitoidy, tvoriace v JV časti listu menšie telesá.

Za účelom sledovania stopových elementov jednotlivých typov hornín boli vyhotovené početné analýzy (aby sa vylúčili lokálne vplyvy). Materiál bol odobraný z umelých (lomy) a prirodzených odkryvov. Geochemické analýzy vyhotovilo spektrochemické laboratórium GÚDŠ (G. Kupčo, J. Cubínek, K. Lopašovský).

V študovaných horninách sledujeme distribúciu prvkov Sn, Li, Pb, Ni, Co, Cr, Zr, Sr, V, Ga pomocou kvantitatívnej spektrálnej analýzy a distribúciu ostatného spektra (v našom prípade Mn, Cu, Ag, Ti, Y, Yb, Sc, La) semikvantitatívnou analýzou. Výsledky analýz zhrnuté v tabuľkách podávajú charakter jednotlivých prvkov (ich stálosť, variabilitu, prípadne inertnosť), pričom prvky stanovené kvantitatívne sú v absolútnych hodnotách v ppm (1 ppm = 1–10,000 %); pri semikvantitatívnych analýzach v číslach označujúcich relatívne koncentrácie tohto prvku, a to: .1 = koncentrácia prvku od 0.001–0.0001 %; .2 od 0.01–0.001 %; .3 od 0.08–0.01 %; .4 od 0.3–0.08 %; .5 od 1.0–0.3 %.

Jednotlivé geologické procesy a ich produkty, pokiaľ ich možno v určitej štruktúrnej jednotke definovať ako uzatvorený alebo polozatvorený systém, sa vyznačujú (v závislosti od genetických podmienok) špecifickou charakteristickou distribúciou stopových elementov (Ivanov – Kupčo 1960); vzhľadom na túto zistenú zákonitosť sme sledovali stopové elementy aj v predmetnom kryštaliníku, kde sme z distribučného spektra mikroelementov vymedzili pre jednotlivé genetické typy hornín charakteristické asociácie stopových elementov.

Pod týmto pojmom rozumieme prvky, u ktorých jednotlivé elementy sú zastúpené (v danom type horniny) v koncentráciách enormne zvýšených alebo znížených oproti priemeru, stanovenému u petrograficky príbuzných (avšak stratigraficky odlišných) typov hornín.

Pre granitoidné horniny charakteristické asociácie elementov boli stanovené vzájomným porovnaním príslušných spektier granitoidov kryštalinika Kohúta, gemeríd i jadrových pohorí. V druhej skupine – sedimentárnych a metamorfovaných hornín – a v tretej skupine – bázických hornín (amfibolity – gabrodiority) charakteristické asociácie boli stanovené vzájomným porovnaním distribučných spektier a paralelizáciou s výsledkami geochemických analýz hornín paleozoika gemeríd.

Diskusia výsledkov

Výskum stopových elementov – sledovanie distribúcie a asociácie jednotlivých mikroelementov – i keď sa opiera o absolútne hodnoty koncentrácie prvkov, ostáva metódou relatívnou, a to v tom zmysle, že geochemické výsledky majú význam hlavne pre vzájomnú paralelizáciu s inými stratigrafickými a petrografickými typmi hornín. Pritom je potrebné vychádzať z genetických podmienok vzniku daného komplexu hornín, aby sa neporovnávali dva rozličné produkty v rámci jednej skupiny. Preto sme študovali predmetné územie aj po geologicko-tektonickej stránke.

Každý typ hornín sledujeme ako genetický celok a snažíme sa nájsť preňho geochemické zákonitosti platné pre širší areál, aby mohli byť kritériom pre stratifikáciu a paralelizáciu a aby pomohli objasniť diferenciacny proces.

Zákonitosti medzi mineralogickým zložením horniny a ich mikrochemizmom nemohol som sledovať, lebo som nemal možnosť súčasne študovať petrografiú jednotlivých typov hornín.

Nižšie podávame geochemickú charakteristiku nasledovných typov hornín: aplitoidné granitoidy najstaršej (predhercýnskej) fázy; hybridné granitoidy staršej hercýnskej fázy; hercýnske granitoidy typu Klimentová; leukokrátne metasomatické granity; aplity a pegmatity hercýnskych granitoidov; granitoidy alpínskej vývinovej fázy; biotitické pararuly (predkambrium); biotiticko-chloritické fylity (spodný karbón); amfibolické bázické magmatické horniny.

Aplitoidné horniny najstaršej fázy predstavujú v kryštaliniku Kohúta značne rôznorodé horniny v dôsledku ich schopnosti intenzívne metasomaticky pôsobiť na okolné horniny plášťa.

Je zaujímavé, že ako celok geochemicky predstavujú pomerne chudobnú magmu. Odráža sa to i v mineralogickom zložení príslušných leukokrátnych diferenciatov, ktoré majú absolútny nedostatok tmavých súčiastok i typických pegmatitoidných minerálov. Iba v prípade Y a Yb je v aplitoidných horninách (ortorulách) v okolí Muráňa a Muránskej Huty pozitívny charakteristický skok, príznačný pre tento typ granitoidov v študovanom území. Ich prítomnosť v aplitoidných granitoidoch súvisí asi s prítomnosťou xenotimu. V tejto fáze pozorovať aj čiastočne zvýšenú koncentráciu Sr; pretože Sr vytvára len zriedkavo samostatné minerály, ide asi o izomorfný produkt s Ca a K-iónom. Z ostatných stopových elementov sú pre aplitoidné granitoidy charakteristické negatívne koncentrácie Li — Co — V — Zr — Ti — La a čiastočne Cr, súvisiace práve s nedostatkom tmavých súčiastok. U ostatných prvkov spektra sa nezistili pozoruhodnejšie geochemické zákonitosti.

Hybridné granodiority staršej hercýnskej fázy patria k najrozšírenejšiemu typu granitoidov kryštalinika Kohúta. Považujeme ich za produkt anatexie „in situ“. Keďže magma nemala čas k dokonalej homogenizácii, prejavuje sa to aj v petrografickom charaktere i v geochemickom zložení horniny (koncentrácie jednotlivých elementov až na Ba sú značne nestále).

Hybridné granitoidy charakterizuje osobitná asociácia stopových elementov, predovšetkým pozitívne koncentrácie Ba, Sr a Cr. Bárium vystupuje väčšinou ako izomorfná prímes v draselných mineráloch (ortoklasy, sludy); stroncium sa zasa viaže prevažne na minerály s Ca iónom (plagioklasy). Z menej charakteristických prvkov je príznačná pozitívna asociácia V—Co—Li, ktoré sú závislé od relatívnej prítomnosti Mg a Fe v hornine. Značné, avšak nekonštantné množstvo biotitu je v súlade s pozitívnou asociáciou V—Cr—Co—Li. Ostatné prvky spektra sú inertné, alebo nevykazujú väčšie geochemické zákonitosti.

A. Aplitoidné granitoidy najstaršej fázy

tabuľka č. 1

č.	Geol.zn	Sn	Li	Pb	Ni	Co	Cr	Zr	Ba	Sr	V	Ga	Mn	Cu	Ag	Ti	Y	Yb	Sc	La
1	R-156	3	30	14	1	0	1	19	1000	420	6	5	2	1	-	3	1	2	2	-
2	R-43	4	0	26	17	0	7	10	1000	1000	26	6	3	2	1	2	-	-	-	2
3	R-45	st.	0	28	14	0	7	21	1000	1000	20	6	2	2	-	3	-	-	-	-
4	R-90	5	st.	25	14	0	5	58	220	460	st.	8	4	2	1	3	2	3	2	-
5	R-131	0	30	25	21	0	4	30	320	340	0	4	4	1	1	3	2	3	2	-
6	R-18	4	0	16	18	st.	6	160	300	1000	0	11	3	2	1	4	2	3	2	-

B. Hybridné granodiority staršej hercýnskej fázy

tabuľka č. 2

1	R-56	st.	48	25	54	22	86	74	1000	550	200	12	3	3	1	5	-	2	2	2
2	R-32	7	35	20	30	23	30	50	1000	1000	88	10	4	2	-	3	-	-	2	2
3	R-40	10	st.	17	24	83	40	100	1000	1000	330	17	4	2	-	4	-	2	2	-
4	R-152	3	46	19	4	5	3	200	1000	1000	110	9	3	1	1	4	-	2	2	2
5	R-126	4	54	34	12	22	23	100	1000	380	170	20	3	2	1	4	1	2	2	2
6	R-120	4	69	22	30	24	40	110	1000	540	140	14	4	3	1	4	-	2	2	2

A/1 — aplitoidný granit JZ Čiernej Lehoty; A/2 — aplitoidný granit k-516 SV Revúcej; A/3 — aplitoidný granit južnej Šturmanovej hory (S Revúcej); A/4 — aplitoidný granit — údolie S Muránskej Dlhej Lúky; A/5 — aplitoidný granit — ústie údolia SV Muránskej Dlhej Lúky; A/6 — ortorula, zatáčka cesty z Muráňa na Muránsku Hutu.

B/1 — hybridný granodiorit — lom Z okraj Revúcej; B/2 — granodiorit lom pri ceste z Revúčky na Zdychavu; B/3 — granodiorit — lom S Muránskej Lúky; B/4 — granodiorit — SV Muránskej Huty; B/5 — granodiorit údolie SV Čiernej Lehoty; B/6 — granodiorit — hlavné údolie S Čiernej Lehoty.

Hercýnske granitoidy typu Klimentová v komplexe hercýnskych granitoidov v kryštaliniku Kohúta vystupujú i samostatné magmatické telesá, hlavne v severnej časti kryštalinika. Považujem ich za diferenciálny produkt anatektickej magmy typu hybridných granodioritov. Tu však magma intrudovala do vyšších partií zemskej kôry. Ide o kyslejšie diferenciáty na prechode medzi granodioritmi a granitmi. Môže ísť o podobnú intruzívnu fázu, ako napr. v jadrových pohoriach magurský typ granitov.

Geochemicky sa líšia aj od hybridných granodioritov staršej hercýnskej fázy. Granitoid typu Klimentová je totiž kyslejší magmatický typ (s kyslejšími plagioklasmi), s menším zastúpením tmavých súčiastok. V kyslejších magmatických diferenciátoch nastáva deficit ťažkých kovov (porovnaj koncentrácie prvkov: Ni, Co, Cr). V porovnaní s leukokrátnejšími a mladšími typmi granitoidov kryštalinika Kohúta pre granitoidy typu Klimentová je charakteristická pozitívna asociácia (Li) — V a negatívne asociácie Ba, Cr.

C. Hercynské granodiority - typ Klimentová

tabuľka č. 3

Č.	Geol. zn.	Sn	Li	Tb	Ni	Co	Cr	Zr	Ba	Sr	V	Ga	Mn	Cu	Ag	Ti	Y	Yb	Sc	La
1	R-98	0	48	10	40	9	3	200	460	100	150	16	5	2	1	4	-	2	2	-
2	K-36	5	51	28	4	5	4	160	420	360	110	16	4	2	1	4	-	2	2	2
3	R-99	6	69	16	20	12	7	110	830	440	110	13	4	2	1	4	-	2	2	2
4	R-154	5	36	33	3	2	2	180	810	320	49	19	3	2	1	4	1	2	2	2
5	K-1	8	53	17	32	5	17	290	260	260	100	18	4	2	2	4	-	2	2	2
6	R-153	6	37	14	11	7	7	120	650	450	140	18	3	2	1	3	-	2	2	-

D. Hercynské metasomatické granity

tabuľka č. 4

1	R-84	6	st.	31	23	4	16	44	1000	180	28	8	3	2	-	4	-	1	2	2
2	R-101	st.	30	33	19	4	16	57	1000	180	34	7	4	2	-	4	-	1	2	3
3	R-73	st.	st.	32	17	0	10	50	440	940	10	8	4	2	1	4	-	2	2	2
4	R-102	5	32	40	14	3	16	43	1000	150	32	8	4	2	1	4	1	2	2	2
5	R-103	5	st.	43	22	3	10	56	1000	410	14	8	3	2	-	3	-	2	-	3

C/1 — granodiority typu Klimentová — Klimentová; C/2 — granodiorit 600 m SZ Klimentovej, SV k-1112; C/3 — granodiorit — hlavné údolie ku Klimentovej; C/4 — granodiorit SZ hrebeň od kóty 1254; C/5 — granodiorit — dolina S od kóty 1175; C/6 — granodiorit sedlo pod k-1254 S Muránskej Huty.

D/1 — metasomatické granity — údolie Z Stolice; D/2 — metasomatický granit — dolina Z Rejdovej; D/3 — metasomatický granit — cesta ku k-1254 V Karafovej; D/4 — metasomatický leukokrátny granit — údolie Z Rejdovej; D/5 — metasomatický granit — údolie Z Rejdovej.

Metasomatické granity sú v kryštaliniku Kohúta známe len na veľmi obmedzenom areále. Vznikajú pri extrémnom prínose neozomu do hornín plášťa, ktorý metasomaticky ztláčajú. Značne sú príbuzné s aplitmi a pegmatitmi, najmä pokiaľ ide o asociácie prvkov: Li—Zr—V. Z pozitívnych prvkov čiastočne na seba upozorňuje Cr a La.

Aplity a pegmatity (hercýnskeho veku) prestupujú horniny kryštalinika Kohúta. Leukokrátnu zložku anatektickej magmy geneticky možno považovať za zhodnú s procesmi a produktami externej granitizácie, počas ktorej dochádza k zjavom imbibície a vzniku metasomatických granitov.

Geochemicky sú zaujímavé asociácie stopových elementov zhodné s aplitoidnými granitoidmi najstaršej predhercýnskej fázy. Ide o negatívnu asociáciu Li—Co—(Cr)—Zr—V—Ti; iba u Pb pozorujeme čiastočný prírastok. V oboch prípadoch je nedostatok slúd a tmavých súčiastok, s ktorými sa viaže hlavne množstvo vyššie uvedených katiónov. Teda dva časovo odlišné geologické procesy za príbuzných podmienok môžu mať obdobné výsledné produkty i po geochemickej stránke.

Všeobecne pri aplitoch a pegmatitoch vyplýva záver, že kyslejšie (neskoršie) magmatické diferenciáty vykazujú deficit stopových elementov v porovnaní s rannými magmatickými diferenciátmi (granodiority).

Granitoidy alpskeho veku vystupujú vo východnej časti listu Revúca (SZ od Jelšavy, Hladomorná dolina S od Chyžného; Ivanov 1962).

Z geochemických rozborov granitoidov vysvitá, že ide skutočne o samostatnú magmu, odlišnú od granitoidov hercýnskeho veku. Rozdiely vyplývajú najmä z asociácií prvkov Cr—Zr—V—Sr—Co. Alpske granitoidy kryštalinika Kohúta sa vyznačujú negatívnymi koncentraciami stopových prvkov podobne ako gemeridné granity (porovnaj geochemické analýzy Ivanova — Kupča 1960). Hoci obidva typy majú zhodný (alpínsky) vek, som toho názoru, že geneticky patria dvom samostatným magmatickým krbom. U gemeridných granitov pozorovať ešte väčší úbytok stopových elementov (Co, Ba, Sr, V, Sc) než u granitov kryštalinika Kohúta, pričom sú charakteristické zvýšeným obsahom Sn.

E. Aplity hercýnskeho veku

tabuľka č. 5

č.	Geol. zn.	Sn	Li	Pb	Ni	Co	Cr	Zr	Ba	Sr	V	Ga	Mn	Cu	Ag	Tl	Y	Yb	Sc	La
1	R-65	5	st	26	16	0	6	69	300	120	st	6	4	2	1	3	-	2	2	-
2	R-71	3	30	51	3	0	2	59	1000	260	16	4	3	1	-	3	-	2	2	2
3	R-5	st	st	46	14	0	6	10	1000	170	6	6	3	2	-	3	-	2	2	2
4	R-28	4	st	60	18	0	5	12	860	81	st	7	2	3	-	3	2	2	2	-
5	R-100	3	30	71	0	0	1	22	1000	1000	12	3	3	2	-	3	-	2	2	2

F. Alpské granitoidy

tabuľka č. 6

1	R-7	7	39	41	14	4	7	44	1000	320	44	10	4	2	1	4	-	2	2	2
2	R-11	9	33	38	17	4	9	56	1000	220	40	11	3	3	2	4	1	2	2	2
3	R-73	6	34	38	17	3	7	36	1000	250	39	11	4	2	1	4	-	2	2	2
4	R-74	6	33	31	17	4	4	43	1000	140	30	9	3	2	1	4	-	2	2	2
5	R-113	st.	31	43	22	8	7	50	1000	300	42	11	3	2	1	3	-	2	2	2
6	R-13	5	39	26	24	5	13	86	1000	520	45	10	4	2	-	3	-	-	2	2

E/1 — aplitická žila v hybridnom granodiorite S Mokrej Lúky; E/2 — aplitická žila v hybridnom granodiorite — údolie SV Muránskej Dlhej Lúky; E/3 — aplit. v doline Stružného potoka S Revúcej; E/4 — aplit. žila v hybridnom granodiorite — lom S Čiernej Lehoty; E/5 — pegmatit prerážajúci pararulamí — údolie Z Rejdovej.

F/1 — alpínsky granit — lom pri Lubeníku; F/2 — alpínsky granit — J časť údolia S od Chyžného; F/3 — granit Kozia dolina S Chyžného; F/4 — granit — Kozia dolina S Chyžného; F/5 — granit — Hladomorná dolina S Chyžného; F/6 — granit — údolie S Kopráša.

Biotitické pararuly (predkambrium) vystupujú ako horniny starého kryštalickeho plášťa; bez účinkov granitizácie sú len na veľmi obmedzených areáloch. Ich vekom sa zaoberali viacerí autori. Podnet k diskusii dal názor Z o u b k a — M á š k u (1959) o prekambriickom veku kryštalickej bridlice tatro-veporid. Na základe regionálnych štúdií v gemeridách a v príslušných kryštalickej jadrách priklonil som sa tiež k tomuto názoru.

I keď ide iba o prvé geochemické štúdiá z kryštalínika, vidíme, že kryštalickej bridlice predstavujú sedimentárny komplex, geochemicky odlišný od sedimentárnych členov gelnickej série gemerid. Rozdiely v asociáciách stopových elementov sú odrazom zmeny prostredia. Pre biotitické pararuly je charakteristická pozitívna asociácia Sr—V, pri negatívnom Cr. Horniny gelnickej série (až na V) vo vlachovských fylitoch charakterizujú pozitívne asociácie Zr—Ba—Cr.

Pretože kryštalickej bridlice sú v centrálnych Západných Karpatoch rozšírené

G. Biotitické pararuly (predkambrium)

tabuľka č. 7

č.	Geol. zn.	Sn	Li	Pb	Ni	Co	Cr	Zr	Ba	Se	V	Ga	Mn	Cu	Hg	Tl	Y	Yb	Sc	La
1	R-71	9	56	22	21	13	7	130	1000	500	160	14	4	2	1	4	-	2	2	2
2	R-34	7	34	28	20	27	7	52	340	320	370	14	4	3	1	4	-	3	2	2
3	R-2	7	35	22	20	6	9	91	960	380	78	12	3	2	1	4	-	2	2	2
4	R-87	st.	st.	25	41	32	7	42	360	230	400	9	4	2	1	4	-	2	2	-
5	R-138	-	87	11	2	18	1	200	250	1000	370	15	4	1	1	4	-	2	2	-
6	R-57	3	30	22	25	6	4	310	480	340	180	16	4	2	1	4	-	2	2	2

H. Chloriticko-biotitické fylity (spod. karbón)

tabuľka č. 8

č.	Geol. zn.	Sn	Li	Pb	Ni	Co	Cr	Zr	Ba	Se	V	Ga	Mn	Cu	Hg	Tl	Y	Yb	Sc	La
1	R-146	-	69	78	44	16	63	200	490	260	160	14	3	3	1	4	1	2	2	2
2	R-134	5	39	13	28	13	54	270	320	160	230	9	3	3	1	4	1	2	2	2
3	R-9	5	35	23	76	26	96	130	1000	1000	180	14	4	2	1	4	-	2	2	2
4	R-8	6	63	22	71	25	100	98	1000	280	300	19	3	3	1	4	-	2	2	2
5	R-21	5	30	16	66	20	89	77	380	1000	130	11	3	3	1	4	1	2	2	2
6	R-22	st.	57	22	54	22	63	81	710	170	140	12	4	2	1	4	-	2	3	2

G/1 — biotitická pararula — údolie J Zdychavy; G/2 — pararula — Muráňska Zdychava; G/3 — xenolit pararuly — bočné údolíčko SZ Revúčky cca 1 km; G/4 — pararula — horný koniec údolia S Muráňskej Dlhej Lúky; G/5 — pararula — údolie SV od k-1246; G/6 — pararula J od Červenej skaly k. 910.

H/1 — biotiticko-chloritické fylity — lom SZ Lubeníka; H/2 — biotiticko-chloritické fylity — Hladomorná dolina SV Chyžného; H/3 — biotiticko-chloritické fylity — stredná časť údolia S Chyžného; H/4 — biotiticko-chloritické fylity — zárez cesty v doline S Chyžného; H/5 — biotiticko-chloritické fylity — ústie štolne S od Kopráša; H/6 — biotiticko-chloritické fylity — 200 m od ústia tunela v údolí S od Kopráša.

na značných územiach, bude potrebné geochemicky ich preskúmať z viacerých jadier a stanoviť geochemické zákonitosti distribúcie stopových elementov.

Chlorititicko-biotitické fylity (spodný karbón). V styčnej zóne gemeríd a veporíd vystupuje pásmo biotiticko-chloritických fylitov (kvarcitických fylitov; tzv. švorová zóna), ktoré Z o u b e k — M á š k a (1960) považovali za mladšie proterozoikum. Podľa môjho názoru (I v a n o v 1960) súvrstvie patrí gemeridným jednotkám spodného karbónu, vo vyššej metamorfnej fácií.

Porovnaním výsledkov týchto geochemických štúdií s obdobnými štúdiami v Spišsko-gemerskom rudohorí (I v a n o v — K u p č o 1960) vidíme, že najbližšie asociácie stopových elementov tohto súvrstvia sa približujú spodnokarbónskym fylitom západnej časti gemeríd. Pre chlorititicko-biotitické fylity v styčnej zóne gemeríd a veporíd sú charakteristické pozitívne asociácie stopových prvkov: Ni-Cr-Sr-V. Podobne (až na Sr) sú charakteristické pozitívne asociácie prvkov v spodnokarbónskych fylitoch západnej časti gemeríd; po geochemickej stránke možno teda toto súvrstvie považovať za spodný karbón.

Amfibolické bázické magmatické horniny tvoria samostatný genetický a geochemický celok kryštalinika Kohúta vo forme menších teliesok uprostred kryštallických bridlíc, resp. rôzne granitizovaných hornín. V prípade syngenetických polôh medzi biotitickými pararulami ide pravdepodobne o diabázy, prípadne ich tufy, metamorfované na amfibolity. Amfibolické gabrá, vystupujúce medzi hybridnými granodioritmi v podobe nepravidelných telies, považujeme za produkt anatexie amfibolitov (pôvodných diabázov). O genetickej príbuznosti amfibolitov a amfibolických gabrier nasvedčuje i geochemická zhodnosť distribučných spektier.

J. Amfibolické magmatické horniny (predkambrické)

tabuľka č. 9

č.	Geol. zn.	Sn	Li	Pb	Ni	Co	Cr	Zr	Ba	Sr	V	Ga	Mn	Cu	Hg	Ti	Y	Yb	Sc	La
1	R-117	12	st.	3	62	36	430	170	655	460	200	15	4	2	1	3	2	2	2	2
2	R-115	10	0	3	100	43	1000	220	380	1000	210	11	4	2	1	3	2	2	3	2
3	R-80	10	0	3	32	39	580	270	44	1000	300	18	4	2	1	4	2	2	3	-
4	DB-10?	10	0	0	180	71	1000	230	450	960	190	8	4	1	1	3	2	2	3	-
5	DB-41	10	0	3	11	23	220	360	580	1000	260	78	4	1	1	3	2	2	2	-
6	DB-121	10	0	5	96	50	280	230	1000	1000	190	16	4	1	1	3	2	2	2	-

I/1 — amfibolické gabro — dolina SZ Čiernej Lehoty; I/2 — amfibolické gabro — údolie SZ Čiernej Lehoty; I/3 — amfibolické gabro — pravé bočné údolisko v Hutskom údolí; I/4 — amfibolity — SZ okraj Revúcej 200 m od kóty 308; I/5 — amfibolity — 300 m V od kóty 679 3 km S od Muraňskej Zdychavy; I/6 — amfibolity — 700 m SV od kóty 805 2 km V od Muraňskej Dlhej Lúky.

Poznámka: Pozitívne koncentrácie prvkov oproti priemeru sú vyznačené rámečkom s čiernym trojuholníčkom, čiastočne pozitívne iba rámečkom; negatívne koncentrácie len čiernym trojuholníčkom, čiastočne negatívne bodkami v protifaľných rohoch.

Geochemicky táto skupina bázických hornín predstavuje samostatný typ hornín, odlišný od granitoidných členov. Porovnaním charakteristických asociácií stopových elementov s bázickými horninami Spišsko-gemerského rudohoria dospejeme k záveru, že ani jeden typ bázických magmatických hornín v Spišsko-gemerskom rudohorí sa nezohoduje s amfibolickými magmatickými horninami kryštalinika Kohúta. Zrejme predstavujú odlišný genetický typ, ktorý nespadá do paleozoických magmatických procesov.

Pre amfibolity a amfibolické gabrá kryštalinika Kohúta je charakteristická pozitívna asociácia prvkov: Sr—Cr—(Ba) a konštantná prítomnosť Sn a Y, s ktorými sa u paleozoických bázických členov nestretávame. Výsledky geochemického štúdia týchto amfibolických hornín nevyvracajú, ale naopak podporujú názor o predkambrickom veku kryštalinických bridlíc veporíd.

Záver

Štúdiom granitoidných i sedimentárnych metamorfovaných členov kryštalinika Kohúta sa nám podarilo stanoviť pre jednotlivé genetické typy charakteristické asociácie stopových elementov, ktoré môžu slúžiť ako kritérium pri stratifikácii hornín. Zistili sme, že *diferenciačné produkty magmy raného štádia sú po geochemickej stránke bohatšie na stopové elementy ako magmatické produkty neskorších štádií*. Najbohatšie asociácie nachádzame u prvotných hybridných granodioritov. Neskoršie granitoidné diferenciáty — granitoidy typu Klimentová majú už úbytok stopových elementov. Najchudobnejšie leukokrátne magmy sú aplity a pegmatity. Zaznamenávame tu určitý „filtračný efekt“.

Magma bázických členov kryštalinika nie je totožná s magmou amfibolických gabier gemeríd, ani s ostatnými magmatickými členmi tejto geologicko-tektonickej jednotky. V prípade biotitických pararúl potvrdil sa názor, že komplex kryštalických bridlíc nemožno považovať za vyššie metamorfované ekvivalenty gelnickej série, ale že geneticky predstavuje samostatnú sedimentárnu jednotku.

Štúdiom stopových elementov v sedimentárnych členoch tzv. „svorovej zóny“ sme dospeli k záveru, že séria biotiticko-chloritických fylitov je geochemicky príbuzná so spodnokarbónskymi sériami západných gemeríd.

Záverom ďakujem dr. Arnoštovi Dudekovi, C. Sc., za jeho cenné pripomienky k tejto práci.

Lektoroval dr. A. Dudek

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Ahrens L. H., 1954: Quantitative spectrochemical Analysis of silicates. Pergamon press Ltd. London. — [2] Aleksiev E., 1960: Geochimija na redkite u razsejanije elementy vo Vitoškija pluton. Trudove vorchu geolozjata na Bolgaria I. (BAN), Sofia. — [3] Aleksiev E., 1961: Geochimija na Čiprovsko-Martinovskija ruden rajon. Trudove vorchu geolozjata na Bolgaria II. (BAN), Sofia. — [4] Betehtin A. G., 1952: O osnovnom zakone geochimiji. Izv. AN SSSR č. 3, Moskva. — [5] Goldschmidt V. M., 1937: The principles of

distribution of chemical elements in minerals and rocks. Journal Chem. Soc., Oslo. — [6] Ivanov M., 1957: Genéza a vzťah granitoidných intruzií k superkrustálnym sériám kryštalínika Suchého a Malej Magury. Geolog. práce, Zošit 47, Bratislava. — [7] Ivanov M., 1960: Litológia a petrografia staropaleozoických a karbónskych sérií Gemerid. Archív GÚDŠ (rukopis). — [8] Ivanov M. — Kupčo G., 1960: Distribúcia a asociácie stopových elementov v magmatických a sedimentárnych horninách Spišsko-gemerského rudohoria. Archív GÚDŠ (rukopis). — [9] Ivanov M., 1962: K pôvodu kryštalických bridlic a granitoidov v SV časti Veporid. Geologický vestník č. 6, Praha. — [10] Kamenický L., 1957: Kryštalínikum veporid v oblasti k. Trešníka, k. Stolice a k. Kohúta. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [11] Kantor J., 1960: Kriedové orogenetické procesy vo svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalínika. Geologické práce, Zprávy 19, Bratislava. — [12] Klíneč A., 1959: Niekoľko poznámok k územiu na styku gemerid s veporidami. Geologické práce, Zprávy 20, Bratislava. — [13] Maheľ M., 1954: Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika západných Gemerid. Geologický zborník V/1, Bratislava. — [14] Sahaama Th. — Rankama K., 1950: Geochemistry. Chicago. — [15] Vernadskij V. I., 1954: Očerki geochimiji. (Izbranyje trudy) Moskva. — [16] Zoubek V., 1954: Zpráva o výzkumu východní části pásma Kohúta. Zprávy o geologických výzkumech v r. 1954, Praha. — [17] Zoubek V., 1960: Osnovnyje čerty geologičeskogo razvitiija centralnych Karpat v domezoioickij period. Materiály KBA, Kijev. — [18] Zoubek V. — Máška M., 1960: In: Tektonik development of Czechoslovakia, Praha.

MIROSLAV IVANOV

BEITRAG ZUR GEOCHEMIE DER GESTEINE IM KRISTALLIN DER KOHÚT-ZONE

Im vorliegenden Beitrag beschäftigt sich der Verfasser mit dem Ursprung der kristallinen Schiefer und Granitoiden im Kristallin der Kohút-Zone in den Veporiden und mit deren geochemischen Charakteristik.

Auf Grund der Distribution von Spurenelementen in einzelnen magmatischen und sedimentären metamorphierten Gesteinen der studierten Zone wurden für einzelne genetische Gesteinstypen charakteristische Assoziationen der Spurenelemente festgestellt. Dadurch war es möglich die studierten Gesteine mit den übrigen Granitoiden und kristallinen Schiefen der zentralen Westkarpaten zu parallelisieren und auch zur Klärung einiger stratigraphischer Probleme beizutragen. Der Verfasser gelangte zur Ansicht, dass sich einzelne Entwicklungsphasen der Granitoiden im Kohút-Kristallin geochemisch wesentlich voneinander unterscheiden. Dabei wurde auch gewisse Gesetzmässigkeit festgestellt, nämlich, dass die Produkte der frühen Differentiation der Magma (hibride Granitoiden) viel reichere Assoziationen und Konzentrationen der Spurenelemente aufweisen als Produkte der späteren (jüngeren) magmatischen Stadien (aplitoide Granite — Pegmatite).

Durch die geochemischen Studien der sedimentären kata- bis mezozonal metamorphierten Gesteine (biotitische Paragneise), als auch der basischen Gesteine aus dem Kristallin der Kohút-Zone (amphibolische Gabbro- und Amphibolit-Gesteine) wurde bestätigt, dass es sich da nicht um die paläozoische Serie (äquivalent mit der gemeriden Gelnicaer Serie), sondern um genetisch selbständige Einheiten handelt. Die Ansicht über das praekambrische Alter des Kristallin ist auch vom geochemischen Standpunkt aus gerechtfertigt. Was die biotitischen Phyllite der sog. „Glimmerschiefer-Zone“ anbelangt, konnte man feststellen, dass die Assoziationen der Spurenelemente dieser Gesteine denen der unterkarbonischen Phyllite im westlichen Teil der Gemer-Zone am nächsten sind. Damit ist auch die schon früher geäußerte Meinung des Verfassers bestätigt, dass nämlich dieser stratigraphische Horizont dem Unterkarbon angehört (M. Ivanov 1950).

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

JOZEF VÁCLAV

IDENTIFIKÁCIA KOBELITU ZO ŽILY DÁVID PRI HENCLOVEJ

Žila Dávid pri Henclovej južne od Nálepkovala patrí kremeň — sulfidickému typu, na ktorom nie je vyvinutá sideritová perióda, ale mladšia, charakterizujúca všetky žily v Spišsko-gemerskom rudohorí. Žila vystupuje na styku porfyroidov a fylitov (F u s á n — K a n t o r 1952) gelnickej série. Mineralogické zloženie žilnej výplne sme študovali hlavne zo spodnej a strednej haldy, ktoré sú bohatšie na zrudnenie (banské práce sú t. č. neprístupné), Podstatnú časť žily tvorí kremeň. Ostatné minerály (ankerit, chlorit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit a kobelit) tvoria v SiO_2 (niektoré sulfidy i v ankerite) hniezda, žilky, alebo vystupujú vo forme impregnácií. Nelíšia sa teda od spôsobu výskytu na ostatných žilách v Spišsko-gemerskom rudohorí a vekove sú v podstate tiež zhodné. Najstarší je kremeň, po ktorom vykryštalizoval ankerit a chlorit, neskôr sulfidy.

Vlastnosti kobelitu a jeho postavenie v sukcesii

Doteraz bol kobelit identifikovaný z troch lokalít v Spišsko-gemerskom rudohorí: Fichtenhübel (T r d l i č k a — K u p k a 1957), Hummel (H a k — K u p k a 1958), Mária baňa, Rožňava (N o v á k 1960); na všetkých troch výskytoch je v asociácii so sideritom a sulfidmi, pričom na Fichtenhübli je najhojnejší v siderite, u ostatných dvoch hlavne so sulfidmi (s chalkopyritom a tetraedritom). Na žile Dávid je najhojnejší v žilnom kmeni vo forme malých lokálnych zhlukov, často v asociácii s chalkopyritom a tetraedritom, menej s pyritom. V asociácii s chloritom a ankeritom nebol pozorovaný.

N o v á k (1960) uvádza, že súčasne s pribúdaním kobelitu do hĺbky stúpa obsah chalkopyritu na úkor tetraedritu. Tento jav môžeme sčasti pozorovať i na žile Dávid, ovšem len z haldového materiálu. V haldovom materiáli zo štôlní, vyrazených nad sebou postupne zhora nadol, pribúda chalkopyrit, pričom spodná halda je na CuFeS_2 najbohatšia; tu sa zistil aj kobelit. Na potvrdenie platnosti tejto zákonitosti by bolo potrebné preskúmať pomery priamo na žile. Zaujímavé

je i pozorovanie týkajúce sa tetraedritu. Domnievam sa, že spomenutý poznatok (najmä pokiaľ ide o vzťah kobelitu a tetraedritu) má len lokálnu platnosť.

Kobelit zo žily Dávid bol určený mineralogicky (+ lept. skúšky), spektrálne a röntgenometricky.

Makroskopicky tvorí stebelnaté, alebo ihličkovité agregáty, často hviezdicovito usporiadané v SiO_2 . Hojné sú aj ihličky alebo zrnká kobelitu vo forme agregátov; ďalej od nich sa vyskytuje len ojedinele. Dĺžka stebiel alebo ihličiek nepresahuje 4 mm. Kobelit je ocelovošedý, veľmi krehký, ľahko sa pozdĺžne i priečne láme.

V nábrusoch pri chalkografickom pozorovaní je šedobiely, s pomerne vysokou odrazivosťou a silnou anizotropiou. Dvojodraz má veľmi slabý, pozorovateľný len na styku rôzne orientovaných zŕn v rámci slabých šedobielych odtieňov. Je strednej tvrdosti, ľahko sa rýpe oceľovou ihlou, zatiaľ čo s medenou iba v jednom prípade po rýpnutí bola pozorovaná slabá ryha. Spôsob vystupovania a koncentrácie sa pod mikroskopom javí rovnako, ako pri makroskopickom pozorovaní. Zreteľne však pozorovať jeho stebelnatý, miestami až vláknitý vývoj, hlavne v puklinách kremeňa, ktoré nezriedka sleduje. Steblá alebo ihličky zhášajú priamo. Hojné sú aj slabo koncentrované nepravidelné viac-menej okrúhle zrnká miestami s rovnými okrajmi, najčastejšie mierne laločnatými.

Pri leptacích skúškach kobelit reagoval len s HNO_3 1:1. Hneď po styku s činidlom sa začal rýchle leptáť. Sfarbil sa do hnedočervena, vzápätí do tmavo-hneda za unikania bubliniek plynu. Po zotrení činidla zostala na mieste matná drsná „zrnitá“ plocha. S ostatnými činidlami bola reakcia negatívna.

Jeho postavenie v sukcesii sme študovali na jeho vzťahu s pyritom, chalkopyritom a tetraedritom (k SiO_2 je jeho vzťah jasný). Zdá sa, že uzatvára a preniká medzi pyritovými zrnkami do SiO_2 (pozorované len v jednom prípade). Na základe toho predpokladáme, že kobelit sa vylúčil po pyrite, teda je mladší. Vo vzťahu k tetraedritu pozorujeme ich vzájomné prerastanie bez metasomatózy. Iba v jednom prípade sa zdá, akoby tetraedrit prenikal po štiepanej ploche do kobelitu. Z toho sa nedá urobiť definitívny záver, či k ich vylučovaniu došlo naraz. Kobelit je starší ako chalkopyrit, ktorý ho preniká hlavne pozdĺž plochy štiepnosti. Zriedkavejšie preniká Cu FeS_2 na styku kremeňa s kobelitom. Sukcesiu sulfidov vzhľadom ku kobelitu môžeme potom vyjadriť asi takto: pyrit — kobelit — chalkopyrit — tetraedrit. Podobnú sukcesiu kobelitu uvádzajú z Fichtenhübla Trdlička — Kupka (1957), z ložiska Humel Hak — Kupka (1958) a z Mária bane Novák (1960).

Kvalitatívna spektrálna analýza

Pre malé množstvo materiálu boli vyhotovené v laboratóriu GÚDŠ v Bratislave iba kvalitatívne spektrálne analýzy za týchto podmienok: Spektrograf E 492 A. Hilger exp. 45" pri 5A, 30" pri 7A, 30" pri 9A fotomateriál Foma super ortho;

bez prediskrenia; uhlíkové elektródy ElektrokARBÓN n. p. Topoľčany; vzdial. elektr. 3 mm; uzáv. 3,2; štrbina 6.

Spektrálne zistené prvky boli podľa vizuálneho odhadu intenzity línií zaradené do 4 skupín: *množstvo podstatné*: Si, Pb, Sb, Bi; *množstvo vedľajšie*: Cu; *množstvo podradné*: Fe, Ag, Al, Ni; *množstvo stopové*: Ba, Ti, Ca, K, Mg, Cr, Be?. Vzorec kobelitu sa uvádza rôzne, v Danovom mineralogickom kompendiu ako $Pb_2 (Bi, Sb)_2 S_5$, W. Nuffield (in Dana S. E. — Dana D. I. 1946) ako $Pb_6 Fe Bi_4 Sb_2 S_{16}$. Kým prvý vzorec neprihliada k zložke Fe, Nuffield ju pokladá za stáleho komponenta. V analyzovanom kobelite zo žily Dávid hlavné komponenty, ktoré budujú mriežku tohto minerálu, sú zastúpené v podstatnom množstve, okrem Fe zastúpeného 0,1–0,01 %, teda v podradnom množstve; z toho časť pravdepodobne patrí heterogénnej prímеси. Podobné množstvo Fe bolo zistené aj v analýze kobelitu z Fichtenhübla. U ostatných výskytov (Rožňava, Hummel, Fichtenhübel) sa pohybuje Fe vo vedľajšom až v podstatnom množstve. Vo väčšine analyzovaných kobelitov Spišsko-gemerského rudohoria je Fe pravdepodobne prítomné len ako heterogénna prímесь vo forme chalkopyritu, tetraedritu, resp. arzenopyritu, pyritu a iných; vidieť to aj z obsahu hlavne Cd, Fe, Cu, As, Ag, Hg, Co atď., ktorý závisí práve od prítomnosti spomínaných minerálov v heterogénnej forme a od prostredia, v ktorom bol kobelit separovaný.

Zo žily Dávid bol separovaný zo SiO_2 ; časť Ag, zastúpeného vo vedľajšom množstve, tu pravdepodobne izomorfne zastupuje Pb, lebo ich iónové polomery sú dosť blízke, a časť je heterogénna z tetraedritu. Ostatné prvky patria zjavne mechanickým prímесiam sulfidických zlúčenín, kremeňa a pod.

Röntgenometrická identifikácia kobelitu

Najvhodnejšia je identifikácia kobelitu na základe röntgenometrickej analýzy, pre veľkú podobnosť (makroskopickú i mikroskopickú) s minerálmi skupiny sulfosolí Pb, Bi, Sb. Röntgenogram bol vyhotovený v laboratóriu GÚDŠ v Bratislave. metódou Debeye Scherrerovou na prístroji Euraf Delft za týchto podmienok: antikatóda Co, Fe filter, priemer komôrky 57,3, napätie 30 kW, intenzita 20 mA exp. 330 sek. Intenzita línií bola odhadovaná vizuálne a je vyjadrená stupnicou od 1 až 10, pričom 10 značí najvyššiu a 1 najnižšiu pozorovanú intenzitu.

V tabuľke uvádzame výsledky meraní z popisovanej lokality, ako aj z ostatných spišsko-gemerských kobelitov, porovnávané s literatúrnymi údajmi Harcourta, Nuffielda, Trdličku a Kupka. Zhodné výsledky dosiahnuté viacerými metódami a porovnané s kobelitom z klasickej lokality Hvena (Švédsko) potvrdzujú jeho prítomnosť v horninách na žile Dávid.

Záverom dakujem doc. dr. Varčekovi za cenné pripomienky k mojej práci a tiež J. Holéczyovej, J. Cubínkovi a F. Vrbovskému za vyhotovené analýzy, resp. mikrofotografie.

Röntgenometrická identifikácia kobelitu a zrovnanie s literatúrou

1		2		3		4		5		6	
I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)
2	4,32	1	4,25	1	4,25	0,5	4,23	0,3	4,25	0,5	4,21
4	3,97	2	4,00	3	3,97	1	3,95	4	4,00	1	3,99
2	3,76	1	3,73	1	3,79	0,5	3,74	4	3,78	0,5	3,73
10	3,53	0	3,52	10	3,55	8	3,52	9	3,55	9	3,52
6	3,35	10	3,39	10	3,40	10	3,39	9	3,38	10	3,40
3	3,27	2	3,27	3	3,28	2	3,28	9	3,27	2	3,27
6	3,12	1	3,13	2	3,13	2	3,11	7	3,14	2	3,13
3	2,99	2	2,98	5	3,00	3	2,96	4	2,98	2	2,97
10	2,86	7d	2,85	5	2,88	9	2,87	10	2,86	3	2,84
8	2,71	5	2,71	6	2,74	7	2,72	9	2,72	3	2,70
3	2,59	2d	2,59	1d	2,59	1	2,59	3	2,60	0,5	2,60
3	2,51	—	—	1	2,51	—	—	—	—	—	—
—	—	0,5	2,42?	1	2,47	—	—	—	—	—	—
3	2,29	2d	3,32	3	2,32	1d	2,31	3	2,31	0,5	2,30
3	2,24	2d	2,24	3d	2,25	1d	2,26	3	2,25	0,5	2,25
6	2,12	7d	2,12	5d	2,13	5d	2,14	7	2,13	3	2,14
—	—	1d	2,08	—	—	—	—	—	—	0,5	2,08
5	2,03	6	2,02	7	2,03	5d	2,02	7	2,02	4	2,04
3	1,94	1d	1,953	1d	1,95	1d	1,937	2	1,94	0,5	2,02
—	—	3d	1,125	—	—	—	—	—	—	1	1,916
3	1,85	—	—	1	1,87	—	—	—	—	0,5	1,887
—	—	—	—	—	—	0,5	1,834	—	—	0,5	1,814
3	1,78	3d	1,806	2	1,82	1d	1,814	3	1,81	0,5	1,813
3	1,74	3d	1,744	6d	1,75	8	1,75	4	1,74	2	1,844

1. Žila Dávid, Henclová; 2. Žila Mária, Rožňava (Novák 1960) VI. patro, sever; 3. Fichtenhübel (Trdlička—Kupka 1957) št. Raký; 4. Hummel (Hak—Kupka) 1958; 5. Hvena Švédsko (Harcourt 1942); 6. Hvena Švédsko (Nuffield 1948).

Lektoroval doc. C. Varček

LITERATÚRA

[1] Bastin E. S. a comp., 1931: Critéria of Age Relations of Minerals. With Especial Reference to polysched Sections of Ores. Ec. geol. vol. XXVI/6. — [2] Dana S. E. — Dana D I., 1946: The system of Mineralogy (ruský preklad). — [3] Fusán O. — Kantor J., 1952: Geologické a rudné pomery na liste Švedlár. (Archív GÚDŠ.) — [4] Hak J. — Kupka F., 1958: Identifikácia kobelitu z Hummelu ve Spišsko-gemerském rudohoří. Čas. pro mineralog. a geol. III. — [5] Harcourt G. A., 1942: Tables for the identification of ore minerals by X-ray powder patterns. The Am. Min. vol. 27. — [6] Novák Fr., 1960: Závěrečná zpráva o geochem.-mineralog. výzkumu lož. Mária baňa a okolí. Ústav nerost. surovin Kutná Hora; rukopis, Geofond Praha. — [7] Ramdohr P., 1955: Die Erzminerale und ihre Verwahrungen. Berlin. — [8] Short N. M., 1931: Mikroskopie determination of the Ore Minerals — Interior Dept — U. S. G. S. Bulletin 825, Washington. — [9] Trdlička Z. — Kupka F., 1957: Kobelit a ryzí vismut z lokality Fichtenhübel na Slovensku. Sborník k 80. akademika Slavíka.

B. LEŠKO—J. SALAJ—O. SAMUEL

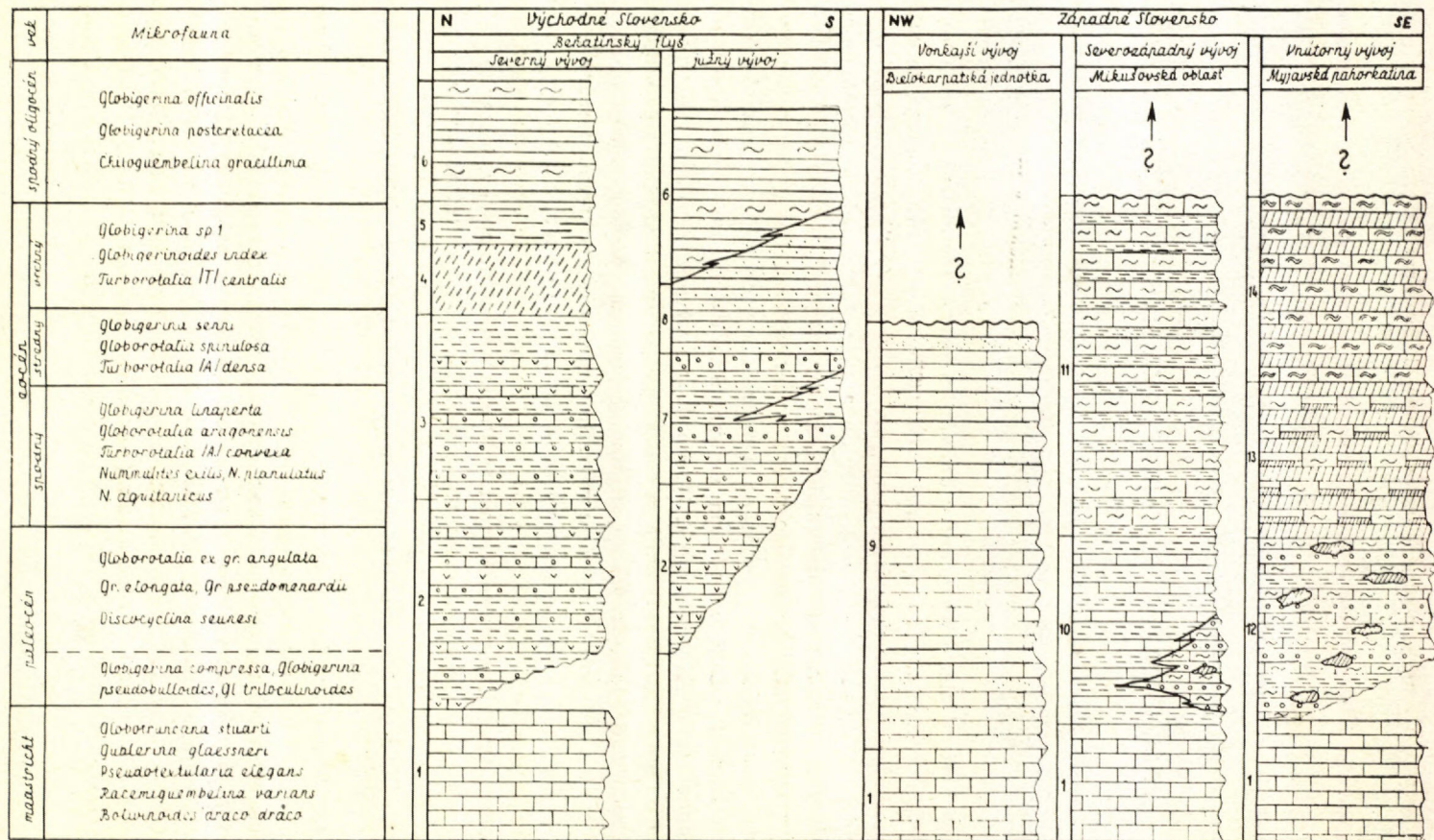
PALEOGÉN BRADLOVÉHO PÁSMO SLOVENSKÝCH KARPÁT

Hoci už od čias Uhliga bol v bradlovom pásme Pienin známy osobitný vývoj paleogénu („nördliche Grenzzone“), udržiaval sa v literatúre názor, že paleogénym obalom bradlového pásma je magurský flyš, ktorý v dôsledku popaleogénnych horotvorných pohybov vytvoril s pienidným mezozoikom jednotku vyššieho radu — magurský príkrov. Podľa doterajších názorov magurský paleogén sa začal usadzovať v severnej časti bradlového pásma po laramských vrásnivých pochodoch, kým južne, vnútornejšie od bradlového mezozoika a v centrálnych jednotkách Západných Karpát začala paleogénna sedimentácia ďalekosiahlou transgresiou až vo vrchnom lutéte. Hranica medzi týmito dvoma vývoji podľa Andrusova — Scheibnera (1960) mala prebiehať niekde uprostred bradlového pásma; podľa nich medzi magurským a centrálnokarpatským vývojom paleogénu neexistujú prechody a spôsob sedimentácie vysvetľujú pomocou „pobrežnej flexúry“.

Poslednými výskumami na východe (Leško — Samuel 1960) a na západe (Samuel — Salaj 1961, 1962) sme zistili, že vývoj paleogénu v bradlovom pásme slovenských Karpát sa stratigraficko-litologicky, tektonicky i paleogeograficky líši od magurského flyšového vývoja i od centrálnokarpatského vývoja paleogénu. Na miestach s nevýrazným laramským vrásnením charakterizuje ho neprerušená sedimentácia medzi vrchnou kriedou a paleogénom, inde zase postupná transgresia spodného paleocénu až spodného eocénu.

Na východnom Slovensku spodný člen paleogénnej série je vyvinutý vo fácií flyšovej, zlepcovo-pieskovcovej (pročské vrstvy) s vložkami pestrých slieňov; litologicky naväzuje táto fácia na jarmutský vývoj vrchnej kriedy. Jej stratigrafický rozsah je stredný paleocén (resp. dan = spodný paleocén) až spodný eocén. Spodná hranica paleontologicky je zatiaľ doložená faunou, odpovedajúcou pásmu s „*Globorotalia*“ *uncinata*, ktoré najnovšie Bolli & Cita (1960) zaraďujú k vrchnému danu [*Turborotalia* (*Acarinina*) *uncinata* (Bolli), *Globigerina compressa* Plummer, *Globigerina pseudobulloides* Plummer, *Globigerina*

Stratigraficko-litofaciálny profil paleogénom bradlového pásma slovenských Karpát



triloculinoides Plummer]. Z významnejších foriem v strednom a vrchnom paleocéne sa vyskytujú napr. *Globorotalia ex gr. angulata* (White), *Gl. elongata* Glaessner, *Gl. pseudomenardii* Bolli a *Globigerina varianta* Subbotina atď. Spodný eocén popri malých foraminiferách charakterizujú numulity napr. *N. exilis* Douv., *N. planulatus* Lam., *N. aquitanicus* Ben. (Bieda 1960).

Už vo flyšovom vývoji pročských vrstiev sú známe pestré (prevažne červené) ílovce, ktoré smerom do nadložia vo flyšových vrstvách prevládajú nad pieskovcovo-zlepencovou zložkou. Stratigraficky odpovedajú spodnému [*Rhabdammina ex gr. discreta* Brady, *Glomospira charoides* (Jones & Parker), *Recurvoides aff. turbinatus* Brady, *Plectina cf. fallax* (Grzybowski), *Plectina coniformis* (Grzybowski)] až strednému eocénu, ktorý charakterizujú bohaté asociácie s významným druhom *Cyclammina amplexans* Grzybowski. Vrchný eocén až spodný oligocén je ovplyvnený sliezskou faciou s vývojom globigerinových slieňov, menilitových (s dvoma polohami jaselských bridlíc) a krosnenských (maľcovských) vrstiev.

Na západe je paleogénny vývoj bradlového pásma obdobný, ale faciálne zložitejší ako na východe. Vyznačuje sa od JZ k SV niekoľkými vývojmami:

a) *Vývoj juhovýchodný (vnútorný)* sa vyznačuje plynulým prechodom z vrchnej kriedy do paleogénu. Smerom do vnútra centrálnych Karpát paleogénna séria v dôsledku neskorších transgresíí začína až vyšším paleocénom alebo až spodným eocénom (yprés). Nad vrchnou kriedou v miestach so slieňovcovým vývojom (púchovským) paleogén je bez prerušenia vyvinutý v nezmenenej slienitej facií. V miestach, kde vrchnú kriedu tvorí flyšová fácía, sedimentácia pokračovala do paleogénu vo vývoji zlepencovo-vápencovom (koralovo-riasové vápence) a flyšovom, tiež bez prerušenia.

Značnú časť zlepencovo-vápencového vývoja Andrusov (1959) považoval ako upohlavské vrstvy za santon-kampan (porov. Salaj — Samuel 1963).

Koralové, rífové vápence spolu s exotickými zlepencami v oblasti Myjavskej pahorkatiny sa donedávna tiež považovali (Andrusov — Kühn 1937) za

◁
1 — maastricht bradlového pásma (jarmutský a „púchovský“ vývoj), 2 — vápnito-kremité pieskovce, sivé vápnité ílovce, slieňovce, polymiktné zlepence (pročské vrstvy), 3 — pestré (prevažne červené) íly a ílovce, 4 — globigerinové sliene, 5 — vápnité menilitové ílovce s polohami jaselských lupkov, 6 — sivé, sivohnedé a sivomodré jemnopiesčité vápnité ílovce s vložkami krivolupenatých vápnitých pieskovcov — krosnenské (maľcovské) vrstvy, 7 — strednozrnné vápnité pieskovce s vložkami pestrých (prevažne červených) ílov a slieňov a s polohami karbonatických zlepencov (súľovského typu), 8 — sivozelené a modrasté muskovitické ílovce s jemnozrnnými ílovito-vápnitými pieskovcami, 9 — belovežské vrstvy a alternujúce solánske vrstvy, 10 — pestré prevažne červené ílovce s polohami strednozrnných vápnitých pieskovcov, 11 — stredno a hrubozrnné vápnité pieskovce a sivozelené slieňovce a sliene, 12 — flyšové súvrstvie s prevahou polymiktných exotických zlepencov s polohami biohermných, riasovo-koralových rífových a organogénnych vápencov, 13 — modrasté, vápnité organogénne pieskovce až vápence s polohami karbonatických zlepencov, ktoré sa striedajú so slieňmi, 14 — flyšové ílovcovo-pieskovcové súvrstvie.

senón. Spodnopaleocénny vek týchto vývojov potvrdzujú druhy: *Globigerina compressa* Plummer, *G. pseudobulloides* Plummer, *G. triloculinoides* Plummer. Pre stredný a vrchný paleocén sú i tu príznačné už vyššie spomínané formy *G. varianta* Subbotina, *Gl. ex. gr. angulata* (White), *Gl. elongata* Glaessner, *Gl. pseudomenardii* Bolli. V riasovo-koralových vápencoch je to predovšetkým *Discocyclus seunesi* Douvillé a *Distichoplax biserialis* (Dietrich).

Paleocénna zlepencovo-vápencová fácia miestami zasahuje až do spodného eocénu. Smerom do nadložia pozvoľne prechádza do flyšového vývoja s vložkami pestrých slieňov so stratigrafickým rozsahom spodný až vrchný eocén. Vrstvy spodného eocénu obsahujú aglutinované i vápnité foraminifery. Z vápnitých je to predovšetkým planktón, zastúpený globigerinami z okruhu *G. ex. gr. eocaenica* Terquem; z ďalších druhov sú to *Gl. pseudoeocaenica* Subbotina, *Gl. aragonensis* Nuttal a *Gl. lensiformis* Subbotina. V strednoeocénnych asociáciách dominuje *Turborotalia (Acarinina) crassata densa* (Cushman) spolu s už v spodnom eocéne rozšíreným druhom *Globigerina eocaenica* Terquem. Najmladším paleontologicky preukázaným členom flyšového súvrstvia je vrchný eocén s početnou formou *Globigerinoides index* Finlay, ktorá v tetýdnej geosynklinále je najhojnejšie rozšírená v spodnej časti vrchného eocénu (= pásma s *Globigerinoides index*).

b) Severozápadný vývoj v bradlovom pásme sa vyznačuje flyšovou faciou s polohami pestrých, prevažne červených ílovcov (hlavne v spodnej časti) — bez prerušenia sedimentácie, v normálnom nadloží „púchovského“, resp. jarmutského vývoja. Červené ílovce obsahujú miestami bohatú asociáciu foraminifer paleocénneho veku [*Rzehakina complanata* (Grzybowski), *Rz. inclusa* (Grzybowski), *Hormosina ovulum* (Grzybowski) — malé formy, *Globigerina triloculinoides* Plummer a *G. varianta* Subbotina].

Spodný eocén charakterizujú asociácie, v ktorých chýbajú vyššie menované paleocénne formy, ale aj druhy, významné pre stredný eocén, ako napr. *Cyclamina amplexans* Grzybowski a *Ammodiscus latus* Grzybowski. Zato

◁

1 — flyšové, prevažne pieskovcové vrstvy (levočské pieskovce, bielopotocké, handlovské), 2 — sliene, ílovce, vápnité pieskovce (krosnenské, maľcovské a šarišské vrstvy), 3 — rohovce, prekremené ílovce (menilitové vrstvy), 4 — karbonátové zlepence, pieskovce (súľovský typ — priabon), 5 — karbonátové zlepence (súľovské; vrchný lutét), 6 — pestré ílovce, sliene, glaukonitové pieskovce (belovežské vrstvy, globigerinové sliene), 7 — prevažne pieskovcové flyšové vrstvy (bielokarpatské a strihovské vrstvy; intenzívne zvrásnené), 8 — vápnito-kremité pieskovce, sivé vápnité ílovce, polymiktné zlepence (pročské vrstvy = dan — ypres), 9 — polymiktné zlepence, 10 — rífové a organogénne vápence a polymiktné exotické zlepence, 11 — vápnito-kremité pieskovce; sivé vápnité ílovce a sliene (jarmutské vrstvy = vrchný senón), 12 — pestré sliene, vápnité pieskovce („púchovské“ vrstvy = senón), 13 — pestré sliene a ílovce (hlučské vrstvy; stredná až vrchná krieda), 14 — flyšové ílovcovo-pieskovcové súvrstvie, 15 — južný, neflyšový, vývoj paleogénu (oligocén), 16 — predvrchnoeocénne vrásnenie a diskordancia.

však obsahujú spoločenstvo foraminifer s *Rhabdammina* ex gr. *discreta* (Brady), *Hyperammina nodata* Grzybowski, *Recurvoides* aff. *turbinatus* Brady, *Recurvoides imperfectus* Hanzlíková, *Plectina* aff. *coniformis* (Grzybowski), *Plectina* sp.

Vrstvy, ktoré začleňujeme do stredného až vrchného eocénu (azda až oligocénu), sú vyvinuté v nezmenenom flyšovom ílovcovo-pieskovcovom vývoji s náznakom vplyvu litologických prvkov sliezskej fácie s chudobnou asociáciou foraminifer. Litologický charakter stredného až vrchného eocénu je v oboch vývoch v podstate zhodný. Charakterizujú ich vrstvy, ktoré vznikli v dôsledku paleogeografických diania v priestore flyšovej geosynklinály a centrálneho masívu Karpát koncom stredného a počiatkom vrchného eocénu. Do tohto cyklu spadajú aj karbonátové zlepence súlovského typu, sliene, slieňovce, menilitové ílovce a rohovce, ako aj mohutné pieskovcové komplexy, ktoré miestami ukončujú paleogénnu sedimentáciu v centrálnych Karpatoch. Kým v bradlovom pásme vrstvy stredného až vrchného eocénu tvoria v normálnom slede nad spodným eocénom paleogénnu sériu bradlového pásma, južne — vnútorne od bradlového pásma — majú charakter postupnej transgresie na mezozoický tatrídno-veporidný podklad.

c) *Vonkajší vývoj paleogénu* bradlového pásma v Západných Karpatoch reprezentuje paleogénna séria bielokarpatskej jednotky, čiastočne tiež jednotka Oravskej Magury, ktoré tektonicky patria už magurskému flyšovému pásmu. V tektonickom vývoji prekonali paleogénne série v nadloží pienidného mezozoika dve-tri horotvorné fázy. Laramské horotvorné pohyby len miestami prerušili vrchnokriedovú sedimentáciu; okrajové vonkajšie pásma pienidného mezozoika zostali neporušené, a paleocénna sedimentácia bez prerušenia pokračovala nad vrchnokriedovými usadeninami. Ďalšie horotvorné pohyby v bradlovom pásme sa prejavili pred vrchným eocénom a ich účinky pozorujeme na východe v bradlovom a magurskom flyšovom pásme. Neskoršie, sávske vrásnenie určilo (spolu s predchádzajúcimi) tektonické črty a vzťah paleogénu bradlového pásma k jeho mezozoickému substrátu.

Na východe vytvorila sa paleogénna jednotka vyššieho radu — beňatinský flyš (Leško 1960b; Leško — Samuel 1960) s tektonickou individualitou voči magurskému príkrovu. Na západe slovenských Karpát sa paleogénne sedimenty (mierne zvrásnené) stali buď súčasťou tektonických štruktúr bradlového pásma (tvoria zvláštne pásma paleogénnej série, tektonicky diferencovanej oproti magurskému, niekde aj centrálnokarpatskému paleogénu), alebo hlavne v severných vonkajších pásmach súčasťou magurského príkrovu.

V okrajových, severozápadných pásmach bradlového (pienidného) priestoru na západe slovenských Karpát pozorujeme isté litologické prechody z paleogénnych útvarov synklinoriálnych štruktúr bradlového pásma do útvarov magurského flyša. Na Orave sú tieto prechody zastreté. Domnievame sa preto, že tam po laramských pohyboch existovala azda kordiliera SV—JZ smeru, spomínaná už Marschalikom & Radomskim (1960), ktorá v paleogéne asi oddeľovala magurský

flyšový bazén od bradlového. Paleocéna až spodnoeocéna transgresia zasiahla predovšetkým pienidné mezozoikum a len niekde zasiahla aj tatrídny mezozoický podklad. Až transgresia lutétskeho mora v dôsledku poklesu karpatského masívu prenikla hlboko na juh za bradlové pásmo do depresií centrálnych jednotiek Karpát a spôsobila vznik jednotnej sedimentácie bradlového a centrálnokarpatského priestoru.

Na východe, počnúc od Pienin sa v paleogéne morfológicky rysuje pravdepodobne kordiliera marmarošského masívu, ktorá do vrchného eocénu ovplyvnila litologický charakter beňatínskeho flyša a vývoj jeho tektonickej individuality voči magurskému príkrovu. Postupná paleocéna až spodnoeocéna transgresia zasiahla, podobne ako na západe, predovšetkým celé pienidné mezozoikum a časť podkladu centrálného pásma Karpát. Centrálné jednotky Karpát (podobne ako na západe) boli zasiahnuté aj rozsiahlou lutétskou transgresiou. Napokon pred priabónom došlo k ďalším ďalekosiahlym paleogeografickým zmenám v Karpatoch, k ich ďalšiemu poklesu, takže na východe došlo k transgresii mora z krosnenského flyšového bazénu, ďaleko na juh a juhozápad (juhovýchod) do priestoru centrálnych Karpát (K s i a ž k i e w i c z — L e š k o 1959).

Vývin slieňov, menilitových ílovcov a rohovcov, vývin vrstiev podobných malcovským — krosnenským vrstvám v depresiách západných Karpát (L e š k o 1960b) naznačuje do istej miery spoločný a jednotný faciálny vývin vrchného eocénu (oligocénu) flyšovej geosynklinály Karpát. Domnievame sa preto, že v priabóne a v oligocéne vznikli v celej flyšovej geosynklinále a v jej výbežkoch do centrálnych Karpát obdobné litologické sedimenty so špecifickým vplyvom tej oblasti, v ktorej sa usadili.

Záver

Paleogénne členy bradlového pásma sa litologicky a stratigraficky líšia od magurských členov. Paleogénna sedimentácia v pienidnom priestore prebiehala: a) miestami neprerušene medzi vrchnou kriedou a paleocénom do vrchného eocénu až oligocénu; b) po rôzne výrazných horotvorných laramských pohyboch postupne transgresiou paleocénu až spodného eocénu do oligocénu. Lutétska transgresia bola plošne veľmi výrazná a zasiahla hlavne tatrídno-veporidné elementy centrálnych Karpát. Po predvrchnoeocénných vrásnivých pohyboch došlo na východe k jednotnej sedimentácii sliezsko-súľovskej. Pienidné mezozoikum a paleogén tvoria na východe jednotku vyššieho radu — beňatínsky flyš, na západe sú paleogénne sedimenty tektonicky rôzne späté s magurským príkrovom.

Mezozoický pienidný podklad v karpatskom oblúku sa v dôsledku paleogénneho a popaleogénneho tektonického vývoja nestotožňuje a nesúvisí úplne s magurským príkrovom ako popaleogénna tektonická jednotka; na západe čiastočne s magurským príkrovom organicky súvisí, avšak na východe, už od Pienin sa pienidné

mezozoikum tektonicky diferencuje od magurského paleogénu a stáčajúc sa výrazne na juh, vytvára s paleogénnymi sedimentmi jednotku vyššieho radu.

Magurské čiastkové jednotky — jednotka Oravskej Magury a bielokarpatská jednotka — na západe sa vo vzťahu k pienidnému mezozoickému substrátu líšia od tektonických ekvivalentov na východe — čerchovskej a kochanovskej jednotky.

Lektoroval doc. dr. M. Mahel

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D. — Scheibner E., 1960: An Outline of the present state of knowledge about the Geology of the Klippen Belt between R. Vlára and T. Tvrdošín. Geol. sbor. XI/2, Bratislava. — [2] Bieda F., 1960: Foraminiferenfaunen des klippennahen Flysches in der Ostslowakei (Taf. V—VI). Geol. práce, Zprávy 18, Bratislava. — [3] Birkenmajer K., 1960: Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. Jb. geol. B. A., Wien. — [4] Bolli H. M. — Cita B. M., 1960: Upper Cretaceous and Lower Tertiary Planktonic Foraminifera from the Padermo. Intern. Geol. Congres, Report of the XX Session. Part 5, Copenhagen. — [5] Książkiewicz M., 1960: Outline of the Paleogeography in the Polish Flysch Carpathians. Inst. geol., Tom XXX, Warszawa. — [6] Książkiewicz M. — Leško B., 1959: On the Relation between the Krosno and Magura — Flysch. Bull. Acad. Polonaise des sciences. Série des sci. chim., géol. et géogr., vol. VII/10, Kraków. — [7] Leško B., 1960a: Menilite beds in the Slovak Carpathians. Geologické práce, Zprávy 17, Bratislava. — [8] Leško B., 1960b: Paleogén bradlového pásma na vých. Slovensku. Geol. sbor. XI/2, Bratislava. — [9] Leško B. — Samuel O., 1960: Géologie de la zone des klippen des encizons de Podhorod. Geol. práce, Zprávy 20, Bratislava. — [10] Matějka A. — Andrusov D., 1931: Aperçu de la géol. des Carpathes occidentales de la Slovaquie Centrale et des régions avoisinantes. Knihovna SGÚ, sv. 13a, Praha. — [11] Marszałko R. — Radomski A., 1960: Wstępne wyniki badań nad kierunkami transportu materialu w basenie fliszowym centralnych Karpat. Roczn. Polskiego Tow. geol. XXX/3, Kraków. — [12] Roth Z. — Matějka A., 1956: The Geology of the Magura flysch group the northern river basin of the Vah between Bytča and Trenčín. Rozprawy ÚÚG XXII, Praha. — [13] Samuel O. — Salaj J., 1962: Stratigrafia centrálnokarpatského paleogénu a jeho vzťah k bradlovému pásmu. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [14] Žytko K., 1962: Stratigraphy of the Magura unit in the Soutwestern Part of the Beskid Żywiecki (Flysch Carpathians). Bull. d. l'Académie Pol. d. Sc. X/3, Warszawa.

ĽIBOR ĎURKOVIČ—BLAHOŠLAV ČÍČEL

MINERALOGICKO-PETROGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA VRCHNOKRIEDOVÉHO SÚVRSTVIA DUKELSKO-UŽOCKÝCH VRÁS

(*Anglické resumé*)

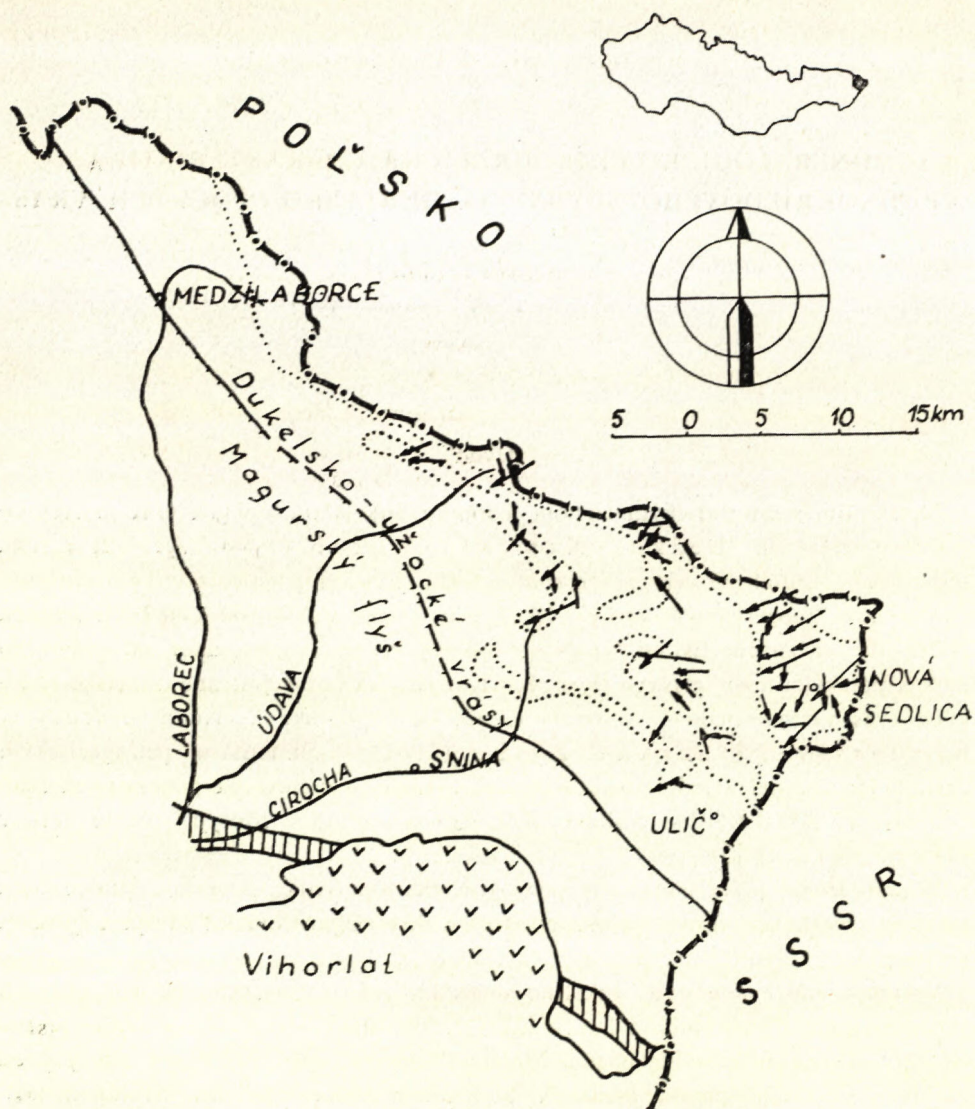
Úvod

Najstarším stratigrafickým členom jednotky dukelsko-užockých vrás je vrchnokriedové súvrstvie. Leško — Nemčok — Koráb (1960) vyčlenili v ňom lupkovské a cisňanské vrstvy v rozpätí krieda — spodný paleocén. Tým eliminovali termín „inocerámové vrstvy“, lebo vývoj kriedy v dukelsko-užockých vrásach podľa nich sa značne líši od typických inocerámových vrstiev, napr. od skibového pásma poľských a sovietskych flyšových Karpát. Na poľskej strane dukelsko-užockých vrás vrchnokriedové súvrstvia členia na lupkovské a cisňanské vrstvy aj Koszarski — Ślaczka — Żytko (1961). Sedimentárno-petrografickým výskumom vrchnej kriedy, uskutočnenom v rámci vyhotovenia generálnych máp v mierke 1:200 000 (list Snina), boli zistené základné litotypy týchto vrstiev (Ďurkovič 1960).

V predloženej práci podávame podrobnú charakteristiku hornín v študovanom súvrství (pieskovce, ílovce, pelokarbonáty) a diskutujeme otázku zdroja a spôsobu sedimentácie klastík.

Vrchnokriedové súvrstvie dukelsko-užockých vrás v najvýchodnejšej časti čl. štátneho územia sme študovali na viacerých lokalitách (napr. antiklinálne pásmo Novej Sedlice, antiklinálne pásmo Malého Bukovca; obr. 1). Pekné odkryvy sú hlavne v Zbojskom potoku medzi N. Sedlicou a Zbojom, kde sme študovali prechod z lupkovských do cisňanských vrstiev. Lupkovské vrstvy sú tvorené drobnorytmickým flyšom. Klastické členy reprezentujú jemnozrnné pieskovce a siltovce. Ílovce sú slienité, tmavošedej farby, lastúrnateho lomu. Z vrchnej časti súvrstvia je známy *Inoceramus balticus* Böhm. a *Inoceramus mülleri* Petraschek (Nemčok 1960). Prechod z lupkovských do cisňanských vrstiev je zvýraznený

postupným pribúdaním hrubolavicovitých pieskocov (max. 4 m mocných), smerom do nadložia. S narastaním mocnosti pieskocov nebolo však pozorované súčasné narastanie Md zrnitosti.



Qbr. 1. Prehľad výskytov vrchnokriedového súvrstvia v dukelsko-užockých vrásach. Systém prínosu klastického materiálu je znázornený šípkami. (Upravené podľa Koráb—Nemčok—Ďurkovič—Marschalko 1962.) — Schematic sketch of occurrences of Upper Cretaceous sequences in Dukla—Užok folds. Transport directions of clastic material based on the measuring of flute casts are indicated by arrows (according to Koráb—Nemčok—Ďurkovič—Marschalko 1962).

Textúry klastických sedimentov. Na spodnej strane klastických sedimentov (pieskovce, siltovce) sa vyskytujú najčastejšie prúdové stopy (flute casts) o rozmeroch vyvýšených častí $5 \times 2 \times 1$ cm; tlakové stopy (load casts) sú prítomné sporadicky. Z interných textúr prevláda u tenších jemnozrnných klastík laminácia v rôznom morfológickom tvare. Typická je konvolútna laminácia. U hrubolavicitých pieskovcov býva časté homogénne a gradačné zvrstvenie. Spoločne v jednej lavici sa najčastejšie vyskytuje homogénne zvrstvenie a laminácia, vyvinutá najčastejšie v strope vrstvy.

Základné typy hornín

Nakoľko po mineralogicko-petrografickej stránke nemožno jednoznačne odlíšiť horniny lupkovských a cisňanských vrstiev, v priloženom rytmograme podávame obsah štruktúrnych a mineralogických zložiek klastických sedimentov v celom profile. Sú to: Md zrnitosti, koeficient vystriedania S_0 , koeficient elongácie kremenných zŕn (kE), zložka q (kremeň a stabilné úlomky hornín), f (živce a nestabilné úlomky hornín), c (íl). Okrem toho podávame v histogramoch znázornenú frekvenciu týchto zložiek a klasifikačný diagram pieskovcov podľa Petráňka (1959). Rytmogram zostrojený podľa Vassojeviča (1948) zachytuje prechod z lupkovských do cisňanských vrstiev. Konvenčnú hranicu medzi ne kladieme tam, kde sa v rytmograme začínajú objavovať hrubolavicité polohy pieskovcov.

Pieskovce

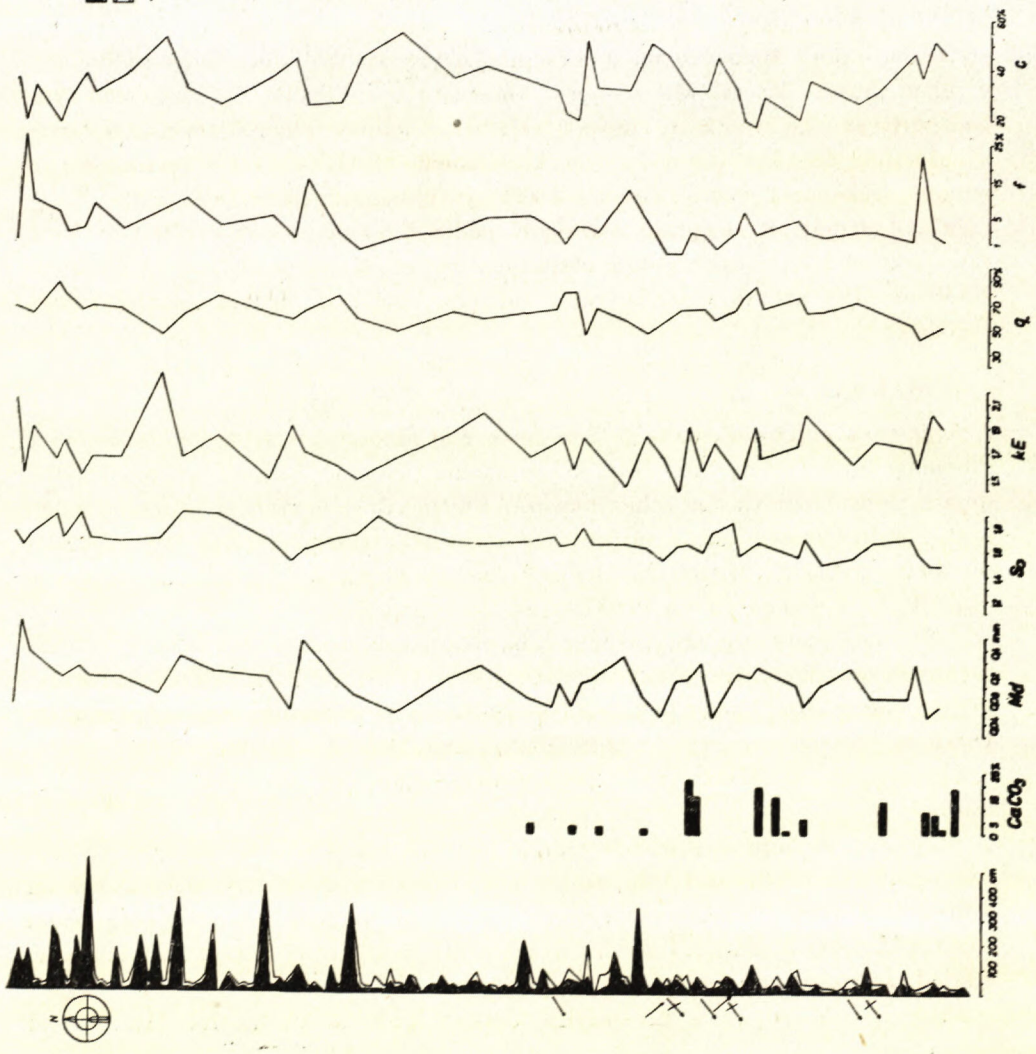
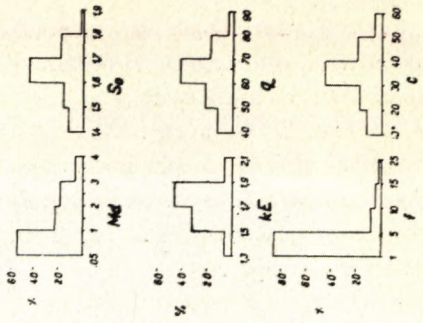
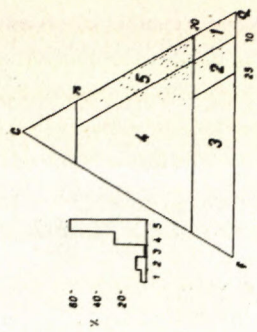
Kremenné pieskovce tvoria 6 % z celkového množstva klastík. Sú jemnozrnné s homogénnym zvrstvením, resp. s lamináciou, tvorené kremeňom, ortoklasom, muskovitom, plagioklasom a biotitom. Z autigénnych minerálov je prítomný kalcit a glaukonit. Úlomky hornín sú prítomné sporadicky (kremence, rohovce). Základnú hmotu tvorí íl. Stupeň zaoblenia kremenných zŕn 2–3 podľa 5. stupňovej škály F. J. Pettijohna (1957).

Arkozovité pieskovce tvoria 8 % z celkového počtu študovaných klastík, sú charakterizované zvýšeným obsahom zložky f , t. j. živcov a nestabilných hornín, pričom obsah ílovej hmoty je pod 20 %. Zo živcov je prítomný ortoklas, plagioklas (bázicity oligoklas-andezín) a sporadicky mikroklín. Z úlomkov sú to: mikro-zrnný vápenec, kremenec, fylit. Zvyšky organizmov sú zastúpené koralinými riasami.

Arkózy sú zastúpené v jednej vzorke, identifikovanej ako hrubozrnná arkóza. Ide o gradačne zvrstvenú lavicu, ktorej spodná časť s hrubšou frakciou má zloženie hrubozrnnnej arkózy. Hornina je tvorená kremeňom, karbonatizovaným ortoklasom a plagioklasom. Z úlomkov hornín je prítomný mikro-zrnný vápenec a kremenec. Základnú hmotu tvorí zmes ílu a karbonátu.

Droby tvoria asi 26 % z celkového obsahu študovaných klastík. Horniny sú

MĚSTROVCE
 ŹLOVE
 PĚŤOVÉ STĚPĚ



prevažne homogénne zvrstvené. Podľa klasifikácie ide o stredozrnné droby, tvorené kremeňom, ortoklasom (často kalcifikovaným), plagioklasom a muskovitom. Z úlomkov hornín je prítomný kremenec, fylit, mikrozrnný vápenec, rohovec, siltovec. Zvyšky organizmov sú zastúpené koralinnými riasami. Základnú hmotu predstavuje íl.

Drobové pieskovce tvoria hlavnú zložku klastických sedimentov (64 %). Zväčša sú jemnozrnné, zložené z kremeňa, ortoklasu, plagioklasu, mikroklínu, muskovitu, biotitu, glaukonitu, kalcitu, zirkónu, granátu a turmalínu. Úlomky hornín reprezentuje: mikrozrnný a kalový vápenec, fylit, kremenec, rohovec a ílovec. Zvyšky organizmov zastupuje *Globigerina* sp. a koralinné riasy.

Siltovce

majú obdobné mineralogické zloženie ako pieskovce. Md zrnitosti je menší ako 0,05 mm. Typickým zvrstvením je laminácia, často konvolútne sprehybaná. Látkovým zložením horniny odpovedajú drobovým pieskovcom (siltovcom), zložka / je pod 10 %. Z minerálov je prítomný: kmeň, plagioklas, ortoklas, muskovit, biotit, turmalín, glaukonit. Základná hmota je ílová, resp. ílovo-karbonátová.

Ílovce

Röntgenograficky sa v ílovcach zistil kalcit, siderit, kmeň a ílit. Mineralogické zloženie je monotónne, mení sa iba vzájomný pomer jednotlivých zložiek. Vápniť ílovcov bola stanovená na Jankovom vápnomere. Zdá sa, že nomenklatúra, opierajúca sa o túto skúšku, nie je celkom výstižná.

Na krivkách DTA je nízkoteplotná endotermná výchylka, spojená s vyparovaním vody, viazanej mechanicky. Druhá endotermná odchýlka od nulovej polohy s extrémom pri 550–565 °C je charakteristická pre ílity. Jej intenzita však ukazuje, že vedľa ílitu je prítomný aj siderit. Endotermná odchýlka je zapríčinená rozkladom kalcitu pri teplotách 750–840 °C. Teplota extrému je závislá na množstve minerálu prítomného vo vzorke. Drift nulovej polohy pri teplotách okolo 900 °C naznačuje prítomnosť ílitu.

◁ —————

Grafické znázornenie rytmickej sedimentácie vrchnokriedového súvrstvia duklesko-užockých vrás. Štruktúra a mineralogické údaje: Md — median zrnitosti, S_0 — koeficient vytriedenia, kE — koeficient elongácie kremenných zrn, q — kmeň a stabilné úlomky hornín, f — živce a nestabilné úlomky hornín, c — ílovitá základná hmota. Klasifikačný trojuholník pieskovcov podľa J. Petránka 1959. Histogramom je znázornené zastúpenie jednotlivých typov hornín v %: 1 — kremenné pieskovce, 2 — arkózoité pieskovce, 3 — arkózy, 4 — droby, 5 — drobové pieskovce. V histogramoch sú znázornené četnosti (frekvencie) uvedených štruktúrno-mineralogických údajov v rámci zobrazeného profilu. — Graphical illustration of the rhythmic sedimentation of the Upper Cretaceous sequences in Dukla-Užok folds. Textural and mineralogical data: Md (median), S_0 (sorting coefficient), kE (coefficient of quartz grain elongation), q (quartz and stable rocks fragments), f (feldspar and unstable rocks fragments), c (clayey matrix). Classification triangle of sandstones according to J. Petráněk 1959 based upon the q, f, c. Histogram expresses the abundance of different types of sandstones 1) quartzose sandstones, 2) arcosis sandstones, 3) arcoses, 4) graywackes, 5) subgraywackes in percent.

Z jednotlivých vzoriek boli pripravené leštené doštičky, ktoré sme použili na röntgenografické stanovenie mineralogického zloženia. Použitý bol difraktometer n. p. Chirana, typ GON 3, nefiltrované Fe K α žiarenie, 40 kV, 12 mA, výstupná clona 30', zberná clona 10', citlivosť 100 pulzov/sek., časová konštanta 2 sek. Snímkovali sme rýchlosťou 6°/min. Difraktogramy niektorých vzoriek sú na obr. 2. Vzorka 1 je typický ílovec s obsahom kremeňa. Na ďalších vzorkách (2—4) postupne narastá obsah kalcitu. Vo vzorkách 4 a 5 vidíme intenzívne difrakčné línie sideritu. Minerály boli vyhodnocované podľa týchto čiar:

minerál	2 (Fe K α)	d_{hkl} (Å)
ilit	22,0°	5,0
götít	26,9°	4,15
kremeň	33,5°	3,35
kalcit	37,2°	3,03
dolomit	39,3°	2,88
rodochrozit	39,5°	2,85
siderit	40,5°	2,79

Na základe pomeru intenzít pre jednotlivé minerály sme sledovali zmenu ich zastúpenia vo vzorkách. Spracovali sme 17 vzoriek ílovcov, slienitých ílovcov až slieňov a sledovali závislosť zmeny pomeru intenzít kremeňa a kalcitu: ($I_Q : I_K$) na I_Q , ďalej kalcitu a sideritu ($I_K : I_S$) na I_K a na súčte $I_K + I_S$. Na obr. 3a je graficky znázornená závislosť $I_Q : I_K$ na I_Q , jej hodnoty pohybujú sa od 0,62—4,12, z toho 87% prípadov v hraniciach 0,62—2,0. Z grafu vidieť, že hodnoty pomeru $I_Q : I_K$ sa s rastúcou intenzitou čiar I_Q podstatne nemenia. Môžeme povedať, že s obsahom klastického kremeňa úmerne narastá v ílovcoch aj množstvo kalcitu.

Pomer $I_Q : I_S$ sa so vzrastom intenzity difrakčnej čiar kremeňa mení iba náhodne a nezistili sme žiadnu závislosť z nameraných hodnôt.

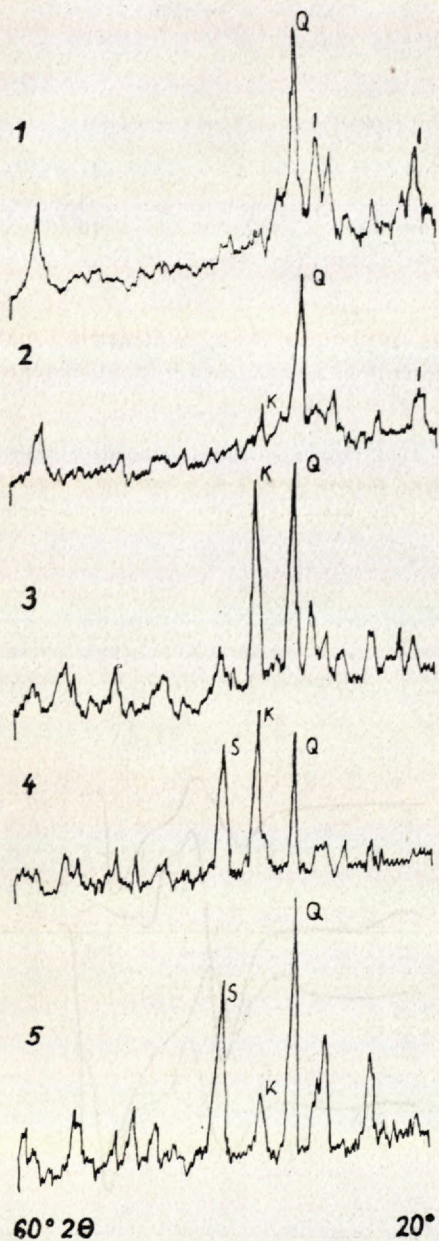
Na obr. 3b je podaná závislosť pomeru $I_K : I_S$ v závislosti na zmene I_K . Priestor, v ktorom sú jednotlivé údaje, sme ohrančili dvoma krívkami parabolického tvaru. Dáta v zásade vystihujú skutočnosť, že s narastajúcim obsahom kalcitu relatívne klesá obsah sideritu.

Ďalej sme sa zaoberali otázkou, ako sa mení pomer $I_K : I_S$ v závislosti na súčte intenzít oboch karbonátov. Rozloženie nameraných hodnôt je zrejmé z diagramu (obr. 3c). Hodnoty pomeru $I_K : I_S$ sa pohybujú od 0,30 do 4,80, z toho 75% je v hraniciach 0,30—1,44. S narastaním súčtu intenzít oboch prítomných uhličitanov sa ich vzájomný pomer v podstate nemení. Dalo by sa očakávať, že rozloženie údajov je len náhodné a prejavujúca sa zákonitosť vznikla len ako dôsledok malého množstva študovaných vzoriek.

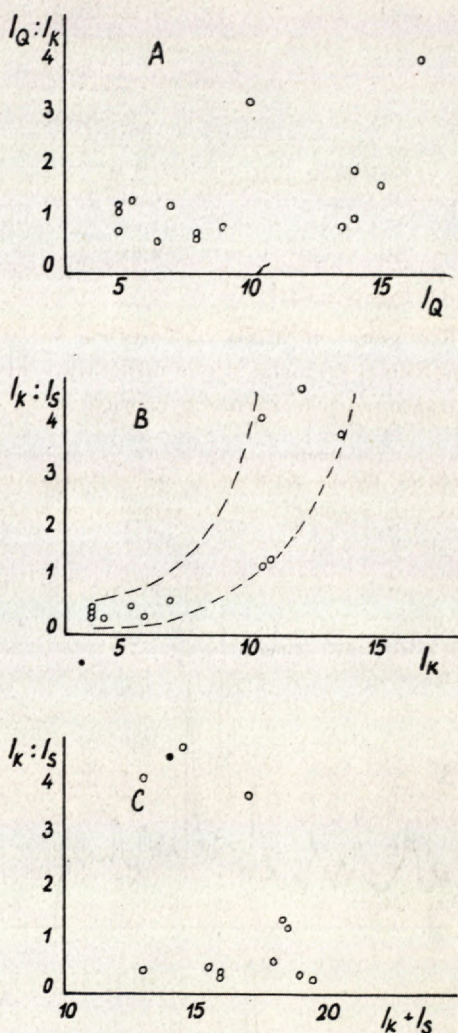
Pelokarbonáty

Zo študovaného súvrstvia sme vybrali 4 vzorky pelokarbonátov na mineralogické štúdium. Chemické zloženie je uvedené nižšie.

zložka	1	2	3	4
nerozp. zvyšok	20,17	36,81	23,86	14,37
CaO	11,84	2,73	34,38	17,85
MgO	2,78	1,08	,35	1,60
FeO	25,31	32,91	8,89	27,21
MnO	2,71	2,87	,30	4,78



Obr. 2. Difraktogramy ílovcov s rôznym mineralogickým zložením (I — illit, Q — kremeň, K — kalcit, S — siderit). — Diffractograms of claystones with various mineralogical compositions (I — illite, Q — quartz, K — calcite, S — siderite).



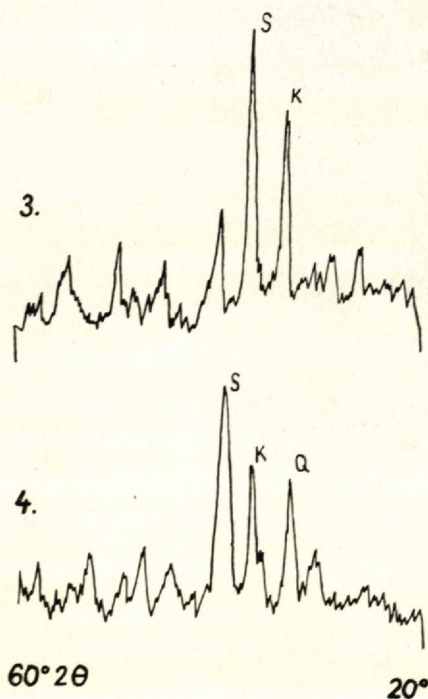
Obr. 3. Diagramy pomerneho zastúpenia minerálov v ílovcoch na základe pomeru difrakčných čiar; a) pomer kremeňa a kalcitu v závislosti na intenzite čiar kremeňa; b) pomer kalcitu a sideritu v závislosti na intenzite čiar kalcitu; c) ako hore, v závislosti na súčte intenzít čiar oboch uhličitanov. — Diagrams of relative abundance of minerals in claystones based on diffraction lines intensity ratio. a) Quartz — calcite ratio in relation to the quartz line intensity; b) calcite — siderite ratio in relation to the calcite line intensity; c) the same as above in relation to the sum of line intensity of both carbonates.

Za predpokladu, že v HCl sa rozpustili iba karbonáty, prepočítané hodnoty kysličníkov na uhličitany sú takéto:

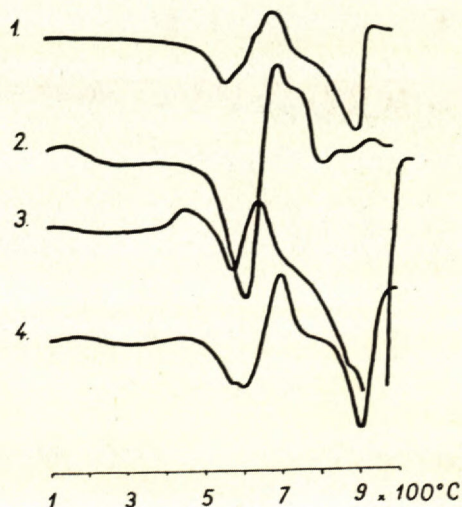
zložka	1	2	3	4
CaCO ₃	21,12	4,90	61,25	31,80
MgCO ₃	5,81	2,26	,71	3,34
FeCO ₃	41,00	52,90	14,20	43,80
MnCO ₃	4,39	4,65	,48	7,71

Röntgenovou analýzou vzoriek sa zistila prítomnosť kalcitu, sideritu, málo klastického kremeňa. Ílové minerály v nerozpustnom zvyšku neboli identifikované. Difraktometrické záznamy vzoriek sú na obr. 4.

V zhode s údajmi difraktometra sú aj výsledky DTA, ktoré potvrdzujú prítomnosť sideritu a kalcitu. Krivky DTA sú na obr. 5. Váhová termická analýza vzoriek bola urobená z navážky 300 mg na automatickej VTA vyvinutej na GÚDŠ. Krivky straty na váhe v závislosti na teplote sú na obr. 6.



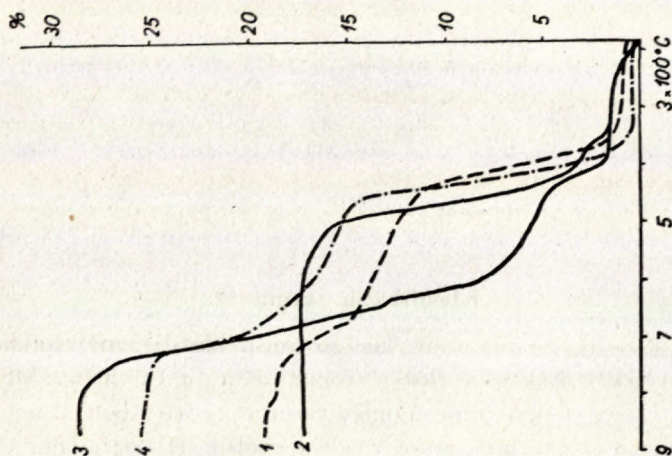
Obr. 4. Difraktogramy pelokarbonátov (K — kalcit, S — siderit, Q — kremeň). — Difractograms of pelocarbonates (signed as in fig. 2.).



Obr. 5. Krivky DTA pelokarbonátov. — DTA curves of pelocarbonates.

Straty na váhe zistené VTA a prepočtom z chemickej analýzy sú tieto:

vzorka č.	FeCO ₃ → ← MnCO ₃		CaCO ₃ → ← MgCO ₃	
	Ch. A.	VTA	Ch. A.	VTA
1	17,70	14,85	9,73	6,66
2	21,77	21,00	3,35	—
3	5,31	4,82	26,87	24,15
4	19,52	17,70	15,96	10,15



Obr. 6. Krivky váhovej termickej analýzy pelokarbonátov. — Thermogravimetric curves of pelocarbonates.

Výsledky VTA sú vo všeobecnosti nižšie ako sú výsledky vyplývajúce z prepočtu chemických analýz. Najväčšiu zhodu vidíme u vzorky 3.

Určité chyby sú pri výpočte straty na váhe VTA tým, že sme nebrali do úvahy vzrast váhy produktov rozkladu MnCO₃, kde vzniká zmes Mn₂O₄ a MnO₂ v neidentifikovanom vzájomnom pomere. Táto chyba však je pod 1 %. Väčšie nezrovnalosti možno vysvetliť tým, že pri varení v HCl prešli do roztoku aj niektoré silikáty, prípadne iné nestanovené minerály prepočítané na karbonát. Nasvedčujú tomu aj chemické analýzy (dosahujú sumu 101 %; okrem vzorky 3).

Ani v jednej zo študovaných vzoriek pelokarbonátov nebol identifikovaný (očkávaný) Fe-dolomit (W. Narebski 1957, Lazarenko — Gabinet — Sli vko 1962), zistený v poľskej a ukrajinskej časti karpatského flyša. V študovaných vzorkách prevláda siderit a v jednom prípade kalcit. Otvorenou ostáva otázka, či MgO je viazané vo forme dolomitu, alebo tuhého roztoku v mriežke sideritu. MnCO₃ a CaCO₃ bežne vytvárajú tuhé roztoky vo forme manganokalcitov s veľmi premenlivým pomerom Ca²⁺ : Mn²⁺.

Zrnitosť psamitov sme skúmali premeriavaním najväčších priemerov 100–200

zrn z každého výbrusu. Zo zistených údajov sme zostrojili kumulatívne krivky a z nich vypočítali hodnoty M_d zrnitosti a koeficient vytriedenia S_o .

V profile Zbojského potoka pri Zboji sme sledovali zrnitosť psamitických hornín priebežne v celom profile. U lavíc pieskovcov (max. 4 m) cisňanských vrstiev nie je M_d zrnitosti väčší ako u tenších (20–30 cm) pieskovcov lupkovských vrstiev.

Z histogramu frekvencie M_d zrnitosti vidieť najväčšie množstvo prípadov (vzoriek) v rozmedzí 0,5–0,1 mm (56 %); podstatne menej sú zastúpené vzorky s vyšším M_d zrnitosti.

Frekvencia koeficientu vytriedenia S_o (príl. I) ukazuje najväčšie množstvo prípadov v rozmedzí 1,6–1,7. Podľa P. D. Trask (1932) ide o dobre vytriedené sedimenty.

Koeficient elongácie kremenných zrn (k_E) je vyhodnotený graficky v celom profile. Podľa J. Bokmana (1952) možno podľa hodnôt elongačného koeficientu kremenných zrn usudzovať na zdroj kremeňa (metamorfované, alebo magmatické horniny). Na rozlíšenie kremeňa z hlbinných vyvrelín a z metamorfovaných hornín uvádza hodnoty: 1,4 (vyvreliny), 1,7 (metamorfiká). V študovaných klastických sedimentoch len v málo prípadoch klesol k_E pod 1,5, maximálna koncentrácia prípadov je v rozmedzí 1,7–1,9.

Z toho možno usúdiť, že hlavný zdroj klastického materiálu pieskovcov a siltovcov bol v metamorfovaných sériách, ktoré boli obnažené v čase depozície vrchnokriedového súvrstvia.

Klasifikácia psamitov

Na základe klasifikácie psamitov sme zostrojili klasifikačný trojuholník podľa Petránka (1959). Základné zložky trojuholníka: q (kremeň a stabilné úlomky hornín), f (živce a nestabilné úlomky hornín), c (íl) boli sledované kvantitatívne vo všetkých vzorkách psamitov z celého profilu. Histogramom je znázornené % zastúpenia jednotlivých typov hornín. Ako vidieť, prevládajú drobové pieskovce a droby, kým ostatné typy hornín (kremenné pieskovce, arkozovité pieskovce, arkózy) sú zastúpené sporadicky.

Na str. 106 sú znázornené aj frekvencie jednotlivých zložiek; q ukazuje maximálnu koncentráciu prípadov pri 60–70 % obsahu danej zložky f , pri 1–5 % a c pri 30–40 % zastúpení danej zložky.

Charakteristický pre vrchnokriedové súvrstvie je nízky obsah živcov a nestabilných úlomkov hornín.

Alogénne zložky

Kremeň tvorí základnú stavebnú zložku pieskovcov a siltovcov. Býva subangulárny, časté je undulózne zhašanie. Ojedinele pozorovať bližšie neidentifikované uzatvoreniny.

Živce sa vyskytujú priebežne vo väčšine vzoriek. Ortoklas prevláda nad plagioklasom. Častá je kalcifikácia ortoklasov. Sporadicky je prítomný mikroklín, hlavne u hrubozrnnějších psamitov.

Sludy sú zastúpené hojným muskovitom, menej biotitom, obyčajne nepravidelného tvaru. Často pozorovať sprehýbanie sludových minerálov okolo kremenných zrn.

Úlomky hornín: a) *stabilné* sú zastúpené kremencami, kvarcitmi a rohovcami (najčastejšie sú kremence a rohovce); posledné bývajú mikrokryštalické. Základnú hmotu tvorí SiO_2 v modifikácii kremeňa. Chalcedón je zriedkavý; b) *nestabilné* sú zastúpené vápencami, fylitmi, ílovcami, siltovcami. Najčastejšie sú vápence kalovej, alebo mikrokryštalickej štruktúry, ojedinele so zvyškami organizmov.

Zvyšky organizmov v študovaných vzorkách zastupujú koralinné riasy a globigeríny. Prvé sú hojnejšie a vyskytujú sa v psamitoch, s vyšším obsahom CaCO_3 .

Ílová základná hmota predstavuje alogénnu zložku, ktorá slúžila ako médium pri depozícii klastického materiálu v turbiditných prúdoch. Je tvorená ílom, resp. ílokarbonátom, čiastočne rekryštalizovaným.

Autigénne zložky

sú zastúpené sporadicky. Zastupujú ich tieto minerály: *kalcit* tvorí idiomorfne jedince, často sa vyskytuje v ílovej základnej hmote. *Pyrit* je zriedkavejší, najčastejšie zaoblený, ojedinelé sú idiomorfne jedince. *Glaukonit* býva zelenej farby, najčastejšie v podobe zaoblených zŕn.

Ťažké minerály

Z pieskovcov po separácii v bromoforme z frakcie 0,25–0,1 mm boli sledované tieto minerály: granát, turmalín, zirkón, rutil a apatit. Pre porovnanie sú číselné údaje o zastúpení jednotlivých minerálov (čísla = počet zŕn v preparáte) v študovaných horninách znázornené v pripojenej tabuľke.

	1	2	3	4	5	6	7	8
granát	74	5	7	179	127	36	38	81
turmalín	7	2	—	13	8	3	1	3
zirkón	—	—	—	4	2	1	2	1
rutil	2	1	2	10	—	2	1	—
apatit	5	1	—	6	5	5	1	1

Príznačný je vysoký obsah a prevaha granátu, ktorý pochádza najskôr z metamorfovaných sérií obnaženej zdrojovej oblasti. Turmalín, zirkón, rutil a apatit sú zastúpené podstatne menej a indikujú zdroj materiálu najskôr z kyslých, resp. intermediárnych intruzív.

Zdroj klastického materiálu a spôsob sedimentácie klastík

Pri posudzovaní zdrojovej oblasti, ktorá dodávala klastický materiál v dobe sedimentácie vrchnokriedového súvrstvia, vychádzame zo zistených orientovaných sedimentárnych textúr. Sedimentologický výskum v oblasti dukelsko-užockých vrás vo vrchnokriedovom súvrství (K o r á b — N e m č o k — Ď u r k o v i č — M a r s c h a l k o 1962; obr. 1) ukázal, že hlavný zdroj klastického materiálu bol situovaný SV od študovanej oblasti; hlavný prúdový systém postupoval od SV na JZ. K o s z a r s k i — Š l a c z k a — Ž y t k o (1961) predpokladajú zdrojovú oblasť pre cisňanské vrstvy na východe, najskôr v pásme (chrbte), ktoré spojovalo marmarošský masív so sliezskou kordilierou.

Podľa látkového zloženia dochádzame k týmto záverom:

a) kremenné zrnká, živce, úlomky metamorfík, rohovce a vápence pochádzajú pravdepodobne z masívu, ktorého sedimentárny obal bol už značne redukovaný (sporadický výskyt vápencov a kremencov v pieskovcoch vrchnokriedového sú-

vrstvia) a hlavnú masu klastického materiálu dodával kryštalický základ denudovanej oblasti;

b) materiál (drobové pieskovce, droby) ukazuje nízky stupeň štruktúrnej a mineralogickej zralosti (v zmysle R. L. Folk a 1951), čo sa prejavuje prítomnosťou ílovej základnej hmoty, nízkym stupňom opracovania klastických častíc a chýbaním karbonátového tmelu.

Pre spôsob sedimentácie klastických členov vrchnokriedového súvrstvia dukel-sko-užockých vrás prichádzajú do úvahy dve alternatívy: buď ide o sedimenty turbiditných prúdov, alebo sú klastické horniny výsledkom dlhotrvajúceho evolučného sedimentačného procesu. Charakteristické znaky sedimentov, ktoré sú výsledkom činnosti turbiditných prúdov, podľa K u e n e n a — C a r o z z i h o (1953) sú charakteristické pre klastické sedimenty vrchnokriedového súvrstvia. Preto predpokladáme, že transportačným činiteľom boli turbiditné prúdy.

Lektoroval inž. Martiny

*Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave*

LITERATÚRA

- [1] Bokman J., 1952: Clastic quartz particles as indices of provenance. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 23, Menasha. — [2] Ďurkovič T., 1960: Príspevok k petrografii krosenského a margského flyša na východnom Slovensku. *Geol. práce, Zprávy 17*, Bratislava. — [3] Folk R. L., 1951: Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 21, No. 3, Menasha. — [4] Koráb T. — Nemčok J. — Ďurkovič T. — Marshalko R., 1962: Prehľadný výskum orientovaných sedimentárnych textúr vo flyši východného Slovenska. *Geol. Sbor. XIII/2*, Bratislava. — [5] Kozsarski L. — Ślaczka A. — Żytko K., 1961: Stratigrafia i paleogeografia jednostki dukielskiej w Bieszczadach. *Kwart. Geol. v. 3*, Warszawa. — [6] Kuenen Ph. H. — Carozzi A., 1953: Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps. *J. Geol.* vol. 61, No. 4, Chicago. — [7] Lazarenko E. K. — Gabinet M. P. — Slivko O. P., 1962: Mineralogija osadočných útvořeň Prikarpatja. *Vidav. Lvov. Univ.*, Lvov. — [8] Leško B. — Nemčok J. — Koráb T., 1960: Flyš Užskej hornatiny. *Geol. práce, Zprávy 19*, Bratislava. — [9] Narebski W., 1957: O diagenetických dolomitách zelazistých z Karpat fliszowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol. t. XXVI, z. 1*, Kraków. — [10] Nemčok J., 1960: Výskyt vrchnokriedových inocerámov v povodí Uhu na východnom Slovensku. *Geol. práce, Zprávy 18*, Bratislava. — [11] Pettijohn F. J., 1957: *Sedimentary rocks*; II. ed. Harper-Brothers N. York. — [12] Petráněk J., 1959: Klasifikace pískovců. *Čas. pro mineral. a geol. č. 3*, Praha. — [13] Trask P. D., 1932: Origin and environment of source sediments of petroleum. *Houston*. — [14] Vassojevič N. B., 1948: *Fliš i metodika jeho izučenija*. Leningrad.

**MINERALOGICAL AND PETROGRAPHICAL CHARACTERISTICS OF THE
DUKLA—UŽOK FOLDS UPPER CRETACEOUS SEQUENCE
(Flysch of Eastern Slovakia)**

The Upper Cretaceous of the Dukla—Užok folds is formed by the minor-rhythmical flysch at the bottom (Lupkov beds) and major-rhythmical flysch (Cisna beds) at the top of the sequence. At the bottom of the sandstone beds appear the flute casts, load casts occur sporadically. From among the internal sedimentary structures the convolute lamination and graded bedding are considered characteristic for the clastic sedimentary rocks.

Identification by the petrographic analysis shows the following composition: quartzose sandstone (6 %), arkosic sandstone (8 %), graywacke (28 %), subgraywacke (58 %). Among the heavy minerals the great amount and prevalence of garnet is characteristic, most probably originating from the metamorphic series of the source zone. Tourmaline, zircon, apatite are present in substantially smaller amounts indicating most probably the acidic or intermediate intrusive rocks as the source of origin.

Chief mineral of claystones is illite according to the results of X-ray and DT analyses. From among the carbonates calcite and siderite in various proportions were detected. The quartz of clastic origin is frequent.

Chemical, X-ray and DT analyses of pelocarbonates indicate the presence of calcite and siderite in the studied rocks. Diffraction lines of dolomite and Fe-analogues of dolomite have not been detected. The matter contains minute amount of quartz.

By the assumption of the source area supplying the material during the Upper Cretaceous sedimentation the orientation of sedimentary structures with the vector character is considered enabling the assumption of the source area position with regard to the geographic orientation. Sedimentological investigation (Koráb—Nemčok—Đurkovič—Maršalko 1962) have proved that the main source area supplying the clastic material has been situated Northwest from the investigated territory. The orientation of the sedimentary structures indicates that the main current system advanced from Northeast to Southwest.

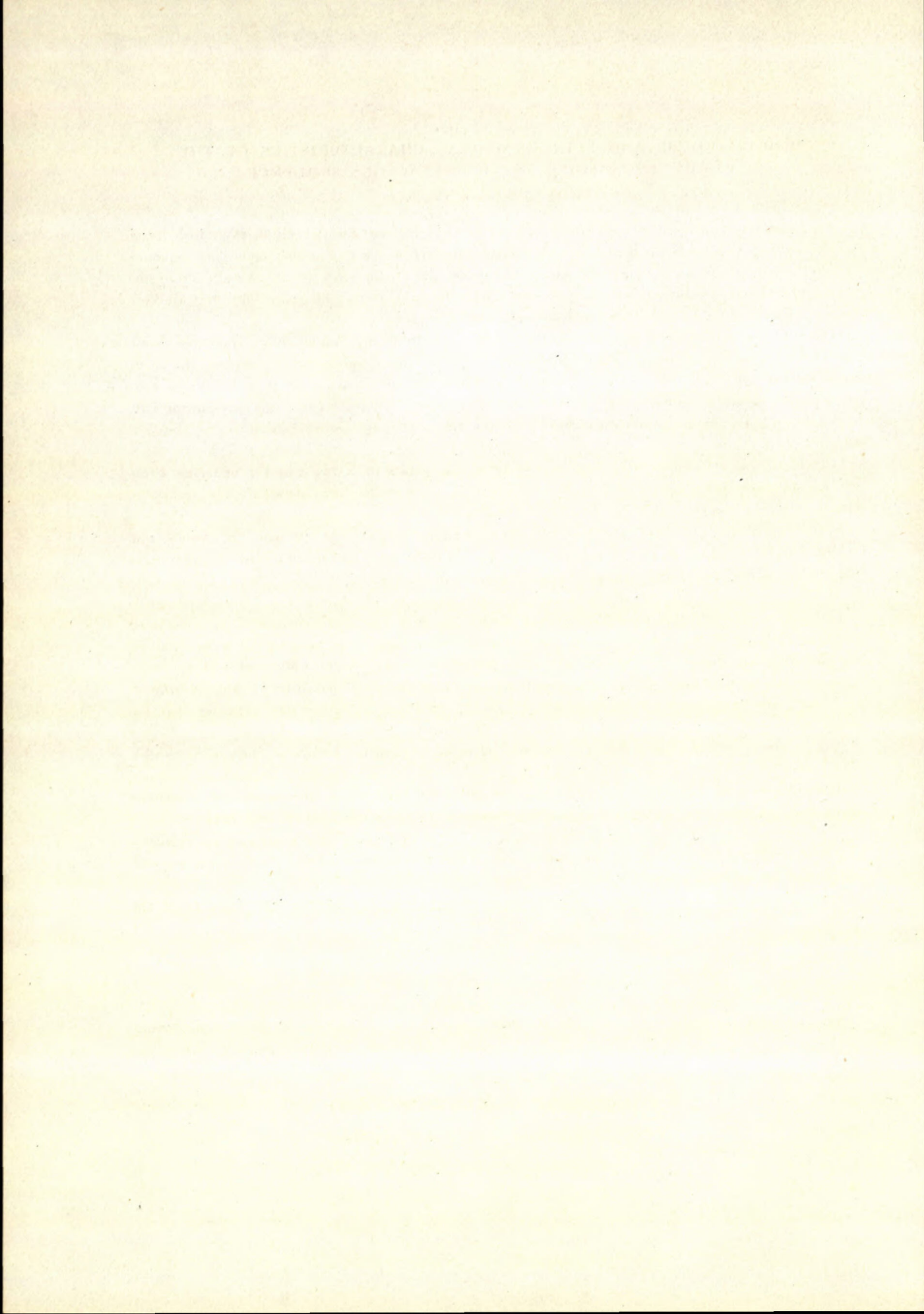
The composition of clastics shows that the particles of quartz, feldspars, metamorphic rocks, cherts and limestones originated probably from a body with the substantially reduced sedimentary mantle (intermittent occurrence of limestone and quartzite particles in the sandstones) whereas the main part was supplied by the crystalline basement of the eroded source-rock area.

The graywackes and subgraywackes indicate a low stage of textural and mineralogical maturity proved by the absence of clay in the matrix, low stage of roundness of the clastic particles and absence of carbonate cement.

Clastic members of the Upper Cretaceous sequence possess the characteristic features of the sediments originated by the action of turbidity currents.

Vysvetlivky k tab. VI

Obr. 1. Droba, v strede zrno ortoklasu, X nikoly, zv. 25×. — Obr. 2. Ortoklas v drobovom pieskovci, X nikoly, zv. 100×. — Obr. 3—4. Drobový pieskovec, X nikoly, zv. 25×.



JOZEF FORGÁČ

SCHÉMA DELENIA SYNVULKANICKÝCH A POSTVULKANICKÝCH PREMIEN EFUZÍV A PYROKLASTÍK

Premeny v komplexe neovulkanických hornín bývajú vyvolané radom procesov, spätých s vlastnou vulkanickou činnosťou i s jej doznievaním. V tomto príspevku podávame charakteristiku synvulkanických a postvulkanických premien efuzív a pyroklastík; v krátkom pojednaní ovšem nie je možné rozobrať podrobne jednotlivé druhy premien a procesy, ktoré ich vyvolávajú. Obmedzujeme sa tu preto iba na stručný prehľad syn- a postvulkanických premien so zreteľom na ich genézu. Za tým účelom sme zostavili schému delenia týchto premien na základe literárnych údajov.

Celkove poznáme dve veľké skupiny premien, a to *synvulkanické* a *postvulkanické*. Do prvej zahrňujeme premeny, ktoré sa odohrali vo vývoji magmy od jej počiatkovej kryštalizácii už v podpovrchových častiach zemskej kôry až po jej utuhnutie na povrchu zemskom (t. j. i tie, ktoré boli vyvolané vplyvom prostredia na tuhnúce hmoty). Do druhej skupiny spadajú premeny, vyvolané vyznievaním vulkanickej činnosti, ktoré prebiehala v horninách po ich utuhnutí na zemskom povrchu. Do schémy premien nie sú zahrnuté hypergénne procesy, ktoré samy osebe predstavujú širokú škálu rôznych premien a sú vyčlenené ako *hypergénne procesy vcelku*. Rovnako tu nie sú premeny vyvolané intrúziami.

Synvulkanické premeny

Premeny vo vývoji magmy

Vo vývoji magmy od jej počiatkovej kryštalizácie už v podpovrchových častiach zemskej kôry až po magmatickú konsolidáciu hornín na zemskom povrchu môžeme odlíšiť niekoľko vývojových štádií (S c h a n d 1944), nasledujúcich za sebou s postupnou kryštalizáciou magmy.

Za predpokladu, že vývoj magmy prebieha plynule až do konca môžeme odlíšiť nasledovné štádiá vývoja:

Prvé magmatické štádium je charakterizované kryštalizáciou bezvodných silikátov a iných bezvodných minerálov, (napr. olivín, pyroxén, magnetit a pod.). Ďalej sem patria zjavy vyvolané nerovnovážnym stavom medzi novovzniklými minerálmi a taveninou magmy (t. j. zjavy korózie), zonárne narastanie plagioklasov a tvorba opacitových lemov na tmavých mineráloch (napr. pyroxénoch). S postupnou kryštalizáciou magmy menia sa aj jej teplotné a tlakové podmienky. V dôsledku kryštalizácie určitej časti taveniny mení sa čiastočne i chemizmus zbývajúcej taveniny. Stupeň tejto chemickej premeny po prvom magmatickom štádiu závisí na množstve vykryštalizovaných komponentov a ich látkovom zložení. To sa prejavuje v druhom magmatickom štádiu, kedy dochádza (popri kryštalizácii bezvodných silikátov) ku kryštalizácii silikátov s obsahom radikálu (OH) v štruktúrnej mriežke, resp. k čiastočnej premene bezvodných minerálov na minerály s obsahom (OH) v štruktúrnej mriežke.

V ďalšom tzv. *vysokotemperatúrnom hydrotermálnom štádiu* dochádza ku prechodu bezvodných silikátov na silikáty s obsahom (OH) (napr. uralitizácia pyroxénu) a k tvorbe nových minerálov s obsahom (OH) (napr. amfibol, muskovit).

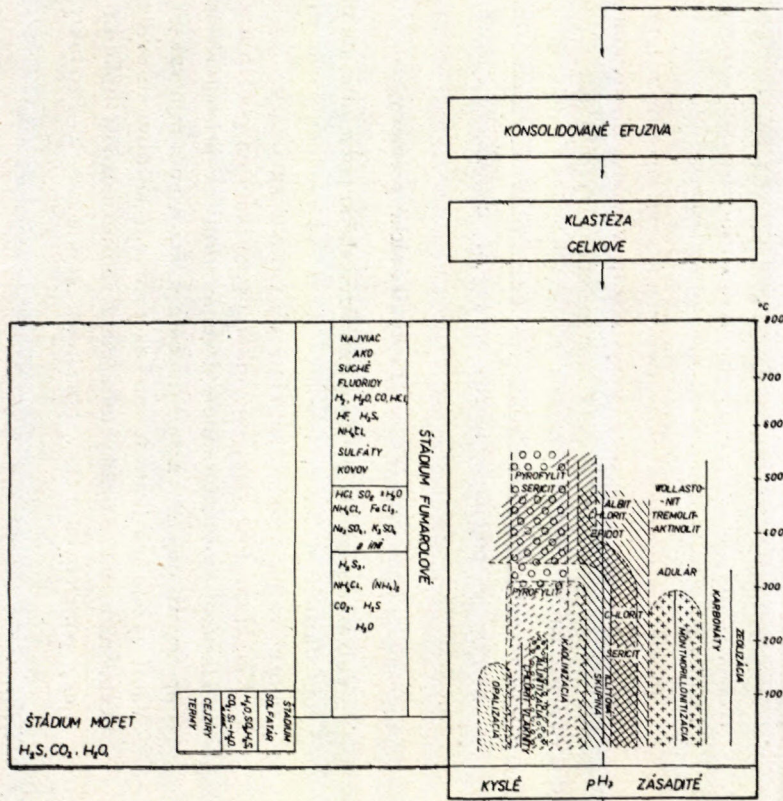
V konečnom štádiu vývoja magmy, t. j. v *nízkotemperatúrnom štádiu* predchádzajúce minerály sú nahradzované minerálmi s obsahom vody, viazanej v štruktúrnej mriežke popri radikále (OH); tvoria sa minerály bez obsahu vody, odpovedajúce tomuto tepelnému rozhraniu.

Ak do schémy doplníme údaje získané experimentálnymi prácami (pri priaznivom látkovom zložení roztoku-taveniny a teploty pre tvorbu jednotlivých minerálov), vidíme, že jednotlivé minerály sa môžu tvoriť pri určitej teplote, resp. v určitom tepelnom rozmedzí a jemu odpovedajúcom pH (Singham 1952; D. M. Roy — R. Roy 1955; Gruner 1944). V priloženej schéme sú uvedené tepelné rozmedzia a pH najpriaznivejšie iba pre tvorbu minerálov, s ktorými sa stretávame najčastejšie v neovulkanických horninách.

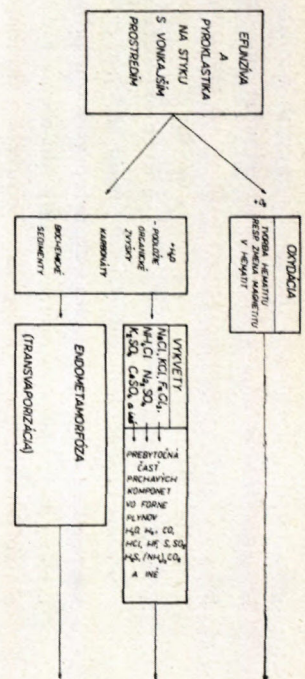
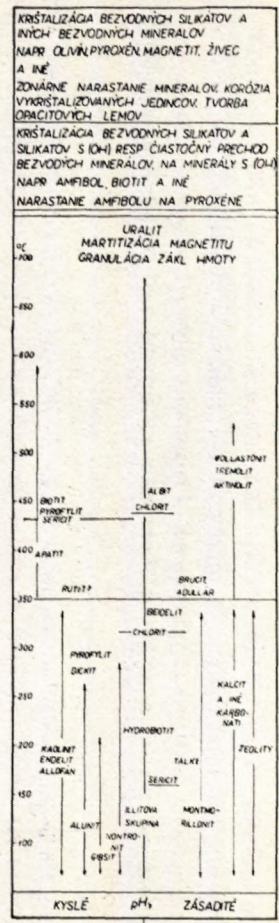
Premeny, vyvolané vplyvom vonkajšieho prostredia na tuhnúce hmoty

Žeravotekuté vulkanické hmoty po dosiahnutí zemského povrchu dostávajú sa do nového fyzikálno-chemického prostredia, ktoré pôsobí na tuhnúce hmoty a tým vyvoláva rozličné premeny. Charakter premien závisí od prostredia, do akého sa lávy dostali a v akom tuhli. V zásade môžeme odlišiť dve prostredia, a to vzduch a vodu.

Premeny vyvolané prostredím vzduchu. Pri styku vulkanických žeravých hmôt so vzduchom dochádza ku reakciám medzi vzduchom a komponentmi lávy (Broderrick 1935; Forgáč 1958). Vo vznikajúcej hornine sa tento proces prejavuje oxydáciou Fe, často aj unikaním plynov z tuhnúcej lávy (napr. H₂O, H₂, CO₂, HCl, HF, S, SO₂, H₂S, a iné). Unikajúce plyny podmieňujú tvorbu výkvetov rôznych solí, závisiacich od látkového zloženia uvoľňovaných komponentov (napr. NaCl, KCl, NH₄Cl, Na₂SO₄, CaSO₄ a iné). Často dochádza aj ku vzniku



VÝVOJ HLBINNÝCH HMŔT



Štádium hypergénnych procesov

pórovitosti v horninách. Pri styku lávy so vzduchom dochádza nakoniec k rýchlejšiemu tuhnutiu, a tým aj k nižšiemu stupňu kryštalizácie v hornine (F o r g á č 1961). Premena tuhnúcich hmôt na styku so vzduchom obmedzuje sa najčastejšie iba na bezprostredný styk lávy so vzduchom, resp. pri vyvrhovaní žeravých hmôt do vzduchu pri sopečných explóziách.

Premeny vyvolané prostredím vody. Ak sa žeravé vulkanické hmoty pri dosiahnutí zemského povrchu ocitnú vo vodnom prostredí, t. j. sú v styku s vodou, alebo s horninami s obsahom vody, dochádza ku pretepleniu okolitého prostredia a uvoľneniu plynov, ktoré za vhodných podmienok môžu byť pohltené magmou a ovplyvniť jej kryštalizáciu, ba i zloženie a tvorbu nových minerálov. Ak magma nedosahuje veľkých hrúbok, uvoľnené plyny môžu cez ňu úplne preniknúť, resp. miešajú sa s pôvodnými komponentmi v magme a môžu sa z nej uvoľniť ako prebytočná časť prchavých zložiek. Pri unikaní plynov na povrchu lávového telesa môžu sa vytvoriť aj výkvetvy (nemyslím na prípad, keď tuhnúca láva je úplne pod vodou).

V poslednej dobe sa vplyvu vody na tuhnúce lávy pripisoval veľký význam, menovite pri niektorých horninových premenách (S z á d e c z k y — K a r d o s s E. 1958). Tento proces prijímania vody magmou, resp. lávou sa nazýva transvaporizáciou, resp. transhydratáciou, pričom pojem transvaporizácia sa v mnohom prekrýva s pojmom endometamorfóza. Transvaporizáciou sa vysvetľovali najrozmanitejšie premeny, ktoré sa môžu uplatniť i na veľkej ploche a veľkom priestore.

Pri oceanologických štúdiách sa zistilo, že na bazaltoch a bazaltových sklách, odobraných z dna oceánov (K o r ž i n s k i j 1962), nedochádza k transvaporizácii bazaltovej magmy, resp. albitizácii bazaltov pri styku lávy s morskou vodou na dne oceánov.

Prostredie s vodou môže ovplyvniť kryštalizáciu magmy čiastočne, alebo aj úplne, nakoľko magma nevykryštalizuje v štádiu efuzívnom, ale utužne vo forme skla (pričom nemusí dôjsť ku zmene chemizmu tuhnúcej lávy).

Pri celkovom posudzovaní vplyvu vody na žeravotekuté lávy treba mať na zreteli, že zatiaľ nemáme konkrétne údaje o priestorovom rozšírení tohto procesu, s ktorým je spojená aj tvorba minerálov, charakterizujúcich rozličné stupne premeny.

Postvulkanické premeny

Vulkanické hmoty po dosiahnutí zemského povrchu a utužnutí bývajú pod vplyvom ďalších procesov, vyvolávajúcich rad premien. Sem patria procesy, spojené s doznievaním vulkanickej činnosti, vrátane kataklázy.

Katakláza. Po vystúpení vulkanických hmôt na povrch a ich utužnutí uplatňuje sa klastéza, ktorá zapríčiňuje drvenie hornín. V priebehu vlastného drvenia hornín ešte nemusí dôjsť k väčším zmenám v látkovom a mineralogickom zložení horniny. Väčší význam má tento proces, ak podrvené horniny sú ovplyvnené postmagmatickými roztokmi. Roztoky totiž majú väčšiu možnosť uplatniť sa v horninách klasticky porušených než v horninách kompaktných. Produkty vytvorené klastézou

kompaktných neovulkanických efuzív sa svojimi vlastnosťami prekrývajú s niektorými druhmi pyroklastík a za dnešného stavu poznatkov ich ťažko oddeliť tak, aby sa presne odlišili niektoré druhy pyroklastík a kompaktných hornín, postihnutých klastézou. Problém klastézy neovulkanických hornín nateraz nie je podrobne rozpracovaný, a preto ju uvádzame ako klastézu vcelku.

Postvulkanické exhalácie. Vlastnú vulkanickú činnosť doprevádzajú exhalácie počas vyvrhovania vulkánov i v obdobiach utišenia, resp. určitú dobu po ukončení vulkanickej činnosti (vyvrhovanie žeravotekutých más). Exhalácie predstavujú súbor výronov so zastúpením jednotlivých chemických komponentov v rozmanitom pomere a rôznej koncentrácii (N a b o k o 1959; N i g g l i 1937; W o l f 1914). Uplatňujú sa v širokej tepelnej škále. S poklesávaním teploty dochádza ku kondenzácii plyných exhalácií, vystriedaných exhaláciami vo forme roztokov. V ďalšom sa zmienim o pôsobení exhalácií na utuhnuté lávy — horniny.

Premeny na horninách okolo fumarol pod vplyvom plynov. Vystupujúce plyny prechádzajú cez horniny po puklinách a póroch, vzájomne na seba pôsobia a menia sa v tom alebo v onom smere. Charakter premeny závisí od zloženia samotných hornín i od zloženia a koncentrácie plynov (N a b o k o 1959).

Pôsobením sírnych plynov (P a y n e — M a u 1946) s vodnými parami bazalt sa zmenil na bielu masu. Pôvodný bazalt mal intergranulárnu štruktúru s fenokryštálmi labradoritu a idinksitovaného olivínu. V základnej hmote vystupoval labradorit, augit, pižonit, magnetit a ilmenit. Premenená hornina sa skladala z hydrátov, kyslíčnikov a amorfnej kyseliny kremičitej s rozličným množstvom vody (12—16 %); premenou došlo k zvýšeniu obsahu SiO_2 , SO_3 , TiO_2 , H_2O .

Lávy zmenené za pôsobenia plynov zložených z vodných pár mali červenú farbu a pórovitú textúru. Zmenili sa na subhomogénnu hmotu červenej farby, vzniklú pravdepodobne tvorbou hematitu. Znížilo sa pritom množstvo Si, Ca, Mg, Na, K a stúpol obsah Al a Fe oxydov.

Ak je v plynch prítomný fluor, premeny sa prejavujú veľmi intenzívne, hornina sa rýchlo odfarbuje. V prvých štádiách premeny si zachováva pôvodnú textúru, počas intenzívnejšej premeny sa úplne rozpadáva. Premena sa šíri postupne — sklo, živce, tmavé minerály. Niektoré prvky (napr. SiF_4 , FeF_3) môžu z horniny unikáť i pri pomerne nízkych teplotách, kým iné ako napr. NaF až pri 1195°C a KF dokonca pri 1545°C . Celkove môžeme povedať, že plyny obohatené fluórom pri pôsobení na horniny vyvolávajú ich odfarbovanie a ochudobňovanie o zložku Si a Fe. Horniny v pevnom stave prekryštalizovávajú na agregát Al, Ca, Mg, Na a K. Plyny obohatené vodnými parami s obsahom chlóru a sírnych plynov oksydujú horniny, čo sa prejavuje sčervenáním, kým plyny kysličníka uhličitého v povrchových podmienkach sú len slabo aktívne. Premeny vyvolané na horninách pôsobením plyných exhalácií sa najčastejšie obmedzujú na okrajové časti efuzív a pyroklastík, resp. puklín a pórov, hoci v niektorých prípadoch sa prejavujú veľmi intenzívne.

Premeny hornín pôsobením roztokov. S klesajúcou teplotou v postvulkanickom procese plyné exhalácie bývajú vystriedané štádiom solfatár a mofet; ako nositeľ sprievodných agensov sa uplatňuje voda. V porovnaní s predchádzajúcimi preme-

nami (vyvolanými pôsobením plyných exhalácií na okolité horniny) má pôsobenie roztokov väčší význam. Silné premeny hornín majú často plošný charakter. Na termálnych poliach sa často tvoria výkveti sulfátov s obsahom horninotvorných komponentov, vyluhovaných z hornín prestupujúcimi roztokmi. Charakter premien je podmienený látkovým zložením roztokov, ich koncentráciou a zložením okolitých hornín.

Na recentných termách bolo konštatované, že pri pôsobení roztokov s odlišným pH na horniny radu ryolit-andezit-bazalt dochádza k tvorbe odlišných produktov premeny. Uvedieme tu niekoľko prípadov (N a b o k o 1954, 1959).

V oblastiach solfatár na recentných vulkánoch Kamčatky pri pôsobení roztokov s pH-3 na andezity v prvých štádiách premeny sa v hornine rozpadávajú plagioklasy a základná hmota, ktoré sú postupne opalizované. Tmavé minerály sa menia na vláknitý chlorit a vo vyšších štádiách premeny sa rozpadávajú, aj novovzniklý chlorit. Hornina sa postupne odfarbuje, často si zachováva pôvodnú textúru a nakoniec sa temer úplne rozpadáva (nadobúda pórovitosť) a mení sa na opalolit.

Na vulkánoch pri Košeleve pôsobením sírnokyslých roztokov sulfátno-amonno-horečnatých s pH 5 na andezito-dacity dochádza zas prevažne k alunitizácii za súčasnej opalizácie a argilizácie horniny. Alunitizácia prebieha pravdepodobne pri pôsobení koncentrovaných sulfátnych roztokov na vulkanické horniny. Kyslejšie roztoky menia horniny na kaolinity.

V oblasti kyreinských termálnych prameňov sa horniny premieňajú na biele, krémové, červené a oranžové hliny, tvorené prevažne montmorilonitom a beidelitom. Mineralizácia vody — 1,471 gr/l, slabé alkalická (pH ~ 8), sódnno-chloridového zloženia.

Podobne ako na povrchu jednotlivé druhy premien na recentných termách sa niekoľkokrát menia smerom do hĺbky v pomerne krátkych intervaloch; s tým súvisia i zmeny chemizmu a teplotúry pôsobiacich roztokov.

V blízkosti termálnych prameňov na Novom Zeelande (Wilson 1953) v ryolitových tufoch do hĺbky 300 m bola zaznamenaná táto zonárnosť: zóna kaolinizácie — zóna alunitizácie — zóna sideritová a montmorilonitová — zóna zeolitizácie.

Na Paužetských termách (N a b o k o — P i j p 1961) v tufoch dacitového, andezitového a andezito-bazaltového zloženia do hĺbky 800 m boli konštatované odlišné druhy premien, a to: zóna kaolinizácie — kyslé roztoky, zóna zeolitizácie a feldšpatitizácie — roztoky s pH ~ 8, zóna propylitizácie — roztoky s pH ~ 6.

Celkove môžeme povedať, že premeny hornín sú závislé na zložení a koncentrácii pôsobiacich roztokov. Kvantitatívne a kvalitatívne značne odlišné premeny môžu prebiehať súčasne v dôsledku účinku roztokov vychádzajúcich z jedného zdroja.

*

Z týchto dát i z priloženej schémy vyplýva, že k premenám v mladovulkanických horninách dochádzalo v rôznych časových intervaloch, za uplatnenia rozličných genetických procesov vzájomne sa prelínajúcich. Pri posudzovaní syn- a postvulkanických premien efuzív a pyroklastík treba mať na zreteli, že geneticky odlišné procesy môžu viesť k podobným premenám. Jeden minerál, prípadne i súbor minerálov môže vznikať v odlišných genetických podmienkach a v rôznej pozícii. Tento poznatok treba mať na zreteli najmä pri mineralogických štúdiách.

Často sa stretávame so striktným vymedzovaním zón rôznych premien, interpretovaných v časovom slede. V princípe by bolo nesprávne vylučovať akúkoľvek ná slednosť premien. Mineralogické štúdiá však musia vychádzať z konkrétnej geologickej pozície a prihliadať k vzájomnému vzťahu medzi vystupovaním študovaného minerálu, alebo premeny, k celkovej geologickej stavbe a geologickému vývoju územia.

V ďalšej etape výskumu bude treba zamerať sa na sledovanie a presnú identifikáciu jednotlivých druhov premien z hľadiska ich genézy.

Lektoroval pg. K. Karolus

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Aberjev V. V., 1961: Uslovija razgruzki Paužetskich gidroterm na luge Kamčatky. Trudy laboratorii vulkanologii, vyp. 19, Moskva. — [2] Allen E. T. — Day A. L., 1935: Hot springs of the Yellowstone National Park. Carnegie Inst. Wash. publ., N° 466. — [3] Böhm M., 1961: Relations between potassium trachites rhyolites and mineralization in the Kremnica ore field. Geol. práce, Zošit 60, Bratislava. — [4] Böhm M., 1959: Geologicko-ložiskové pomery kremnického rudného poľa. Acta geologica et geographica Universitatis Comenianae, Nr. 2, Bratislava. — [5] Barth T. W., 1950: Volcanic geology. Hot springs and geysers of Island. Carnegie Inst. Wash. publ., 587. — [6] Broderick T. N., 1935: Differentiation in lavas of the Kewenawan. Bull. Geol. Soc. Am. 46. — [7] Butler — Burbank, 1929: The kopper of deposits of Michigan. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 144. — [8] Coats R., 1940: Propylitization and related types of alteration on the Comstock Lode. Econ. Geol. 35. — [9] Day A. L. — Allen E. T., 1925: The volcanic activity of hot springs of Lassen Peak. Carnegie Inst. publ. N° 360. — [10] Eskola P. — Vuoristo U. — Rankama K., 1937: An experimental illustration of the spilite reaction. Bull. Com. Geol. Finlande. — [11] Fenner C. M., 1934: Hydrothermale metamorphism on geyser basins of Yellowstone National Park as shown by deep drilling. Trans. Amer. geophys. union, 15. — [12] Fiala Fr., 1957: Geologické a petrografické pomery širšieho okolí Kremnice. Sborník ÚÚG, XXIII, Praha. — [13] Fiala Fr., 1952: Alkalické čediče (basanitoidy) od Tekovské Breznice a Brehu u Nové Baně na Slovensku. Sborník Národního Musea 5, Praha. — [14] Forgáč J., 1958: K poznaniu premien neovulkanitov Slovenska. Geol. práce, Zošit 49, Bratislava. — [15] Forgáč J., 1961: K premenám neovulkanitov na Slovensku II. Geol. práce, Zprávy 23, Bratislava. — [16] Forgáč J., 1963: Zjavy postvulkanickej činnosti na východnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. Geol. práce, Zprávy 30, Bratislava. — [17] Gruner I. W., 1944: The hydrothermal alteration of feldspars in acid solution between 300 and 400 °C. Econ. Geol. vol. XXXIX, No 8. — [18] Hemley Y., 1959: Some mineralogical equilibria in the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Am. Journ. of Sc. 257. — [19] Henin S., 1956: Synthesis of minerals at low temperatures. Clays and clay minerals, Washington. — [20] Herbert A. S., 1921: Hot springs of New Zealand. London. — [21] Kato T., 1932: Mineralization sequence in the formation of the gold — silver veins of the Toi Mine. Jap. Journ. Geol. Geogr., Tokyo. — [22] Koržinskij D. S., 1962: Problema spilitov i hipoteza transvaporizácii v svete novych okeanologičeskich i vulkanologičeskich danyh. Izv. Akad. nauk SSSR, ser. geol. N° 9, Moskva. — [23] Koržinskij D. S., 1960, Kislотноść-ščeločność kak glavnejšij faktor magmatičeskich processov. Magmatizm i svjaz s nim polezn. iskop. Trudy Vtorogo Vsesojuzn. petrograf. soveščanija. Gosgeoltehnizdat, Moskva. — [24] Koržinskij D. S., 1957: Fiziko-chimičeskije osnovy paragenezisov

mineralov. Izd. Akad. Nauk SSSR, Moskva. — [25] Koržinskij D. S., 1947: Metasomatičeskaja zonalnost pri okolotreščinnom metamorfizme izily. Zap. Vseros. Min. Obščestva vyp. 4, Moskva. — [26] Kurek N. N. — Kurek A. N., 1954: Izmenenije okolorudnyje porodny i ich poiskovoe značenie. Sbornik statej, Moskva. — [27] Kuthan M., 1956: Postvulkanická činnost v okolí Viglašskej huty (predtým Kalinka). Geol. práce, Zprávy 5, Bratislava. — [28] Kuthan M., 1959: Relikty textúr pyropklastických hornín v propylitizovaných komplexoch. Geol. práce, Zošit 54, Bratislava. — [29] Lacroix A., 1907: Les minéraux des fumerolles de l'éruption du Vésuve en avril 1906. Bull. soc. franc. miner., Paris. — [30] Lazarevic M., 1913: Die Propylitisierung, Kaolinisierung und Verkieselung und ihre Beziehung zu den Lagerstätten der propylitischen jungen Gold-Silbergruppe. Zeitschr. f. prakt. Geol. 21. — [31] Lengyel E., 1936: SiO₂-Minerale in den Jaspissen des Tokaj-Hegyalja-Gebirges. Földtani Közlöny LXVI, Budapest. — [32] Maxwell, 1898: Lavas and soils of the Hawaii Islands. Honolulu. — [33] Naboko S. I., 1954: Gejzery Kamčatky. Trudy laboratorii vulkanologii, vyp. 8, Moskva. — [34] Naboko S. I., 1959: Vulkaničeskije ekskvaljacii i produkty ich reakcij. Trudy laboratorii vulkanologii, vyp. 16, Moskva. — [35] Naboko S. I. — Pijp B. I., 1961: Sovremennij metamorfizm vulkaničeskich porod v rajone Paužetskich gidroterm. Trudy laboratorii vulkanologii, vyp. 19, Moskva. — [36] Nakovnik N. I., 1957: Vtoričnyje kvarcity, ich mineralnyje facie, genezis i praktičeskoje značenje. Izv. AN. SSSR, ser. geol. 1, Moskva. — [37] Nakovnik N. I., 1954: Propylitizirovannyje mestoroždenja, ich mineralnyje facie, genezis i praktičeskoje značenje. Zap. ves. min. obšč. LXXXIII/2, Moskva—Leningrad. — [38] Niggli P., 1937: Das Magma und seine Produkte, unter besonderer Berücksichtigung des Einflusses der leichtfluchtigen Bestandteile, Leipzig. — [39] Pálffy M., 1916: Über die Propylitizierung der Eruptivgesteine, Föld. Közl. 46. — [40] Payne G. H., Mau K. T., 1946: A study of chemical alteration of basalt in the Kilauea region of Hawaii. Journ. of geology, 54. — [41] Rădulescu D., 1953: Contribuții la cunoașterea fenomenului de propylitizace a rocilor vulcanice. Rev. Univ. C. I. Parhon, Ser. St. Nat. 3. — [42] Roy D. M. & Roy R., 1955: Synthesis and stability of minerals in the system MgO—Al₂O₃—SiO₂—H₂O. Am. min. vol. 40. — [43] Schwartz G. M., 1955: Hydrothermal alteration as a guide to ore. Econ. Geol. — [44] Schwartz G. M., 1939: Hydrothermal alteration of igneous rocks. — Geol. Soc. Am., Bull. 50 — [45] Shand S. J., 1944: The terminology of late-magmatic and postmagmatic processes. Journ. of Geol. — [46] Stringham B., 1952: Fields of formation of some common hydrothermal alteration minerals. Econ. Geol. 47. — [47] Szadeczký—Kardoss E., 1958: On the petrology of volcanic rocks and interaction of magma of water. Acta Geol. 5. — [48] Taneda S., 1952: Petrographic Notes on the Volcanic from Sambe, Southwestern Japan. Jap. Journ. of Geol. and Geogr., Vol. XXI, Tokyo. — [49] Turner F. I. — Verhoogen I., 1951: Igneous and metamorphic petrology. N. York—Toronto—London. — [50] Wilson S. H., 1953: The chemical investigation of the hot springs of the New Zealand thermal region. In proceed of the Pacific science congress. 2, Willington. — [51] Wolff F., 1914: Der Vulkanismus, 1. Stuttgart.

JOZEF FORGÁC

SCHEMATISCHE EINTEILUNG DER SYN- UND POSTVULKANISCHEN UMWANDLUNGEN DER EFFUSIVGESTEINE UND PYROKLASTIKEN

Die Umwandlungen der neovulkanischen Gesteine sind durch verschiedene Prozesse hervorgerufen, die einerseits mit der eigentlichen vulkanischen Tätigkeit, andererseits mit deren Beendigung im Zusammenhang stehen. Im folgenden Beitrag sind einzelne syn- und postvulkanische Umwandlungen der Effusivgesteine und Pyroklastiken übersichtlich behandelt und zwar im Hin-

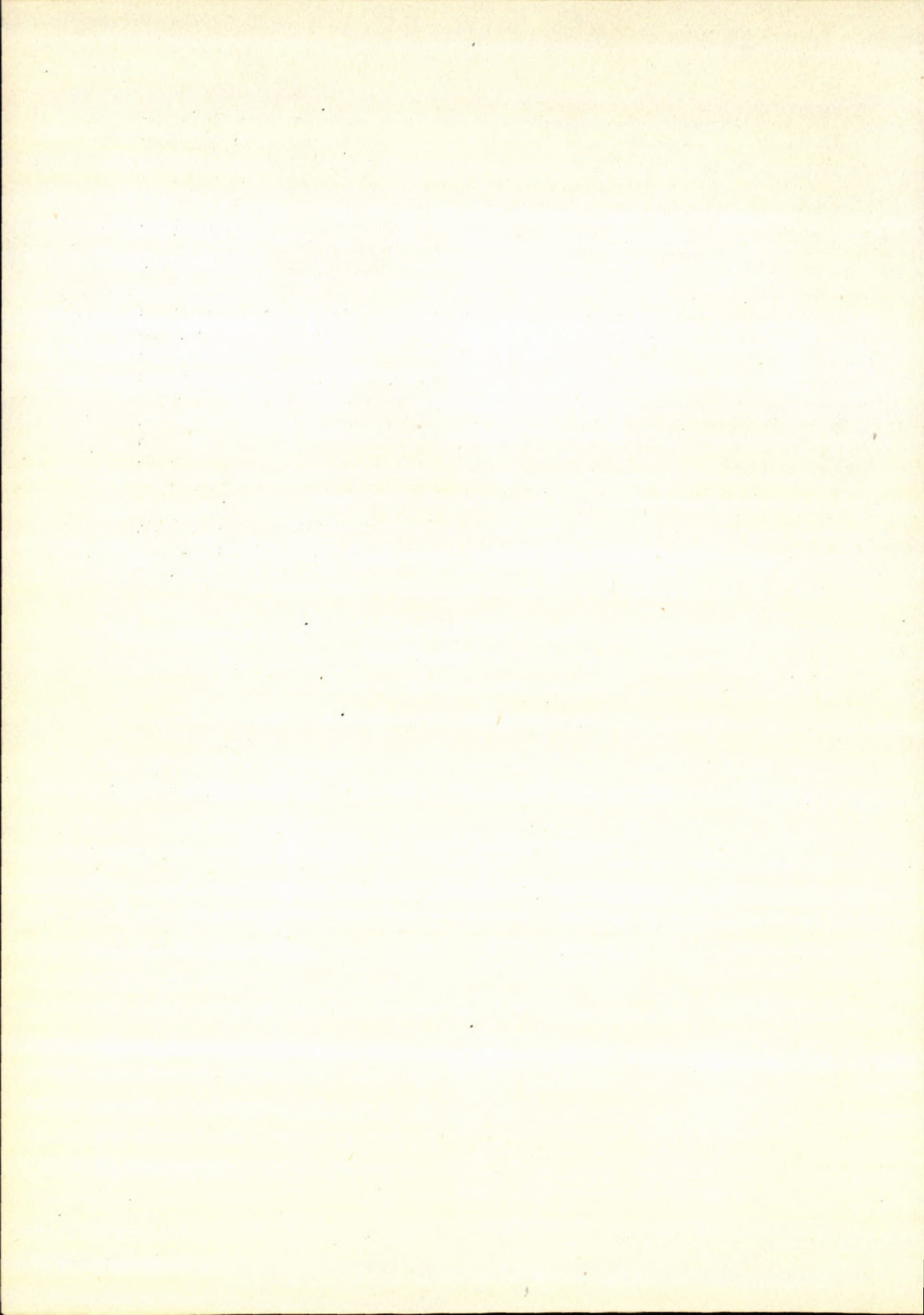
blick auf deren Genesis. In diesem Zusammenhang wurde auch eine schematische Tabelle einzelner Umwandlungen auf Grund eigener Studien und der literaturischen Angaben zusammengestellt.

Zu den *synvulkanischen Umwandlungen* wurden solche Prozesse eingeteilt, die angefangen mit der Kristallisation des Magma nahe der Erdrinde bis zur dessen Erstarrung an der Erdoberfläche verliefen. Da unterscheidet man Umwandlungen, die durch den Einfluss des Milieu auf die erstarrenden Massen entstanden, und zwar a) im Kontakt der fließenden Lava mit der Luft und b) im Kontakt dieser Lava mit dem Wassermilieu, bzw. mit den wasserführenden, bzw. wasserreichen Gesteinen.

In die zweite Gruppe gehören die Umwandlungen, zu denen es im Zusammenhang mit den Ausklingen (*Beendigung*) der *vulkanischen Tätigkeit* und zwar nach der Erstarrung der Vulkanite an der Erdoberfläche kam. Zu solchen Prozessen gehören die Umwandlungen, welche durch die Klastese und durch die postmagmatische Exhalationen (d. h. durch Einwirkung der Gase und verschiedener Lösungen auf die erstarrte Lava und Pyroklastika) hervorgerufen wurden.

Die sog. *hypergenen Prozesse* hat man zu keiner der beiden Umwandlungsgruppen eingeteilt, da diese allein eine breite Skala verschiedenster Umwandlungen vorstellen und werden deshalb nur im allgemeinen als „*hypergene Prozesse im Ganzen*“ bezeichnet. Das gilt auch für die Umwandlungen, die durch die Intrusionen hervorgerufen wurden, und sind auch nicht in die vorgelegte Scheme einbegriffen worden.

*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*



EVA KAROLUSOVÁ

KLASIFIKÁCIA A TERMINOLÓGIA PYROKLASTICKÝCH HORNÍN

V posledných rokoch sa venuje pozornosť aj otázke klasifikácie a terminológie pyroklastických hornín. Tieto horniny zaujímajú miesto medzi vyvrelými a sedimentárnymi horninami, a tvoria medzi nimi plynulý prechod; pre svoje genetické zvláštnosti majú však osobitné postavenie. Klasifikujú sa obvykle podľa toho, ktoré ich vlastnosti ten-ktorý autor považuje za podstatné. V súvislosti s mojím návrhom (E. K a r o l u s o v á 1958) vznikla diskusia a medzi tým boli vypracované aj nové klasifikačné schémy ako výsledok nového náhľadu na klasifikáciu a terminológiu, na genetické podmienky vzniku, uloženia, na proces diagenézy, ako aj na premeny pyroklastických hornín.

V tomto príspevku rozoberiem pripomienky k vlastnej klasifikačnej schéme, ako aj otázku vhodnosti klasifikačných delení pre terénne práce. Ako je známe, naše oblasti budované pyroklastickými horninami majú špecifický charakter hlboko deštruovaného terénu s množstvom redeponovaných vulkanických sedimentov. Štúdiám takýchto uložení sa opiera predovšetkým o určenie tmelu, rozmerov úlomkov, určenie prostredia, vzniku sedimentov, o zistenie auto-, resp. alochtónneho pôvodu vulkanického materiálu. Iba na základe takýchto detailných poznatkov môžeme robiť závery o vulkanicko-pyroklastickom telese. Prevažnú väčšinu našich pyroklastických terénov budujú tufy a redeponované, často až tufitické sedimenty, kým pyroklastické lávy sú menej rozšírené; preto v našej klasifikačnej schéme (K a r o l u s o v á 1958) dominuje detailne rozdelená skupina tufov a tufitov.

Zároveň s našou klasifikáciou vypracoval E. F. M a l e j e v (1958) návrh klasifikácie pyroklastických hornín, v ktorej odlišuje cementované a voľné pyroklastické horniny. Scementované môžu byť lávou — sú to tufolávy, event. s prímiesou úlomkov zo sopečného kužeľa, ďalej zvarené pri páde, ako sú ignimbrity a sopečné pyroklastické horniny, spevnené chemicky a diagenézou; sem patria tufy, pyroklastické horniny s prímiesou zo stien sopky a tufity. Medzi nespevnené zatrieďuje Malejev bomby, lapily, piesok, prach a popol; do ďalšej skupiny zahrňuje nespevnený

pyroklastický materiál s prímiesou úlomkov zo stien sopky, a do tretej skupiny nespevneného pyroklastického materiálu zahrňuje voľné tufity a voľný pyroklastický materiál zmiešaný s terigenným. Tufy a tufity rozlišuje podľa percentuálneho obsahu prímiesi; do 5 % prímiesi označuje horninu tufom, do 50 % tufitom. Ak prevláda prímies, hornina prechádza do normálneho sedimentu (napr. tufopieskovec, tufokonglomerát a pod.). Toto delenie dopĺňa triedením podľa granulometrie a charakteru úlomkov (napr. psamitový vitroklastický tuf, tufit, alebo ignimbrit).

T a b u l k a 1 podľa Malejeva (1958)

spevnené pyroklastické horniny	spevnené lávou	tufolávy tufolávy s prímiesou úlomkov krátera vulkána
	zvarené pri padaní	ignimbrity zvarené pyroklastické horniny s prímiesou úlomkov krátera vulkána
	spevnené hydrochemicky a zležením	tufy pyroklastické horniny s prímiesou úlomkov hornín krátera vulkána
nespevnené pyroklastické horniny		nespevnený pyroklastický materiál: bomby, lapily, piesok, prach a popol
		nespevnený pyroklastický materiál s prímiesou úlomkov hornín vulkanického krátera
		nespevnené tufity, nespevnený pyroklastický materiál zmiešaný s terigenným

Táto schéma zachycuje iba všeobecné produkty vulkanizmu, ktorých genetické typy môžu byť lokálne oveľa pestrejšie. Produkty vulkanizmu sú v nej chápané ako celok, ktorý nepodlieha zvetrávaniu, premenám, transportu a resedimentácii; na redeponované pyroklastické horniny schéma nepamätá, rovnako ako na vplyv prostredia, do ktorého sopečný materiál padal, na jeho účinky, prejavy chemickej diagenézy, organizmov, resp. účinky fumarol, hydroterm a pod.

Pantó (1959) delí pyroklastické horniny na: 1. žeravé — pyroklastické lávy a ignimbrity; 2. utuhnuté, medzi ktoré dáva aglomeráty s podskupinou lapilových tufov a tufitov, lahar a vulkanický konglomerát s podskupinou vulkanických pieskov (pieskovcov) a ílov; u druhej skupiny je možnosť sedimentárnej prímiesi. Polovičnú sedimentárnu prímies má skupina tufitov, kým v skupine tufových sedimentov vulkanický materiál je prítomný ako prímies v sedimentoch. U každého typu udáva Pantó proces vzniku a granulometrické zadelenie.

Pantó sa pokúša o zjednotenie používanej terminológie, o úpravu používaných rozmerov zrna podľa najbežnejšie sa vyskytujúcich typov a uvažuje o rozdieloch medzi žeravo tekutým a utuhnutým materiálom, súčasne rozvádza najdôležitejšie procesy vzniku pyroklastických hornín (1. miešanie na lávovom povrchu; 2. zostupovanie žeravých mračien; 3. hromadenie úlomkovitého materiálu na pevnej zemi alebo pod vodnou hladinou; 4. konsolidácia bahnitých prúdov; 5. premiestnenie vyvrhnutého úlomkového sopečného materiálu pomocou kontinentálnych alebo akvatic-

kých transportov; 6. sedimentácia za primiešania napadaného doneseného vulkanického úlomkovitého materiálu).

**Návrh klasifikácie pyroklastických hornín
podľa P a n t ó a (1959)**

Pôvod materiálu	5 cm	5 cm — 1 mm	1 mm	Proces vzniku	
	bomby	bloky lapily	prach		
<div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">vulkanické utuhnuté</div> <div style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">Sediment</div> </div>	pyroklastická láva			miešanie na povrchu lávy	
	ignimbrit			žeravé mračná	
	aglomerát	lapilový tuf		tuf	na pevnej zemi alebo vo vode
	lahár			vulkanický bahňitý prúd	
	vulkanický konglomerát	vulkanický piesok (pieskovce) íl (ílovce)			na pevnej zemi vo vode
	tufit			sedimentáciou	
tufový sediment			sedimentáciou		

Aj táto schéma, podobne ako Malejevova, zachycuje pyroklastické horniny iba v hrubých rysoch a nedovoľuje rozlíšiť napr. napadaný úlomkovitý vulkanický materiál do morského sedimentu, splaveného z rozrušených sopečných oblastí do morského sedimentu (auto- od alochtónneho), preplavený jemnozrnný materiál napr. vulkanického pieskovca do tufitov (bez používania laboratórnej práce; myslím tu na tesné rozhranie % sedimentu vo vulkanickom komplexe).

Pri pyroklastikách sa stretávame s terminologickými nejasnosťami a množstvom lokálnych synonymov. Preto každá unifikačná snaha má vychádzať zo širokej škály terénnych variant s množstvom prechodov od láv, cez čisté pyroklastiká až po sedimenty, obsahujúce ešte vulkanický materiál. Ďalej je treba brať do úvahy aj typ vulkanizmu a stupeň deštrukcie terénu. V oblasti s aktívnou sopečnou činnosťou sú iné predpoklady a možnosti (S m i t h 1960; F i s h e r 1960) pre vypracovanie klasifikačných schém než v oblastiach hlboko deštruovaných. Preto zjednocovací pokus na úzkej báze nemôže odstrániť doterajšie nezrovnalosti.

Na pomerne širokej báze je koncipovaná práca Z. Töröka (1961) o pyroklastických horninách, ktoré delí do 4 skupín: 1. vulkanoklastity, 2. tufoídne pyroklastity, 3. tufitické pyroklastity, 4. pseudopyroklastiká. V klasifikačnej schéme vyznačuje Török genetický typ jednotlivých druhov, rozmery, množstvo primiešaného sedimentárneho materiálu, štruktúru pyroklastických úlomkov, zmeny zapríčinené premenami (napr. pseudoaglomeráty, pseudokvarcity a pod.); jednotlivé sku-

píny rozvádza potom ďalej a detailne sleduje mikroskopickú štruktúru, textúru, rozmery úlomkov akosť tmelu a miesto výskytu. Táto práca vznikla zrejme po dlhoročnej skúsenosti z terénnych prác. Avšak takéto podrobné delenie neodpovedá plne klasifikačnej schéme, ktorá má vyjadriť iba podstatné vlastnosti. V tomto smere však Törökova schéma neprináša podstatne nové momenty okrem skupiny pseudopyroklastik; tieto však, domnievam sa, nepatria medzi pyroklastické horniny ako také, ale skôr k premeneným horninám, lebo pseudopyroklastické štruktúry nevznikajú na pyroklastických horninách, ale premenou masívnych hornín, napr. andezitov.

Nie je ani dosť jasné, prečo autor do primárnych vulkanoklastitov s pelitickou vitroklastickou štruktúrou zaraďuje bentonity. Vieme, že bentonitizácia je zložitý proces, na ktorom sa podieľa látkový prínos a odnos i pH prostredia; preto sa domnievam, že nie je správne označovať polohy bentonitov za primárne vulkanoklastity.

Zaujímavá je klasifikácia tufových a tufitických sedimentov J. Krysteka (1960), opierajúca sa o laboratórny výskum; okrem makroskopickej charakteristiky odporúča tieto laboratórne skúšky: a) granulometrické analýzy, b) kalcii- a dolomimetrickú analýzu, c) analýzu ťažkých a ľahkých minerálov (frakcie 0,05–0,25 mm a nad 0,25 mm). Krystekov návrh analýzy jemnejších (pieskovitých až pelitických frakcií) sa zdá byť správny; ale u jemných pyroklastických polôh — ak to z terénu priamo nevyplýva — ťažko makroskopicky rozhodnúť, či ide o auto- alebo alochtónny sopečný materiál; ťažko je aj posúdiť primiešaný sedimentárny materiál, zmeny spôsobené chemizmom, diagenézou, prípadne organizmami.

V roku 1960 prijala pracovná skupina pri II. sekcii ČSAV tento návrh Z. K u k a l a:

Veľkosť zrna	množstvo pyroklastického materiálu			
	nad 90 %	90—50 %	50—10 %	pod 10 %
2,00—0,05 mm	pieskový tuf	pieskový tufit	tufitický pieskovec	pieskovec
0,05—0,01 mm	siltový tuf	siltový tufit	tufitický siltovec	siltovec
pod 0,01 mm	popolový tuf	popolový tufit	tufitický flovec (bridlica)	flovec (flovitá bridlica)

Táto klasifikácia berie do úvahy pyroklastické sedimenty bez ohľadu na ich genézu, tvar, fragmenty. Podľa tohto návrhu je ťažké terénne i laboratórne spracovávať oblasti budované prevažne pyroklastickými masami.

Napokon ešte niekoľko poznámok k percentuálnemu obsahu neovulkanických komponentov. S obľubou sa totiž používa na vymedzenie skupiny tufov — tufitov, resp. tufitických sedimentov. Napr. M a l e j e v: prímes do 5 % — tufy; do 50 % — tufity; viac — normálne sedimenty s prímesou napr. tufo-konglomerát. P a n t ó: nepatrná terigénna prímes v ignimbritoch (žeravé mračná) tufy, aglomeráty, lahar, vulkanický konglomerát do 20 %; 20—70 % tufit; viac než 70 % sedimentu — je tufový sediment. T ö r ö k: erupzívny materiál viac ako

90 % — tufoidné; eruptívny materiál menej ako 90 % — tufitické. K u k a l: nad 90 % eruptív — tuf; 90—50 % eruptív — tufit; 50—10 % eruptív — tufitický pieskovec; pod 10 % eruptív — pieskovec. Náš návrh: bez prímеси sedimentu — tuf; prímеси sedimentu — tufit.

Pri terénnych prácach je veľmi obťažné určiť presné percento prímеси a podľa toho zatriediť horninu k tufom alebo tufitom; okrem toho geneticky je nesprávne robiť umelé rozhrania na základe percent, napr. pri jednom vývine horizontu. Pri našom označení už z názvu tufit vysvitá, že vulkanický materiál je zmiešaný s cudzím sedimentom, čiže vyjadruje genézu horniny.

E. F. M a l e j e v (1960) vytýka našej tabuľke nesprávne používanie termínu *popol* ako tmel; podľa neho popol predstavujú jemnozrnné úlomky skla, kryštálov, ktoré nemôžu byť cementom, ale iba výplňou medzi väčšími úlomkami. Cement predstavujú ich opálovo-ílové, alebo opálovo-karbonátové produkty rozkladu. Vulkanický popol ako tmel chápeme v zmysle Š v e c o v a (1957), podľa ktorého drobnejšia a jemnozrnejšia časť horniny tvorí to, čo nazývame „tmelom“. Veľmi často bazálny sopečný popolový tmel dokazuje, že sa usadzoval súčasne s väčšími zrnami. Iný prípad tmelu nachádzame v splavených piesčitých tufových zrnčkách, kde súdržnosť horniny podmieňuje jemný krustifikačný tmel (Hrušov, H. Rykynčice a pod.).

Našej schéme vyčíta Malejev aj nevhodné aplikovanie ignimbritov a ich štruktúrnej odrody aglutínátov, lebo vraj tieto horniny nemajú cement, a preto ich zaradenie medzi horniny s lávovým tmelom je nesprávne. *Správne!*

Pripomienky K r y s t e k a sa týkajú klasifikácie zmiešaných hornín; do akého množstva neovulkanického materiálu sa môže užívať názov tufit; zladenie granulometrickej terminológie sedimentov a jemných pyroklastík v rozsahu pod 1 mm. Je pravda, že je veľmi ťažké zladiť názvy vulkanologickej a sedimentárno-petrografickej terminológie; preto je správny návrh Krysteka používať naše názvy pre autochtónny vulkanický materiál zásadne len pre makroskopické popisy s tým, že sa označenie tuf alebo tufit bude voliť podľa prevahy zastúpených komponentov.

Náš návrh vychádzal z dvoch zásad: z povahy tmelu a prostredia uloženia. Podľa povahy tmelu sa dá v teréne v hrubých rysoch určiť základný typ horniny — pyroklastická láva, tuf, tufit. Pri podrobnejšom profilovaní určuje sa prostredie uloženia, veľkosť a tvar fragmentov. Na laboratórne spracovanie sa vzorky dostávajú už so základným označením tuf — tufit, a len sa spresňujú napr. zisťovaním zrnitosti a petrografického zloženia. Orientačne som spracovala dve trasy: profil od Hr. Dúbravy údolím Jasenice cez B. Štiavnicu do Plášťoviec a profil južnými svahmi Javorja až do sedimentárneho neogénu. V druhom profile je niekoľko typov vývinov pyroklastických hornín. Pri Hronskej Dúbrave sú to tufity s autochtónnym, prevažne hrubým materiálom amfibolicko-hyperstenickýchandezitov a pieskovcov. Tufity sú zvrstvené s jemnozrnejšími polohami tufitov. Kým v spodných polohách je prítomný sediment z okolia, vrchnejšie polohy, najmä

aglomeratické predstavujú čisto andezitový materiál, pravdepodobne z blízkych erupcií z J okraja intravulkanickej kotliny; jej rozsah bude zrejme väčší, lebo podobné uloženiny pyroklastík sú aj v Neresníckej doline (od Zvolena na J po kameňolom Brezina).

Slabé náznaky sedimentovaných pyroklastík sa vyskytujú aj v okolí Kozelníka; majú výrazne tufový charakter s náznakmi sedimentácie a postupne prechádzajú do chaotických tufov. V centrálnej oblasti Štiavnického pohoria pri Banskej Štiavnici polohy pyroklastík sú propylitizované (zárez starej železnice v úseku Banskej Štiavnice, Goldfus), alebo majú málo výrazné štruktúry sedimentov (zárez cesty na jazero Počúvadlo). Jasne vrstevnaté tufy až tufity sú v zárezoch cesty v okolí obce Počúvadlo a smerom na J. V doline Štiavnického potoka sme študovali odkryvy v záreze cesty Prenčov—Sv. Anton (E 93) pri Prenčove, (E 92), pri Hontianskych Nemciach (E 91), ďalej Hont. Tesáre—Domaníky (E 89—90), Domaníky—Horné a Dolné Rykynčice až ku Plášťovciam.

Celkove severná časť pyroklastického komplexu bezprostredne súvisí s vulkanizmom štiavnickej oblasti. Pyroklastiká väčšinou v hrubom aglomeratickom vývine tvoria polohy medzi jednotlivými andezitovými prúdmi, resp. ich relikťami. V záreze cesty Sv. Anton—Prenčov je stena autochtónnych sedimentárnych andezitových tufov, so sklonom 5—10° k juhu. Úlomky ako tmel patria augit-hyperstenickým andezitom. Podobný vývin sedimentovaných autochtónnych pyroklastík nachádzame aj v záreze cesty pri križi J od Tepličiek.

Pod mohutným prúdom andezitov hrebeňa Žarnosek—Haviari v záreze cesty sú odkryté do výšky 2—3 m tufové sedimentované komplexy pyroklastík s úklonom k J. Úlomky andezitov sú hranaté, neopracované, čiže autochtónne, tmel je popolovo-tufový. Južnejšie pri Hontianskych Nemcoch, ako aj S od Sebechleb a v Klastavskej doline S od Ladzian sú polohy sedimentovaných tufov s hojnou bielou pemzičkou. Zdá sa, že oblasť južnejšie od rovnobežky pozdĺž S ukončenia obce Hontianske Nemce má ráz sedimentovaného tufového až tufitického vývinu, s kolísaním rozmerov vo vertikálnom smere. Morfológia terénu prestáva byť závislá na formách sopečnej činnosti, nadobúda charakter sedimentovaných, viackrát plochých tabúl s hlbokými erozívnymi dolinami potokov a peknými prirodzenými odkryvmi (napr. údolie Belujského potoka, J od Sebechleb, údolie Krupinice, Z od Medovariec, údolia Bačovského potoka atď.).

V údolí Krupinice v záreze hradskej Domaníky—Medovarce sa už stretávame s terasovite odkrytými polohami sedimentovaného komplexu pyroklastík, ktoré vo vrchných polohách okrem andezitového materiálu obsahujú balvany a valúny kryštalinika, grafitických bridlíc, verukána a pod. Tieto konglomeratické polohy sa striedajú s 10—12 cm mocnými polohami jemnozrnných až piesčitých tufitov a v údolí Krupinice prechádzajú do jemných piesčitých preplavených tufov. Tieto andezitové piesčité až drobnozlepenkové (subakválne) tufy majú klasické krížové zvrstvenie s úklonom k JJZ, sú na mnohých miestach tektonicky rozbité (N 10° E)

a postupne prechádzajú do jemných až pelitických polôh (pri Plášťovciach). Krížové zvrstvenie a dokonale opracované zrno poukazuje na morský sediment.

Podobný profil je J od Babinej, kde v podloží mohutných andezitových prúdov Kňazovej hory, Hanišbergu sú polohy piesčitých sedimentovaných tufitov. Miestami obsahujú dobre opracované balvany andezitov. Aj v záreze cesty pod kameňolomom Ficberg a na obidvoch stranách obce Žibritov sú podobné výskyty. Sedimentované tufity sú odkryté aj v záreze železnice v úseku Krupina—Babina. Miestami na dobre zvrstvených tufitických polohách ležia chaotické aglomeráty, ktoré smerom na hrebeň prechádzajú v jemnozrnnejšie pemzovité tufy.

Z týchto profilov je zřejmý vývin celého pyroklastického komplexu, ktorého jednotlivé členy sú v odlišnom genetickom a faciálnom vzťahu. Tieto vzťahy názorne vyjadruje označenie *chaotické tufy* (napr. v úseku Kozelník—H. Belá), *tufy subakválne s materiálom autochtóнным* (napr. Preňčov—Sv. Antal—H. Nemce), *tufy subakválne s materiálom alochtóнным preplaveným* (napr. H. Rykynčice—Hrušov) a napokon *tufity s vulkanickým materiálom alochtóнным* s cudzou sedimentárnou prímiesou, ktorá už naznačuje prechod do normálnych sedimentov s vyznievajúcim prínosom vulkanického materiálu; napr. lom na trase Hokovce—Dudince, kde v sivom tufite je typická minerálna asociácia zo splavenej oblasti kryštalínika (turmalín, distén, granáty, sagenit a pod.); v ľahkej frakcii je množstvo rozloženého sopečného skla, ktoré indikuje preplavenú vulkanickú prímies.

Tufity s autochtóнным, resp. napadaným vulkanickým materiálom sú zastúpené v intravulkanických kotlinách, kde pri začiatkovej erupčnej činnosti je badateľný prínos okolitého, znosového, nevulkanického opracovaného materiálu; tento prínos bol pri intenzívnych erupciách prerušený a pyroklastický materiál sedimentoval ako tuf; napr. tufiticko-tufové súvrstvie v záreze cesty a železnice pri Hronskej Dúbrave.

Z našich profilov je zřejmé aj rozlíšenie autochtóнного a alochtóнного vulkanického materiálu v rámci tufov i tufitov. Ako príklad spomenieme komplex piesčitých, modrosivých pyroklastických sedimentov s lokálnym krížovým zvrstvením, klasicky vyvinutý pri Hrušove a tiahne sa cez H. Rykynčice ďalej na Z, pri Ráospuste atď. Tento dosť stabilný horizont sa skladá z drobných, dokonale opracovaných zrníčok andezitov s odlišnými štruktúrami základnej hmoty. Modrastú farbu komplexu dáva izotrópny obal každého zrníčka, ktorý zrejme vznikol počas sedimentácie, lebo predstavuje akýsi dotykový tmel. Tento mohutný komplex vznikol splavením andezitových telies a ich tufov, a poukazuje aj na to, že v období ich sedimentácie nebol prínos neovulkanického materiálu a že „ostrovčeky“ mezozoika a kryštalínika neboli v tej dobe vynorené. Mohutná línia a mocnosť tohto komplexu nasvedčuje na sedimentáciu v morskom prostredí, čo potvrdzujú aj nedokonale zachované zbytky lastúr, napr. pri H. Rykynčiciach a v Hrušove.

V druhom profile od Ábelovej po Luboriečku môžeme sledovať podobný vývin.

Pri Ábelovej sa vyskytujú typické chaotické tufy, ktoré J od obce prechádzajú do sedimentovaných subakválnych tufov s autochtóнным vulkanickým materiálom, s tufovým tmelom. Ešte južnejšie sa objavujú opracované a vytriedené andezitové fragmenty, ktoré pri obci Šuľa prechádzajú do rytmickej sedimentácie tufov s jemnými preplástkami piesčitých jemnozrnných polôh. Pri obci Pravica tufový komplex má už charakter splaveného, dlho transportovaného materiálu.

V odkryvoch pri Hornej Strehovej tufový komplex je vodorovne uložený a v niektorých polohách sa dajú zistiť staré erozívne výmoly. Pri obci Luboreč celý komplex pyroklastík sa vyznačuje jemným, opracovaným zrnom, s hojnými aleuritickými až pelitickými polohami. V jemnozrnných polohách sa objavuje neovulkanický materiál, ako sú leukoxény, karbonáty a muskovit.

Tento profil naznačuje príbrežnú fáciu, napadanie pyroklastického materiálu, jeho opracovanie a vytriedenie, čiže celé skupiny tufov od chaotických po subakválne, autochtónne i alochtónne, a tufity s vulkanickým materiálom alochtónnym.

Záverom môžeme povedať, že naša klasifikácia pyroklastických hornín z r. 1958 sa pri našich terénnych a zovrubnejších laboratórnych prácach osvedčila, ako to ukazujú orientačné rozborov z dvoch profilov. Pomocou tejto klasifikácie sa dali rozlíšiť pásma tufov a tufitov, pásma s autochtóнным a preplaveným pyroklastickým materiálom. Na základe takýchto rozborov sa dajú robiť uzávery o rozšírení a charaktere sopečnej činnosti na strednom Slovensku, o existencii intravulkanických kotlín, o splavných oblastiach a pod. Pomocou sedimentárno-petrografických metód a analýzy ťažkých minerálov určujeme typ sedimentácie a zloženie jemných aleuritických polôh. Komplexný rozbor odkryvov umožňuje nám poznať bližšie zložitú vulkanogénno-sedimentárnu stavbu južnej časti Štiavnického pohoria a Javorja. V budúcnosti bude treba doplniť štúdiá povrchu aj výskumom pyroklastík z vrtného materiálu.

Lektoroval doc. dr. M. Kuthan

LITERATÚRA

- [1] Richard v. Fisher (1960): Classification of volcanic breccias. Bull. Geol. Soc. Am. vol. 7. — [2] Karolusová E. (1958): Príspevok k problematike pyroklastík. Geol. práce, Zošit 49. — [3] Krystek J. (1960): Návrh klasifikace tufov a tufitů (rukopis). — [4] K u k a l Z d. (1960): Návrh terminologie hlavních usazených hornin. Rukopis; ÚÚG, Praha. — [5] Malejev E. F. (1958): Osnovnye principy klasifikacii piroklastičeskich porod. Geol. práce, Zošit 49. — [6] Malejev E. F. (1959): Obzor klassifikacij vulkanoklastičeskich porod. Tezisy I. vsesojuznovo vulkanologičeskovo soveščanija, Erevan. — [7] Pantó G. (1959): Vorschläge zur Schaffung einer einheitlichen Terminologie für vulkanische Gesteine. Zeitschrift für angewandte Geol., Heft 9. — [8] Smith (1960): Ash flows. Bull. of the geol. soc. of America, vol. 71. — [9] Török Z. (1962): Problémy klasifikácie pyroklastík a spôsob ich štúdiá. Geol. práce, Zprávy 25–26.

ZUR KLASSIFIKATION UND TERMINOLOGIE DER PYROKLASTISCHEN GESTEINE

In den letzten Jahren wendet sich die Aufmerksamkeit der Geologen auch auf die Klassifikation und Terminologie der pyroklastischen Gesteine. Ihrem Charakter nach nehmen sie eine Zwischenstellung zwischen den Eruptiv- und Sedimentgesteinen ein, wobei ihre „Randglieder“ in diese oder jene allmählich übergehen, bzw. mit diesen durch eine Reihe von Übergangsgesteinen verbunden sind. Dank ihren genetischen Besonderheiten bilden sie eine selbständige Gruppe unter den Gesteinen. Ihre Klassifikation hängt gewöhnlich davon ab, welche Eigenschaften dieser oder jener Autor für die wesentlichsten hält.

Unser Vorschlag der Klassifikation pyroklastischer Gesteine (K a r o l u s o v á 1958) hat eine rege Diskussion herausgefordert, mit welcher auch neue Vorschläge und neue Gesichtspunkte bei der Klassifikation und Terminologie, bei der Beurteilung genetischer Bedingungen während der Bildung und Ablagerung dieser Gesteine, ihrer Diagenese und Umwandlung verbunden sind.

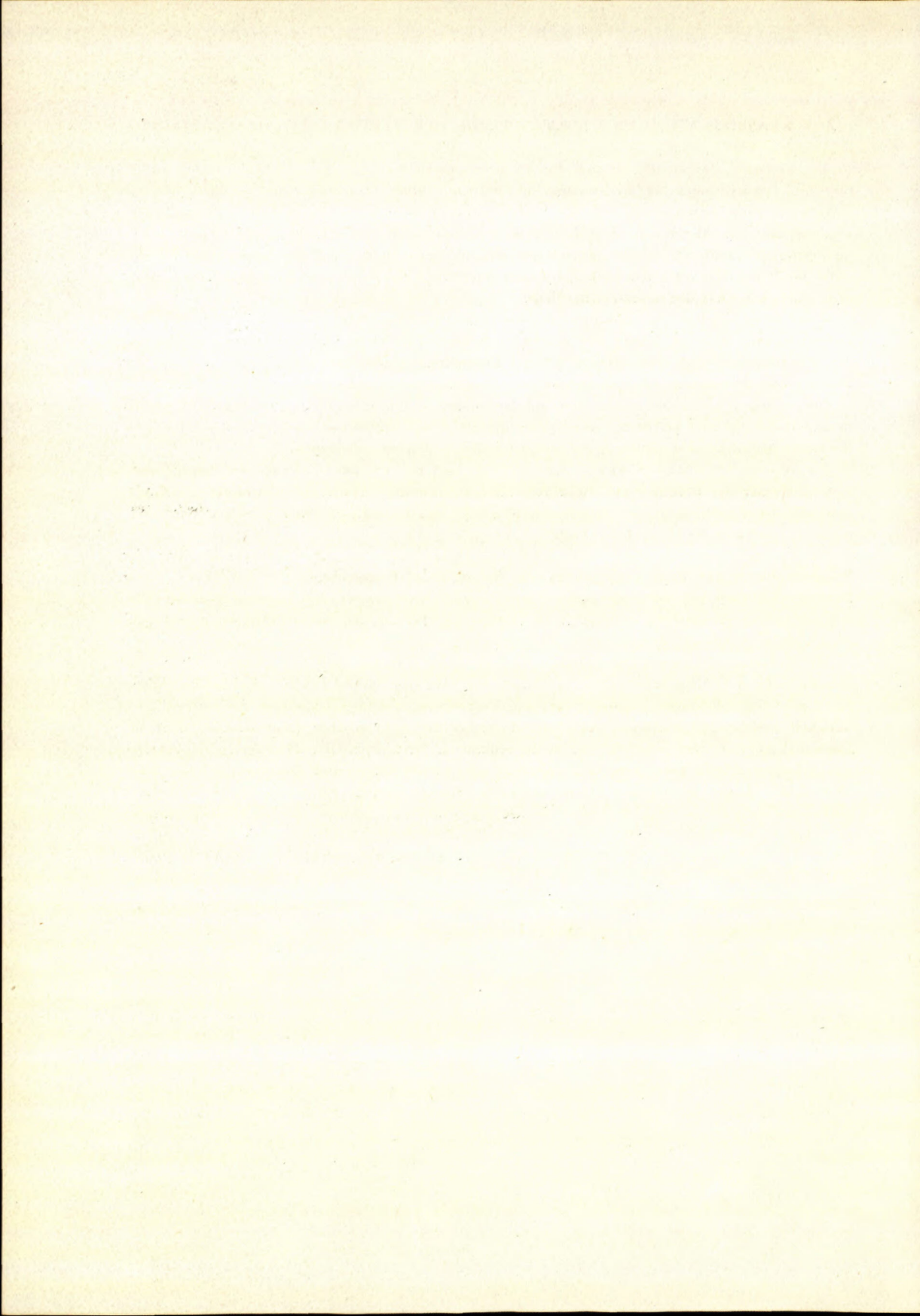
Im vorliegenden Artikel wollen wir zu den neuesten Schemen Stellung nehmen. Es sei da besonders betont, dass bei diesen neuen Vorschlägen grosse terminologische Uneinigkeit herrscht, besonders was die Unterscheidung der Gruppe Tuffe — Tuffite anbelangt.

Bei unserem Vorschlag (K a r o l u s o v á 1958) sind wir von zwei Grundsätzen ausgegangen: vom Charakter des Bindematerials und vom Ablagerungsmilieu. Nach dem Charakter des Bindematerials kann man in groben Zügen den Grundtyp des Gesteins bei den Terrainarbeiten feststellen: pyroklastische Lava, Tuff, Tuffit.

Beim eingehenderen Studium wird dann das Ablagerungsmilieu, die Grösse und Form der Fragmente bestimmt. Zum weiteren Studium kommen die Proben bereits mit der Bezeichnung *Tuff* oder *Tuffit*, und im Laboratorium wird nur die Korngrösse, bzw. petrographischen Zusammensetzung präzisiert. Auf diese Weise konnte man bei unseren Untersuchungen gute Ergebnisse erzielen.

Mit Hilfe unserer Klassifikation konnten wir im Terrain Tuffen- und Tuffitenzonen, Zonen mit autochtonem und überschwemmtem pyroklastischen Material unterscheiden. Auf solche Weise kann man auch Schlussfolgerungen über die Verbreitung und den Charakter der vulkanischen Tätigkeit in der Mittelslowakei, über die Existenz intravulkanischer Depressionen, über die Abtragungsgebiete usw. machen. Mit Hilfe sedimentär-petrographischer Methoden und Analyse von Schwermineralen kann man den Charakter der Sedimentation und Zusammensetzung feiner aleuritischer Lagen bestimmen. Solche komplexe Studien ermöglichten uns den komplizierten vulkanisch-sedimentären Bau im Südteil des Gebirges Štiavnické pohorie und Javorje näher kennen zu lernen.

*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*



TEODOR ŠINÁLY

O VÝSKYTE MELAFÝROV V JUHOVÝCHODNEJ ČASTI HANDLOVSKÉHO HNEDOUHOLNÉHO LOŽISKA

Táto práca pojednáva o vulkanických horninách v ložiskovej oblasti Novej Lehoty, ktoré sú miestami takmer v styku so slojmi, chýbajú tu teda všetky stratigrafické členy od werfenu po vrchný tortón. Miestami S od popisovanej oblasti, nasadzujú na melafýrové teleso sedimenty paleogénu, spodného miocénu (burdigal) a vrchného tortónu (viď geol. rez C-D).

O výskyte melafýrov v podloží handlovsko-nováckej hnedouhoľnej panvy nie sú zatiaľ žiadne údaje. Tieto horniny, známe z povodia Hornej Nitry, sú viazané na spodnotriasové kremence, zlepenca, pieskovce a arkózy (werfen). Podľa Zorkovského (1949) ich najväčší výskyt je Z od handlovsko-nováckej hnedouhoľnej panvy, v doline Belanky (Nitrica) asi $\frac{1}{2}$ km na JZ od majera Gabelová, cca 16 km Z až SZ od našej lokality. Bližšie výskyty sú Z od Zemianskych Kostolian a JZ od Dolných Leloviec (cca 12 km Z od Novej Lehoty). Ide o melafýrový typ hornín, popísaných Zorkovským ako celistvé mandľovce a tufy. Prevládajú melafýrové porfyryty s výrastlicami živcov, dlhými až niekoľko cm, sfarbenými kysličníkmi Fe do ružova. Ich štruktúra je porfyrická, farba čiernosivá až červenohnedá. Melafýrové mandľovce sú sivé, s bielymi alebo sivozelenými mandľami veľkých rozmerov. Melafýrové tufy sú zložené z jemnozrnných kremenných, zriedkavejšie živcových zŕn; bývajú preniknuté modrozelenými žilkami chloritu a limonitu; časté sú žilky kryštalickej kremennej hmoty. Takéto horniny spomína aj Čechovič a Ulrich (1927—1937).

Výskyt melafýrov pri Novej Lehote bol overený bankskogeologickým prieskumom na piatich miestach a povrchovým vrtom L-26. Overená šírka telesa je cca 1600 m; zrejme však bude nepomerne väčšia, čo dokazuje aj povrchový vrt L-26 (cca 1700 m JZ od bankskými prácami overenej hranice). Melafýrové horniny (zastúpené mandľovcovými, porfyrickými, celistvými typmi a melafýrovým tufitom), sekundárne silne premenené sa viažu na spodnotriasové svetlosivé piesčité

aleurolity, jemno až hrubozrnné, resp. na červenohnedé sericitické bridlice, len sčasti overené banskými prácami.

Stručný makroskopický popis spodnej časti vrtu L-26:

Pod slojovým pásmom v 403 m leží vrchnotortónske súvrstvie, značne redukované (o mocnosti cca 20 m), zastúpené zväčša sedimentárno-vulkanickými horninami, geneticky viazanými na prvú fázu andezitového vulkanizmu (S l á v i k 1959). Ide o ílovité tufity, uložené na sekundárne silne premenenom vulkanickom komplexe. Hojné sú chloritické konkrécie. Hornina je preniknutá karbonatickými žilkami so sideritovo-kalcitovou výplňou.

V nadmorskej výške 386 m začínajú erupzívne horniny makroskopicky felfofyrickej štruktúry so sideritovo-kalcitovými zhlukmi a žilkami sideritu a kalcitu. Mandle, následkom husto prechádzajúcich žiliek, sú miestami nepravidelné. Hornina je hydrotermálne premenená, čo sťažuje jednoznačné makroučenie pôvodnej petrografickej príslušnosti. Karbonatizácia a silifikácia horniny je postgenetického pôvodu (obdobnú sukcesiu minerálov možno sledovať u mandlí a žiliek). V niektorých úsekoch mandľovcovitá štruktúra zaniká.

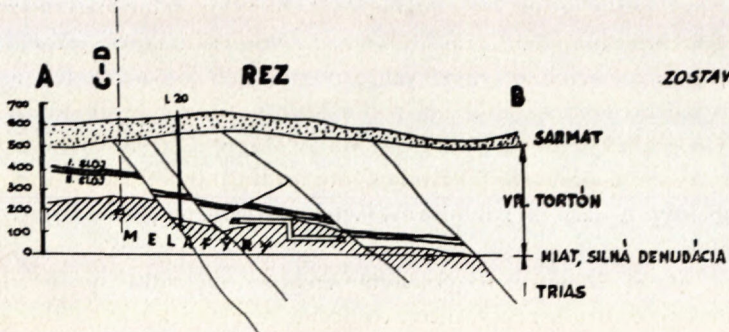
V nadmorskej výške 361 m hornina nadobúda viac-menej pelitický až aleuritický charakter, so známkami silnej hydrotermálnej premeny (chloriticko-karbonatickej). Vo výške 339 m sa zistila hornina s textúrou tektonických brekcií (často pozorovateľných aj u melafýrov); okolo puklín pozorovať zatlačanie hornín melafýrového typu karbonátovými minerálmi, v niektorých úsekoch aj chloritických mandlí karbonátmi. Farba horniny je svetlozelená, sivá až fialovkastá. Smerom k báze hornina prechádza do zelenkavých pieskocov, s náznakmi tufogénnych štruktúr. V nadmorskej výške 320 m boli navítané svetlosivé piesčité aleurolity (bez karbonatickej prímеси), ktoré miestami prechádzajú do pieskocov a v nadmorskej výške 307 m do hrubozrnných kremito-arkózovitých pieskocov, patriacich melafýrovej sérii. Úklon súvrstvia je často veľmi prudký.

V nadmorskej výške 253 m bol overený vybielený melafýr so zachovanou zreteľnou intersertálnou štruktúrou a výrastlicami plagioklasu, často s dvojčatným zrastom, 1—1,25 cm veľkým. V poslednom intervale vrtu, t. j. do nadmorskej výšky 245 m, boli overené opäť hrubozrnné kremito-arkózovité pieskovce a červenohnedé sericitické bridlice.

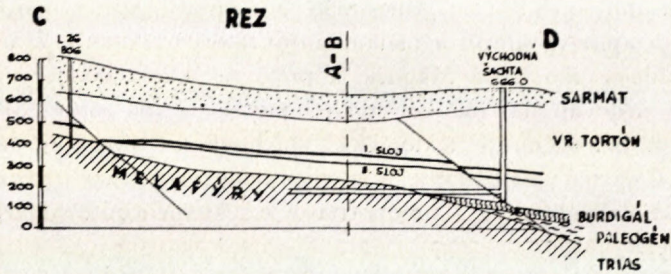
Petrografické analýzy melafýrov vyhotovila Mihalíková (1964), chemické analýzy laboratórium v Turč. Tepliciach.

Na základe nových prác predpokladám, že horniny v konečných intervaloch niektorých starších povrchových vrtov (ktoré sa popisovali pôvodne ako propilitizované vulkanické horniny a dávali do súvislosti s prvou fázou neogénnej vulkanickej činnosti) predstavujú varianty melafýrov a melafýrových tufitov overených banským prieskumom. Tento predpoklad potvrdzujú hlavne geologické rezy, v ktorých L vrty sú situované medzi výskytmi melafýrov, overenými banskými prácami. Pritom ukončenie vrtov dosahuje približne intrapolovaný reliéf melafýrového „telesa“. V tomto smere treba poopraviť aj petrografický popis spodných intervalov vrtov. Z vrtu L-20 (v profile a-b) S l á v i k (1959) uvádza, že v podloží uhoľného sloja je zaujímavý vulkanický komplex, ktorý nemá v tejto oblasti obdobu. Spomína prínos SiO_2 a silnú karbonatizáciu, ktorej podľahli niektoré plagioklasy. U premenených pyroklastík sivozelenej farby, silne rozpukaných a vyhojených kalcitovou výplňou, pripúšťa ofitickú, resp. intersertálnu štruktúru. Tmavé súčiastky sa nezistili, na základe čoho autor petrografickú charakteristiku pôvodnej horniny neurčuje.

Vzhľadom na bohatú literatúru o geológii handlovsko-nováckej hnedouhoľnej



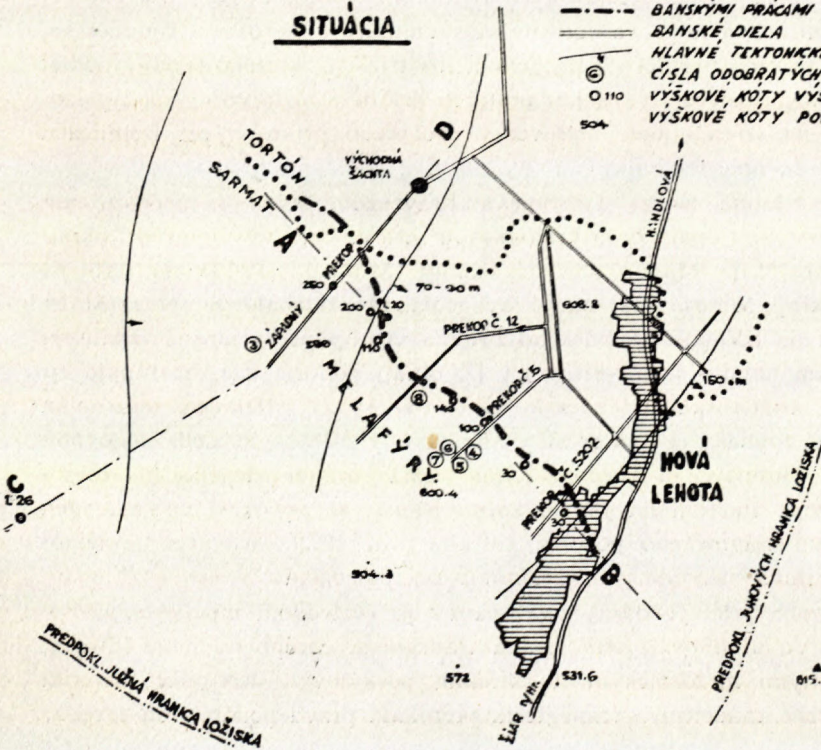
ZOSTAVIL : T. ŠINÁLY



SITUÁCIA

VYSVETLIVKY :

- BANKÝMI PRÁCAMI OVER. HRANICA MELAFÝROV
- BANKSKE DIELA
- KĽAVNÉ TEKTONICKÉ ZÓNY
- ⊙ ČÍSLA ODOBŔATÝCH A PETROGR. VYHODN. VZŮRNOV
- 110 VÝŠKOVÉ KÓTY VÝSKYTU MELAFÝROV
- 504 VÝŠKOVÉ KÓTY POVRCHU



panvy uvediem iba novšie poznatky z južnej časti handlovskeho ložiska, získané razením banských prieskumných prác. Okrem novopreskúmanej južnej a JV ložiskovej časti, podložie vrchnotortónskych súvrství nebolo zachytené, a preto jeho stavbu bolo možno predpokladať len podľa hornín, ktoré vystupujú na okrajoch terciéru. Geograficky ide o pohorie: Malá Magura so Suchým vrchom, Žiarske pohorie (tvorené prevažne kryštalicými bridlicami a žulou) a o mezozoické vrstvy obalových sérií a subatranských príkrovov, z južnej strany neovulkanity Vtáčnika.

Kryštalinikum Malej Magury so Suchým vrchom vychádza na povrch na západnej hranici hornonitrianskej kotliny vo forme kryštalicých bridlíc (pararuly, kremité ruly a amfibolity) a žúl (biotitický granodiorit, svetlý dvojsludný granit, pegmatitový a aplitový granit a melanokratný diorit). Pohorie Žiar nesie znaky silnejšej denudácie ako Malá Magura, a preto sa skladá takmer výlučne zo žuly. Rula je sledovateľná iba na malej ploche Z od obce Sklenné. Vzťah kryštalinika k paleogénu je tektonický. Ojedinele sa vyskytujú zvyšky triasových hornín (Čechovič 1959), a to dva malé ostrovčeky stredotriasového vápenca S od Veľkej Čausy a stredotriasových kremencov obalovej série 3 km SV od Nedožier.

Mezozoikum na Z až SV hranici hornonitrianskej kotliny vychádza na povrch na viacerých miestach: Z od Zemianskych Kostolian, v rudnianskej, praveneckej a handlovskej kotline. Melafýrové horniny sa spomínajú z mezozoika rudnianskej doliny. Chočský príkrov hraničí s paleogénom iba triasom, ktorého spodný oddiel tvoria kremence a pieskovce s vložkami pestrých bridlíc a melafýrov. Spod paleogénu vystupujú na povrch malé ostrovčeky chočského príkrovu pri Bojniciach ako dôsledok paleogénnej tektoniky.

V praveneckej doline medzi Tužinou a Pravencom stýka sa mezozoikum s trefohornými vrstvami obalovou a krížňanskou sériou. Prvá vystupuje pri okraji kryštalickeho jadra Malej Magury, SV od Tužiny (M a h e l 1949); jej úplnejší sled je na SZ okraji pohoria Žiar nad Pravencom. Medzi obalovou sériou Malej Magury a Žiaru na SV od Nitrianskeho Pravna vystupujú horniny krížňanskej série. Mezozoikum handlovskej kotliny na JZ okraji pohoria Žiar zastupujú tri série: obalová, krížňanská a chočská (B i e l y 1957). Hranica mezozoika a paleogénu nemá rovnaký charakter (Čechovič 1959); kým medzi hájovňou Uhrisko SV od Chrenovca a kopcom Remät ležia eocénne zlepenca na mezozoiku transgresívne, smerom na JV od kopca Remät až po okraj vulkanických hornín Kremnicko-štiavnického pohoria (M a t ě j k a 1924) ich styk je tektonický. Ide o prešmyk mezozoických dolomitov cez paleogénne vrstvy.

Geologická stavba juhovýchodnej časti panvy je výsledkom mladšieho geologického vývoja. Vo *vrchnom lutéte* začína transgresia eocénneho mora. Brehy, tvorené spomenutými mezozoickými horninami, poskytovali detritický materiál pre plytké pobrežné usadeniny. Transgresia prenikala pravdepodobne od severu;

nasledujúcu regresiu mora podmienili horotvorné pohyby koncom vrchného eocénu. Denudácia postihla vrcholy hrebeňov (mezozoický obal), v dôsledku čoho boli obnažené kryštalické jadrá, ktoré poskytovali materiál pre usadzovanie najvyšších vrchnomiocénnych vrstiev.

V geologickom vývine skúmaného územia vrásnenie mezozoických a paleogénnych vrstiev predstavuje ďalšiu etapu horotvorných pohybov, ako aj vznik prešmykov a príkrovov. Kryštalinikum Žiaru bolo slabo nasunuté na paleogén, po dlhotrvajúcej erózii denudácia zvlášť silne postihla mäkké paleogénne vrstvy. Výsledkom týchto procesov je diskordancia a hiát medzi paleogénom a burdigalom. Celkové uloženie vrchnotortónskych vrstiev na mezozoiku (v južných častiach prieskumných prekopov Novej Lehoty) je zapríčinené ďalším geologickým vývojom, pričom po transgresii burdigalského mora do rozčleneného a pestrého reliéfu a jeho regresii, stal sa terén opäť pevninou s intenzívnou eróziou a denudáciou.

Mezozoikum je najstaršia stratigrafická jednotka v podloží ložiska. Banské diela boli razené prevažne vo vrchnotortónskom produktívnom súvrství, medzi vrchným a spodným, resp. niekoľko desiatok metrov pod spodným (tzv. druhým) slojom. Staršie členy než vrchný tortón boli overené banskými prácami v južnej a JV časti ložiska; ide o spodný miocén, paleogén a mezozoikum (Nová Lehota), zastúpené melafýrovou sériou. Ich overenie má význam hlavne pre objasnenie stavby handlovského ložiska, i pre širšie závery o paleogeografii miocénu (spodný burdigal vo vývine brakickej fácie), vrchného eocénu (priabónu) a mezozoika ako najstaršieho stratigrafického člena (stredný trias) na báze JV časti ložiska, geneticky pravdepodobne spätého s výskytmi na Hornom Ponitří (Zorkovský 1949).

Melafýrové teleso* bolo zistené v juhozápadnej časti ložiska prieskumnými chodbami horizontálne, v nadmorskej výške terénu približne 190 m — cca 600 metrov — (i vertikálne do n. v. 17 m). Prieskumné chodby boli razené z produktívneho súvrstvia (z tortónu), cez spodný burdigal a paleogén, ktoré južnejšie v oblasti výskumu melafýrov chýbajú, takže miestami bezprostredne na melafýroch leží priamo vrchný tortón (spodný, podľa handlovskej terminológie druhý sloj). Povrch melafýrového telesa je členitý a postihnutý spolu so svojim nadložíom sarmatskou tektonikou. Smer porúch (SSV—JJZ) je zhodný s generálnym smerom tektonického porušenia panvy, prevažne s VJV sklonom, následkom celkovej tektonickej stavby ložiskovej časti. Ide o mohutnú poklesovú zónu, v ktorej sloje klesajú z nadmorskej výšky 450—500 m v západnej a centrálnej časti ložiska asi na úroveň 100—0 m (na vrte 01—100 m).

Vlastné melafýrové teleso v styku s nadložnými vrstvami je silne zvetrané v hrúbke 2—3 m, miestami i viac než 10 m.

* Na výskyt melafýrov upozornil nás neb. dr. V. Čechovič, ktorý tu vykonával dlhé roky geologický výskum.

U melafýrového telesa sa už makroskopicky dali rozlíšiť 3 rôzne typy: 1. celistvé, u ktorých nemožno makroskopicky rozlíšiť jednotlivé mineralogické komponenty; 2. madľovce s makroskopicky viditeľnými madľami; 3. melafýrový tuf. tuf. Ďalší typ predstavuje melafýrový porfýrit, dokázaný na povrchovom vrte L-26. V burdigalských pestrofarebných zlepencoch, zistených bankskými prácami pri východnej šachte, sa nachádzajú valúny nedokonale opracovaného melafýrového porfýritu, podobného ako nález na vrte L-26. V sprístupnenej časti pozorovať dôsledky intenzívneho tektonického porušenia; trhliny sú vyplnené karbonatickou masou, časté sú sideritové zhluky i kremeň. Vo vrchnej časti telesa (niekoľko desiatok m) sú horniny značne rozrušené, s povlakmi tmavohnedého limonitu.

Podľa poznatkov, získaných bankským prieskumom, melafýry tvoria prúdy, ktoré zatiaľ nemožno detailnejšie rozčleniť. Zatiaľ sa nepodarilo zachytiť ani vyklínenie sloja na melafýroch, ktoré by tvorili v bývalých rašeliniskách vyvýšiny — „ostrovčeky“. Geologické údaje získané bankským prieskumom bude potrebné overiť, resp. upresniť v doteraz menej preskúmaných častiach hlbších stratigrafických obzorov. Už doterajšie poznatky majú však význam nielen pre objasnenie stavby handľovsko-nováckej uhoľnej panvy, ale aj pre širšie závery o paleogeografii predtortónskeho obdobia. Obsah stopových prvkov Cu (0,01 až 0,03 %) a Zn (0,01—0,12 %) najmä v melafýroch mal by sa stať predmetom pozornosti nielen pri ďalšom prieskume geologickej stavby, ale aj pri geochemickom a mineralogickom štúdiu týchto hornín.

Velkobaňa Handlová, n. p.

Lektoroval pg. A. Biely

LITERATÚRA

- [1] Čechovič V. — Ulrich F., 1937: Výskyt melafýrových hornín v povodí Nitry. Sborník Štátneho bankského múzea Dionýza Štúra v Banskej Štiavnici. — [2] Čechovič V., 1959: Geológia trefohorných vrstiev severného okraja handľovskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Zošit 53, Bratislava. — [3] Čechovič V. — Šinály T., 1962: Paleogénne a spodnomiocénne vrstvy vo Velkobani Handlová. Geologické práce, Zprávy 25—26. — [4] Slávik J., 1959: Geologická charakteristika prvej fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. Geologické práce, Zošit 53, Bratislava. — [5] Zorkovský V., 1949: Bázické eruptíva v mezozoiku Západného a Stredného Slovenska. Práce Štátneho geologického ústavu. — [6] Zorkovský B., 1958: Petrograficko-chemická povaha melafýrových hornín z lokality „Pasienska“ severne od obce Šáľková.

ANNA MIHALIKOVÁ

PETROGRAFICKO-PETROCHEMICKÁ CHARAKTERISTIKA MELAFÝROV Z NOVEJ LEHOTY

Úvod

V práci podávam petrografiú a petrochémiu hornín z východnej šachty v Handlovej, doteraz považovaných za neovulkanické podložné propylitizované andezity s kalcitickými impregnáciami. Vzorky mi na spracovanie dodal neb. dr. inž. V. Čechovič a sčasti aj pg. Šinály. Čechovič prvý upozornil na možnú zámenu melafýrov za podložné propylitizované andezity. Štúdium petrografického materiálu potvrdilo, že ide o bázické vyvreliny — produkty spodnotriasového vulkanizmu, ktoré podľahli intenzívnej hydrotermálnej premene i tlakovým účinkom. Štúdiom vzoriek bolo zistené, že ide o jednotnú magmu, čo potvrdzuje i mineralogické zloženie hornín. Jednotlivé vzorky sa líšia len svojimi štruktúrami, na základe ktorých môžeme odlišiť niekoľko odrôd melafýrových hornín a ktoré poukazujú na rôzne podmienky tuhnutia.

Geologickú pozíciu týchto hornín podáva J. Šinály, ktorý uvádza rozšírenie melafýrového telesa. Vrtný materiál z tzv. podložných propylitizovaných andezitov sa mi nepodarilo získať.

Petrografická charakteristika

Vzorka č. 3 zo západného prekopu 680 m. Makroskopicky je hornina šedočierna s odtieňom do hnedá, jemnozrnná, celistvá, mandľovcovitej textúry. Výplň tvorí svetlošedý chalcedón a tmavozelený chlorit. Dutinky sú rôzneho, najčastejšie pretiahleho, guľatého až nepravidelne laločnatého tvaru, cca 5–10 mm veľké. Väčšie dutinky sú spravidla vyplnené chalcedónom, menšie chloritom. Hornina je okrem toho popretkávaná spleťou kalcitových žiliek. Mikroskopicky má porfyrickú štruktúru s ofitickým vývojom základnej hmoty. Živce základnej hmoty majú idiomorfne až hypidiomorfne obmedzenie, tabulkovitý tvar a prevažne albitické zdvojčatenie. Fluidálne obtekajú plagioklasy intratelurickej fázy. Medzernú hmotu tvorí magnetit a oxydy Fe — hematity. Ojedinele pozorovať v základnej hmote aj relikt po olivíne a pyroxénoch.

Porfyrické výrastlice idiomorfného obmedzenia tvoria prevažne albiticky zdvojitatené a krížovo prerastené tabuľky živcov — plagioklasov, ktoré podľahli intenzívnej premene podľa tzv. spilitovej reakcie. Anortitová zložka sa mení na albit za prínosu iónov Na^{1+} a Si^{4+} a za odnosu Ca^{+2} . Bázické plagioklasy sa menia na albit a kalcit, ktorý tvorí výplň medziminerálnej hmoty (lokálny odnos) (obr. 1). Podľa optických vlastností živce odpovedajú albitu ($2V = +76 \text{ Ab}_{90}, \text{An } 90$). Jemné kanáliky v albite a medziminerálna výplň, poukazujú na premenu plagioklasu na albit, za lokálneho odnosu Ca^{+2} . U niektorých jedincov sa tlakový fenomén prejavuje nerovnomerným zhasaním jedinca.

Pôvodné farebné minerály sa nezachovali, takže ich môžeme určiť len na základe reliktov. Olivín tvorí idiomorfne kryštáliky ($0,47 \times 0,28 \text{ mm}$), často premenený, magnetitizovaný; prejavuje sa to zatlačaním olivínu drobnými zrnčkami magnetitu. Na prítomnosť olivínu sa dá usudzovať len na základe typického idiomorfného obmedzenia s pyramidálnym ukončením. U niektorých jedincov je pozdĺž puklínok vyvinutý limonit. Jedinca v základnej hmote sú často premenené na červenohnedú anizotrópnu substanciu (bežne popisovanú ako premena olivínu v idingsit). Niektoré jedince olivínu sú zatlačané zrnčkami kalcitu; okrem toho býva premenený na chlorit.

Ako porfyrické výrastlice vystupujú aj tmavé chloritizované minerály. Podľa typického idiomorfného obmedzenia dá sa predpokladať, že chloritizáciou boli postihnuté pyroxény.

Magnetit a hematit v základnej hmote vystupuje v podobe drobných zrn a pigmentuje horninu do hnedá. Sporadicky je prítomný pyrit. Mandľovcovité dutinky sú vyplnené sekundárnymi minerálmi v tejto sukcesii: kalcit \rightarrow chalcedón \rightarrow kremeň; kalcit \rightarrow chlorit; kalcit \rightarrow chalcedón.

Chlority majú levandulovomodrú farbu. Mikroskopicky ich tvoria sféroliticky usporiadané chlority rôznych fyzikálnych i optických vlastností. Pleochroizmus majú veľmi slabý, ráz dĺžky býva pozitívny — ide o penin. Na základe preštudovania mandľovcových dutínok môžeme stanoviť genetický sled: kalcit \rightarrow chlorit \rightarrow chalcedón \rightarrow kremeň.

Sukcesiu minerálov pre túto vzorku znázorňuje obr. 1.

Vzorka č. 4 z prekopu čís. 5—10 m pred bodom 326. Výrazným znakom tejto horniny je sivozelená farba s množstvom malých dutínok vyplnených zeleným chloritom; väčšie dutinky sú vyplnené uhličitanom. Mikroskopicky má ofitickú štruktúru. Skladá sa z prizmatických albiticky zdvojitatených tabuľiek živcov. Medzery medzi nimi sú vyplnené premeneným olivínom, chloritom, kalcitom, hematitom, ojedinele aj ihličkami ilmenitu. Hornina je oproti predchádzajúcej vzorke intenzívnejšie premenená, v dôsledku čoho je pôvodná štruktúra veľmi zastretá.

Ako ojedinelé porfyrické výrastlice ($0,38 \times 0,09 \text{ mm}$) vystupujú olivíny, ktoré podľahli intenzívnej premene. Na ich úkor vznikol idingsit, ktorý zastiera pôvodný minerál. Ojedinele sú prítomné aj dlho prizmatické lištičky chloritizovaných minerálov.

Výrastlice živcov ($0,33 \times 0,05$ — $0,28 \times 0,05 \text{ mm}$ veľké) sú premenené na albit a kalcit podľa tzv. spilitovej reakcie. U niektorých výrastlic pozorovať premenu plagioklasov na epidot. Akcesorické minerály, najmä magnetit, sú len v medzernej hmote; žilky sú niekde vyplnené pyritom.

Mandľovcovité dutinky vyplňujú sekundárne minerály buď samostatne, alebo spolu s inými minerálmi. Pre túto vzorku je najrozšírenejší sférolitický chlorit. Od chloritu v predošlej vzorke sa líši svojou trávou zelenou farbou, má negatívny charakter zóny a slabý pleochroizmus. Odpovedá pravdepodobne delessitu.

Na výplni dutínok sa zúčastňujú tieto minerály: sférolitický chlorit (delessit má väčší podiel Fe než penin); kalcit; chlorit \rightarrow chalcedón; chlorit \rightarrow kalcit. Mandľovcovité dutinky vyplnené chloritom sú priemerne $1,04 \times 0,95 \text{ mm}$ veľké. Kalcitové dutinky ($0,95 \times 0,76 \text{ mm}$) sú lemované $0,09 \text{ mm}$ zónou chloritu, ojedinele sú až 15 mm veľké.

U tejto vzorky možno stanoviť tento genetický sled: chlorit \rightarrow kalcit \rightarrow chalcedón.

Horninotvorné minerály	Intratelurická fáza	Efuzívna fáza	Hydrotermálna fáza
olivín	—————		
plagioklas	—————		
magnetit	—————		
pyroxen	—————		
iddingsit		————— 1	
albit			————— 2
kalcit			————— 3 5
chlorit			————— 4 6
chalcedón			————— 7
kremeň			————— 8

Obr. 1.

Vzorka č. 5 z prekopy č. 5 pri bode 326. Makroskopicky má tvošedú farbu so slabým nádychom do zelena. Od predchádzajúcich vzoriek sa líši väčším množstvom mandľovcovitých dutiniek, vyplnených kalcitom. V hornine sú aj menšie dutinky (1–2 mm), ktorých výplň tvorí zelený minerál, pravdepodobne chlorit. Od predošlých vzoriek sa líši hrubozrnnejším rázom základnej hmoty. Mikroskopicky má hornina ofitickú štruktúru, miestami s trachytickým fluidálnym usporiadaním živcov prizmatického vzhľadu (cca $0,74 \times 0,09$ až $0,28 \times 0,03$ mm).

Hornina je rovnomerne zrnitá; ojedinele vystupujú ako porfyrické výrastlice opacitizované olivíny. Okrem nich je vo výbruse aj jedinec ($0,09 \times 0,53$ mm) premeneného plagioklasu. V medzernej hmote sú zrníčka magnetitu a výrastlice opacitizovaného olivínu. Zriedkavejšie vystupujú olivíny premenené na idingsit a zrníčka tmavých minerálov premenených na chlority.

Idiomorfne až hypidiomorfne obmedzené živce, cca $0,33 \times 0,05$ mm veľké, sú premenené na albit a kalcit. Ako porfyrické výrastlice tmavých minerálov sú zastúpené dlhoprizmatické lištičky, zmenené na chlority. Ich pôvodný charakter je úplne zastretý.

Okrem toho je v hornine prítomný chlorit bez kryštalografického obmedzenia. Vznikol z tmavých minerálov a vyplňa medzernú hmotu medzi lištami živcov.

Z akcesorických minerálov sú prítomné zrníčka magnetitu a ihličky ilmenitu, zo sekundárnych minerálov sporadicky hematit, ktorý vznikol oxidáciou železa a sfarbuje horninu do žltohneda. Ďalšie minerály vyplňajú mandľovcovité dutinky. V tejto vzorke je najrozšírenejší kalcit.

Horninotvorné minerály	Intratelurická fáza	Efuzívna fáza	Hydrotermálna fáza
olivín	—————		
plagioklas	—————		
magnetit	—	—	
ilmenit	—	—	
pyroxen	—————		
iddingsit		1 —————	
albit			2 —————
kalcit			3 ————— 6 —————
chlorit			4 ————— 5 —————
chalcedón			7 —————

O b r. 2.

Podľa výplne delíme ich do nasledujúcich skupín:

a) mandľovcové dutinky: chlorit → kalcit (0,09 → 2,47 × 0,95 mm veľké); b) mandľovcovité dutinky: chalcedón → kalcit (0,47 → 0,57 × 0,38 mm); c) mandľovcovité dutinky: chalcedón → chlorit → kalcit; d) mandľovcovité dutinky: chalcedón → kalcit → kremeň (0,15 → 0,38 mm × 0,28 mm).

U tejto vzorky pozorovať súčasné narastanie chalcedónu a chloritu na stene dutín, a to z jednej strany chalcedón, z druhej chlorit. Stred dutinky je vyplnený kalcitom.

Vzorka č. 6 z prekopu č. 5, asi 20 m pred čelbou. Makroskopicky je hornina šedočierna s odtieňom do hnedá. Od predošlých hornín sa líši celistvou afanitickou textúrou. Vzhľadom pripomína neovulkanický bazalt; líši sa od neho len farbou, ktorá naznačuje, že ide o premenenú horninu. Mikroskopicky má hornina porfyrickú štruktúru s ofitickým vývojom základnej hmoty. Skladá sa z idiomorfnych tabuliek živcov, ktorých medzery vyplňajú zrníčka opaktného magnetitu a sekundárny kalcit.

Ako porfyrické výrastlice tmavých minerálov sú sporadicky prítomné idiomorfne olivíny s typickým pyramidálnym ukončením, premenené na kalcit. Okrem olivínu ojedinele sú v hornine výrastlice minerálov premenené na chlority. Na rozdiel od predošlých má táto hornina pomerné málo chloritu, ktorý bol v predchádzajúcich vzorkách roztrúsený bez kryštalografického obmedzenia

v medzerách základnej hmoty a vyplňal aj porfyrické výrastlice tmavých minerálov. V tejto vzorke základná hmota je zastretá zrníčkami opaktného minerálu a nepozorovať ani premenu olivínu na indigsit.

Porfyrické výrastlice živcov sú idiomorfne až hypidiomorfne obmedzené, cca $0,60 \times 0,28 - 0,38 \times 0,095$ mm veľké. Zdvojitnenie podľa albitového zákona je zastreté premenou spôsobenou prínosom Na a Si a odnosom Ca, keď vzniká albit a medziminerálnu hmotu tvorí kalcit.

Z akcesorických minerálov je prítomný len magnetit, ilmenit nebol pozorovaný.

Mandľovcovité dutinky v tejto hornine sú málo pestré a menšie než u predošlých vzoriek. Chalcedónové dutinky sú $0,28 \times 0,19$ mm, kalcitové $0,38 \times 0,28$ mm veľké.

Hornina je popretkávaná spleťou kalcitových žiliek.

Vzorke č. 7 z prekopu č. 5 z čelby. Makroskopicky je podobná vzorke č. 3, červenošedá, miestami šedozelená. Výrazná je mandľovcovitá textúra, ktorej dutinky sú vyplnené prevažne kalcitom. Makroskopicky sa od vzorky č. 3 líši prevahou kalcitových mandľovcovitých dutiniek nad chloritovými. Veľkosť dutiniek býva cca 2–15 mm, pričom okrem nich pozorovať v hornine aj žilky kalcitu až 1 cm veľké. Mikroskopicky má hornina porfyrickú štruktúru so sideronitovým vývojom základnej hmoty. Prevahu v nej má rudný pigment, ktorý uzatvára idiomorfne mikrolity plagioklasov, zrníčka a ihličky opaktného minerálu. Opacitizáciou bol postihnutý olivín; poukazujú na to idiomorfne obmedzené kryštáliky s typickým pyramidálnym ukončením. Okrem toho opacitizáciou bol postihnutý aj pyroxén. Ihličky opaktného minerálu patria ilmenitu.

Ako porfyrické výrastlice vystupujú živce, idiomorfne až hypidiomorfne obmedzené, tabuľkovitého vzhľadu. Často vytvárajú krížové prerastlice, typické pre melafýrové horniny, veľké cca $2,09 \times 0,47$; $1,33 \times 0,28$; $0,85 \times 0,19 - 0,47 \times 0,09$ mm. Premenu z bázických plagioklasov vznikol albit a kalcit. Nepatrné množstvo chloritu spolu s kalcitom vyplňa medziminerálnu hmotu plagioklasov.

Okrem živcov ako porfyrické výrastlice sporadicky vystupujú ešte premenené tmavé minerály, ktorých pôvodný charakter je zastretý zrníčkami opaktného magnetitu. Porfyrické výrastlice s typickým pyramidálnym ukončením patria olivínu. Okrem typických prierezov po olivíne pozorovať vo výbruse ešte rezy podľa 010, patriace asi reliktom po pyroxénoch. Niektoré porfyrické výrastlice sú chloritizované. Z akcesorických minerálov hornina obsahuje zrníčka magnetitu, titanomagnetitu a ihličky ilmenitu, čiastočne premenené na oxydy — hematit a leukoxén.

Hornina je preniknutá uhličitanovými žilkami, 0,19 mm—6,45 mm veľkými.

Vzorke č. 8 z prekopu 11a — čelba. Makroskopicky má hornina šedozelenú farbu a jemnozrnnú afanitickú textúru. Je popretkávaná množstvom žilôčiek, makroskopicky neurčiteľných. Väčšie žilky (až niekoľko cm) sú vyplnené uhličitanmi, popretkávanými ešte žilkami limonitu. Makroskopicky nie sú mandľovcovité dutinky pozorovateľné. Mikroskopicky má hornina ofitickú štruktúru, miestami s trachytickým usporiadaním živcov. Skladá sa z dlhých prizmatických lištičiek plagioklasov, medzery ktorých vyplňajú opaktné sekundárne minerály, najmä chlorit, ktorý bez kryštalografického obmedzenia tvorí len výplň medzi minerálmi. Zaberá nepatrné množstvo oproti opaktným minerálom. Opacitizáciou sú postihnuté olivíny. Ich pôvodný charakter naznačuje len typické obmedzenie s pyrami-

Horninotvorné minerály	Intratelurická fáza	Efuzívna fáza	Hydrotermálna fáza
olivín	—————		
plagioklas	—————		
magnetit	—	—	
ilmenit	—	—	
opacitizácia zákl.hmoty	—————		
albit			1
kalcit			2 6
chlorit			3 4
chalcedón			5

Obr. 3.

dálnym ukončením. Textúrou (rovnomerne zrnitou) a štruktúrou je hornina veľmi blízka vzorke č. 4, nie sú však v nej mandľovcovité dutinky.

Plagioklasy cca $0,76 \times 0,13$ mm – $0,38 \times 0,28$ mm veľké majú idiomorfne až hypidiomorfne obmedzenie. Pozorovať na nich čiastočne slabé účinky tlakov, prejavujúcich sa kataklázou živcov. Aj u tejto vzorky sa prejavila Na metasomatóza, ktorá spôsobila premenu bázičného plagioklasu na albit pri prínose iónu Na, Si a odnose Ca. Uvoľnený Ca vyplňa vo forme CaCO_3 medzi-minerálnu hmotu plagioklasu. Z akcesorických minerálov je prítomný magnetit.

Ani makroskopicky v tejto sme nezistili mandľovcovité dutinky, vyplnené sekundárnymi minerálmi, čím sa hornina líši od predošlých vzoriek. Príznačné pre ňu sú zeolity, ktoré vyplňujú pukliny a vystupujú spolu s kalcitom. Majú vejárovitú stavbu a niektoré sú zdvojitnené. Podľa zhášania a charakteru zóny je prítomný thomsanit ($c/\gamma = 0$, $2V = 74$, Chm +, Chz –).

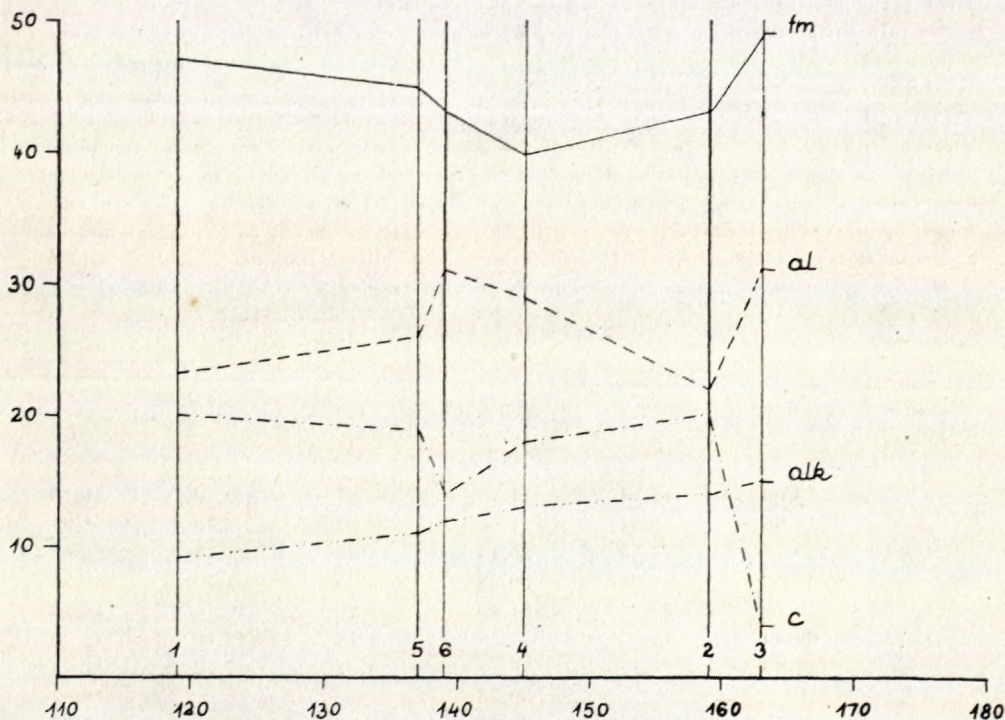
Chemická charakteristika

Chemizmus melafýrových hornín z východnej šachty z Handlovej podávajú 2 chemické analýzy, ktoré vyhotovila v laboratóriu GÚDŠ inž. Šaturová. (Vzorka č. 3 je zo západného prekopu 680 m, vzorka č. 5 pri bode 326 z prekopu č. 5.)

Z chemických analýz sú zjavné rozdielne percentuálne hodnoty u jednotlivých kyslíčnikov, pochádzajúcich z jedného melafýrového telesa a spôsobených rôznou výplňou mandľovcovitých dutiniek. Vzorka č. 3 obsahuje pomerne viac SiO_2

Kyslíčníky:	Vzorka č. 3	Vzorka č. 5			
SiO ₂	51,81	40,03	CaO	2,88	11,73
TiO ₂	1,35	0,94	K ₂ O	0,70	0,85
Al ₂ O ₃	17,91	13,49	Na ₂ O	3,76	2,36
Fe ₂ O ₃	5,28	11,33	P ₂ O ₅	stopy	stopy
FeO	3,74	2,08	CO ₂	1,75	9,16
MnO	0,09	0,18	str. suš.	0,41	0,34
MgO	6,91	5,68	str. žih.	3,53	1,46
			Spolu:	100,12 %	99,63

(+11,78 %). Na základe mikroskopického štúdia sa zistilo, že sú v nej mandľovitité dutinky vyplnené viac kremeňom a najmä chalcedónom než vo vzorke č. 5, ktorá obsahuje viac CaO a CO₂. Rozdiely medzi týmito vzorkami (u CaO 7,85 % a u CO₂ 7,49 %) sú spôsobené inou výplňou v dutinkách. Napriek tomu v oboch vzorkách je pomerne málo prítomná zložka CaO. Výrazne sa to prejavuje najmä pri prepočítaní analýz na CIPW systém, kde molekulárny kvocient CO₂



Variačný diagram melafýrov Slovenska podľa Niggliho

1 — melafýry z východnej šachty z Handlovej, 2 — melafýry zo Šalkovej, 3 — melafýry z Inovca, 4 — melafýry z Malých Karpát, 5 — melafýry z Nízkych Tatier, 6 — melafýry z Hornej Nitry.

sa viaže s rovnakým množstvom CaO na kalcit; podľa toho je hornina chudobná na CaO.

Chemické analýzy potvrdili výsledky mikroskopického štúdia, že ide o bázickú magmu premenenú hydrotermálnymi procesmi podľa tzv. „spilitovej reakcie“, za prínosu iónov Si^{+4} a Na^{+1} a odnosu iónov Ca^{+2} .

Pri prepočte chemických analýz sa mal odpočítat podiel jednotlivých kysličníkov z výplne mandľovcovitých dutiniek od kysličníkov, ktoré sa podieľajú na zložení horniny. Nemohla som tak urobiť preto, aby bolo možné naše chemické analýzy melafýrov porovnať s výsledkami analýz melafýrových hornín z ostatného územia Slovenska (Zorkovský 1957).

Pri prepočte na Zavarického hodnoty v dôsledku rozdielneho percentuálneho zastúpenia jednotlivých kysličníkov sme dostali aj rozdielne hodnoty. To spôsobilo aj rozdielne zaradenie do systému Zavarického. Vzorka č. 3 spadá do 4. triedy — horniny nasýtené SiO_2 , 13. skupiny — mierne bohaté na alkálie a podskupiny b — melanokrátne. Naproti tomu vzorka č. 5 sa zatriedila až do 6. skupiny, horniny nenásýtené SiO_2 a 23. skupiny — horniny chudobné na alkálie a do podskupiny b — melanokrátne.

Prepočty chemických analýz na jednotlivé systémy ukazujú, že musíme byť obozretní pri hodnotení výsledkov chemických analýz u melafýrových hornín. Separácia mandľovcovitých dutiniek sa prakticky nedá uskutočniť, a preto býva chemizmus melafýrových hornín veľmi skreslený. Treba preto porovnávať chemizmus s mikroskopickou analýzou.

Na pripojených tabuľkách podávame prepočty hodnôt podľa Zavarického a Niggliho, zostavené z priemernej analýzy melafýrov z Handlovej a z priemerných analýz melafýrov podľa B. Zorkovského z rôznych lokalít Slovenska.

Podľa týchto prepočtov hodnoty handlovského melafýru sú najbližšie melafýrom z oblasti Nízkych Tatier. Avšak analýza č. 1 (Handlová) má v prepočte podľa Zavarického nápadne nízku hodnotu c, podobne ako melafýr z oblasti Inovca. Táto hodnota poukazuje na prítomnosť anortitovej zložky v plagioklase a pre bázické horniny — melafýry je až nápadne nízka. Spôsobila to zrejme hydrotermálna premena, ktorou sa bázické plagioklasy premenili na albit, (ovšem ak došlo k odnosu zložky Ca). Rozdiely medzi melafýrmi na jednotlivých lokalitách sú aj v hodnote Q.

Melafýr z Handlovej poukazuje na relatívny prebytok atómov kremíka, t. j. SiO_2 ($Q + 4,02$),

Tabuľka 1.

Hodnoty Zavarického	1	2	3	4	5	6
a	9,65	11,14	11,45	11,27	9,78	10,79
c	1,96	3,64	1,60	7,02	6,73	5,97
b	29,77	21,53	26,43	18,36	21,79	22,88
s	58,62	63,69	60,52	63,35	61,70	60,36
f'	36,71	39,30	31,49	51,26	70,18	48,43
m'	39,49	40,57	37,78	44,12	22,10	32,70
c'	23,80	20,13	—	4,62	7,72	—
a'	—	—	30,73	—	—	18,87
n	84,75	83,95	87,21	58,90	68,75	60,00
t	1,80	2,27	3,41	—	—	—
φ	26,33	26,10	18,14	40,34	46,32	41,51
Q	4,02	1,46	—3,46	—2,86	—2,89	—6,83

Tabuľka 2.

Hodnoty Niggliho	1	2	3	4	5	6
si	118,62	159,40	163,37	145,22	137,02	138,89
al	23,91	23,06	30,70	28,99	25,81	31,13
fm	46,74	43,04	49,54	40,09	44,65	42,71
c	20,19	19,97	4,31	18,02	18,68	13,74
alk	9,16	13,93	15,45	12,90	10,86	12,42
k	0,15	0,161	0,128	0,411	0,688	0,400
mg	0,52	0,508	0,544	0,563	0,239	0,403
qz	-18,02	+3,68	+1,57	-6,38	-6,42	-10,79
c/fm	0,43	0,46	0,087	0,45	0,42	0,32
al-alk	14,75	9,13	15,25	16,09	14,95	18,68
al-fm	-22,83	-19,98	-18,84	-11,10	-18,84	-11,58

1. Melafýry z východnej šachty v Handlovej; 2. celistvé melafýry z oblasti Šalkovej; 3. melafýry z oblasti Inovca; 4. melafýry z oblasti Malých Karpát; 5. melafýry z oblasti Nízkych Tatier; 6. melafýry z oblasti Hornej Nitry.

kým z iných oblastí Slovenska (okrem melafýru zo Šalkovej) majú nedostatok SiO_2 , čo potvrdzuje ich negatívna hodnota. Avšak napriek týmto rozdielom môžeme tieto melafýry podľa systému Zavarického zaradiť do jednej triedy, t. j. 4 — horniny nasýtené SiO_2 . Melafýry z oblasti Handlovej, Šalkovej a Inovca patria do 13. skupiny — mierne bohaté na alkálie, z oblastí Malých Karpát, Nízkych Tatier a Hornej Nitry do 14. skupiny — chudobné na alkálie.

Z tabuľky 2 je evidentné, že handlovské melafýry v prepočtoch Niggliho majú najbližšie hodnoty k nízkotatranským. Hodnota *qz* potvrdzuje, že melafýry sú nenasýtené SiO_2 . Ovšem najväčšia negatívna hodnota je práve u melafýru z Handlovej a poukazuje na prítomnosť olivínu. Nízka hodnota *k* poukazuje, že horniny neobsahujú K-živce, ale že K_2O je len v zložení plagioklasov. Najvyššiu hodnotu *k* majú melafýry z Malých Karpát.

Prepočty podľa Niggliho sú znázornené aj graficky. Vzťah zložiek *al-fm*, *c* a *alk* k *si* zachycuje variačný diagram, v ktorom sú zanesené hodnoty z priemernej analýzy melafýrov z Handlovej a hodnoty prevzaté zo Zorkovského (pozri diagram 1). Vzťah medzi hodnotou *al-alk-c/fm* podáva trojuholníky, vzťah hodnôt *k* a *mg* je v príslušnom grafe. V *mg-c/fm* diagrame Niggliho je vyjadrený vzťah medzi hodnotami z vyššie spomínaných lokalít (pozri graf 2, 3, 4).

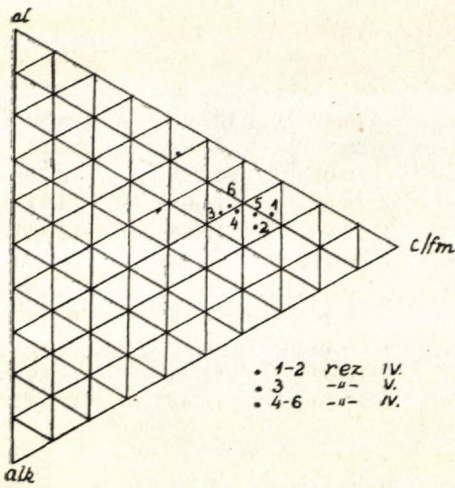
Na základe prepočtov podľa Niggliho možno študované horniny zaradiť k *teralit-gabroidnej magme*, a to *normálne teralit-gabroidnému typu*. Sem patria aj melafýry z Malých Karpát, Nízkych Tatier a z Hornej Nitry; vzhľadom na vyššie hodnoty *k* patria ku kalidioritovej magme, lamprocommatovému typu.

Vývojové štádiá horniny

Z petrografických rozborov horniny vidíme, že sa tu odohrali pomerne zložité geologické pochody, celkove v 3 vývojových štádiách. Vplyv prvých dvoch je zastretý posledným štádiom, deštrukčným. Preto sa prvé dve štádiá dajú študovať len zo zachovalých reliktovej.

Vývoj melafýrov v štádiu intratelurickom. Na pôvodné zloženie magmy, z kto-

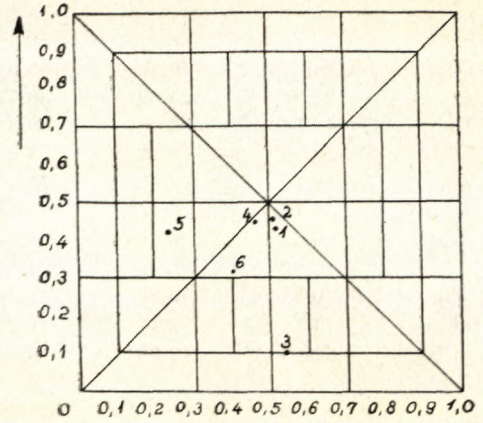
al-alk-c/fm diagram N. Niggliho



- 1-2 rez IV.
- 3 - - V.
- 4-6 - - IV.

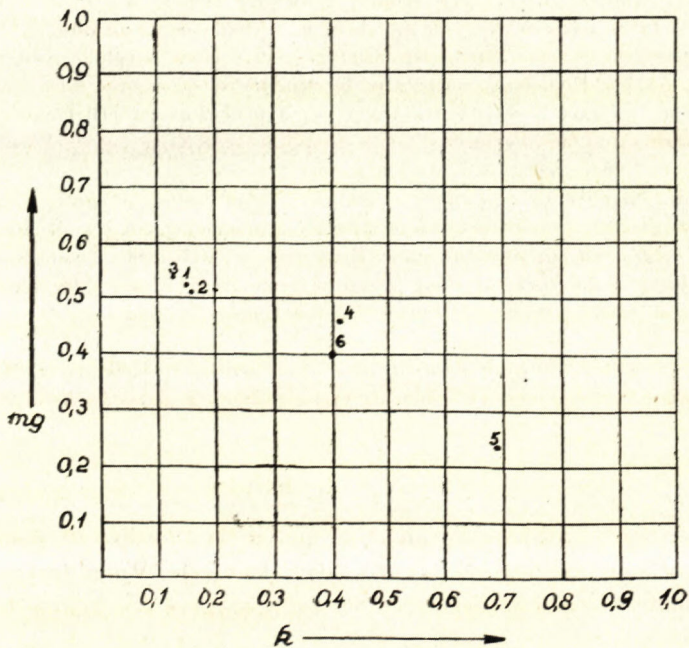
Graf

mg-c/fm diagram N. Niggliho



Graf

k-mg diagram N. Niggliho



rej vznikli študované horniny, usudzujem z minerálneho zloženia a petrochemických vlastností týchto hornín. Pôvodná magma sa vyznačovala nedostatkom SiO_2 , čo sa prejavilo vznikom olivínu. Bola zrejme len mierne nenasýtená, pretože hornina sa skladá prevažne zo svetlých minerálov. Nepozorovať tu žiadne reliktu po zástupcoch živcov. Počas kryštalizačnej diferenciácie (v zmysle B á r t h a 1952), súvisiacej s ich gravitačnou kryštalizáciou, po vytvorení olivínu začala sa koncentrovať svetlá časť magmy. Podľa B á r t h a (1952) kryštalizácia chemického roztoku bazaltovej magmy postupuje podľa pravidla: $\text{Ab} + 2\text{Di} + 3,2\text{Hy} = 123$. Ak súčet normatívov z ľavej časti rovnice je menší ako 123, projekčné body horniny v systéme $\text{Ab} + \text{D} + \text{Hy}$ spadajú do tej oblasti, kde najprv vzniká plagioklas. Ak súčet normatívov je väčší ako 123, projekčný bod horniny približuje sa k pólu, kde ako prvý vzniká pyroxén. V zmysle tohto pravidla u melafýrov v Handlovej by mali okrem olivínu ako prvé kryštalizovať plagioklasy pred pyroxénmi. Naše mikroskopické štúdium hornín potvrdzuje, že kryštalizácia prebiehala v zmysle tejto formuly. Kryštalizačné schémy pre jednotlivé vzorky sú uvedené na konci každého petrografického rozboru. V intratelurickej fáze okrem spomínaných minerálov pozoruhodné miesto zaberajú akcesorické minerály (magnetit a ilmenit), ktoré vznikajú v počiatočných štádiách, najmä ich kryštalizačné jadrá. Úplne vykryštalizovali na prechode medzi intratelurickou a efuzívnou fázou.

Vývoj melafýrov v efuzívnom štádiu. Toto obdobie je charakterizované vývojom štruktúr. Rozbory štruktúr potvrdzujú, že melafýrové horniny vznikali v podmienkach blízkyh hlbinným, prechodným a efuzívnym horninám. Na základe štruktúr môžeme vyčleniť tri skupiny melafýrových hornín: 1. melafýry s ofitickou štruktúrou, poukazujúce na hlbinné utuhnutie horniny; 2. melafýry s ofitickou štruktúrou, miestami s trachytickým usporiadaním živcov (tieto štruktúry vznikajú v prechodných podmienkach); 3. melafýry s porfýrickou štruktúrou a s ofitickým vývojom základnej hmoty, s efuzívnymi podmienkami vzniku horniny.

Štruktúry sú ďalším špecifickým znakom bázických hornín. Bázická magma melafýrových hornín má veľkú kryštalizačnú schopnosť, preto majú niektoré vzorky študovanej horniny štruktúry charakteristické pre hlbinné horniny (ofitická). Ich charakteristickou črtou je, že medzi idiomorfnými a hypidiomorfnými zrnčkami plagioklasov sú narastané idiomorfne i hypidiomorfné obmedzené tmavé minerály. Textúry melafýrových hornín sú takmer u všetkých vzoriek mandľovcovité, dutinky sú vyplnené minerálmi, vzniklými v postmagmatických štádiách.

Vývoj melafýrov v štádiu postvulkanických premien. Za postvulkanických premien hydrotermálneho charakteru došlo k albitizácii, kalcitizácii, chloritizácii, silicifikácii a zeolitizácii. Počas albitizácie bývajú zatláčané bázické plagioklasy pri prínose iónov Na^{+1} a Si^{+4} a za odnosu iónov Ca^{+2} (lokálny odnos sa prejavuje medziminerálnou výplňou kalcitu v albite). Pre albit-kalcitový rovnovážny stav je charakteristická nasledujúca reakcia premeny plagioklasu: $\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8) \cdot \text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8) + 4\text{SiO}_2 + \text{Na}_2\text{O} + \text{CO}_2 = 3\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8) + \text{CaCO}_3$.

K takej reakcii vo vnútri výrastlíc dochádza len u hornín, postihnutých intenzívnou hydrotermálnou premenou. Mikroskopicky v takom prípade pozorovať u výrastlíc pri jednom nikole kanálikovitú stavbu. U niektorých výrastlíc albitu okrem kalcitu medziminerálnu výplň tvorí aj málo železitý chlorit.

Proces albitizácie u slovenských melafýrov nebol zatiaľ popísaný. Ako prvý ho spomína F. Slavík z prekambriických hornín medzi Kladnom a Klatovami.

Koržinskij (1955) považuje albitizáciu za jeden z procesov propylitizácie, ktorý prebieha v podmienkach nízkej teploty v štádiu, podobnom tzv. „regionálnemu metamorfizmu“. Pre tieto podmienky je významná tzv. fácia albit-chlorit-kalcitová.

Aj Sobolev a Fiškin (1953) popisujú z berehovského rajónu na Zakarpatskej Ukrajine albitizáciu, ktorá postihla neovulkanické horniny — tufy a priradujú ju k procesom propylitizácie. S. G. Lasky (1936) z Nining Districtu (New Mexico) uvádza sekundárny albit zo všetkých vyvrelých hornín s výnimkou terciérnych lávových prúdov. Podľa neho albit reprezentuje prvú fázu hydrotermálnej premeny. G. M. Schwartz (1939) proces albitizácie dáva na prechod medzi deuteritickú a hydrotermálnu premenou a uvádza, že častá albitizácia je známa aj v hydrotermálnom štádiu.

W. S. McCann (1922) uvádza premenu albitického dioritu z oblasti Bridge Rívea (Britská Kolumbia) na sekundárny albit (16,24 %), sericit, ferrodolomit, kremeň, chlorit a magnetit. Podľa neho bezvodný charakter albitu naznačuje vyššiu teplotu počas formovania, resp. nedostatočné množstvo vody pre hydratáciu.

Kalcitizácia podmienila jednak zatlačanie výrastlíc olivínu; kalcit ako medziminerálna výplň podieľa sa na premene plagioklasu a vystupuje v stebelnatých a klencových kryštálikoch v mandľovcovitých dutinkách. Samostatne alebo v paragenéze s inými minerálmi vyplňa mandľovcovité dutinky. Kalcitizácia vzniká ako dôsledok hydrotermálnej činnosti.

Chloritizácia prejavuje sa u melafýrov z Handlovej zatlačaním pyroxénov a olivínu. Chlorit sa podieľa aj na výplni mandľovcovitých dutiniek (kde je prítomný penin a delessit) buď samostatne, alebo spolu s inými minerálmi. Málo železitý chlorit ako medziminerálna výplň podieľa sa tiež na premene plagioklasov.

Silicifikácia. Melafýrové horniny boli pri hydrotermálnej premene obohatené o SiO_2 . Silicit vyplňa mandľovcovité dutinky vo forme kremeňa, ale najmä chalcedónu. SiO_2 je aj v medziminerálnej hmote pri opacitizácii olivínu.

Pyritizácia je zjavná najmä u vzorky č. 3 a 4, kde pyrit preniká pozdĺž pukliniek. Vznik pyritu je pre hydrotermálnu premenou eruptívnych hornín charakteristickým znakom. Vytvára sa zlučovaním Fe—Mg minerálov so sírou, ktorú prinášajú hydrotermálne procesy. U nábrusov z našich melafýrových hornín pozorovať z opaktných minerálov magnetit, ilmenit, titanomagnetit, pyrit, hematit a málo leukoxénu, ktorý vzniká na úkor magnetitu a titanomagnetitu.

Zeolitizácia sa zistila len u poslednej vzorky (č. 8), kde zeolity vyplňajú pukliny hornín; sú dvojčatnené. Vznik zeolitov v melafýrových horninách je prejavom postvulkanických nízkoteplotných hydrotermálnych premien.

Záver

Podrobným petrografickým a petrochemickým výskumom hornín z Handlovej sa zistilo, že ide o bázické horniny, hydrotermálne premenené. Preto treba ešte preskúmať tzv. podložné propylitizované andezity aj z ďalších vrstiev, z ktorých sa tieto horniny v geologických profilov z okolia Handlovej uvádzajú. Materiál z týchto vzoriek sa mi nepodarilo získať. Na bázický charakter magmy poukazujú jednak relikt po olivíne i petrochemický charakter horniny. Hydrotermálna činnosť viedla k nasledujúcim premenám horniny: k albitizácii, kalcitizácii, chloritizácii, silicifikácii, pyritizácii a zeolitizácii. Albitizácia je podmienená prínosom Si^{+4} a Na^{+2} a odnosom Ca^{+2} . Na prínos SiO_2 poukazuje prítomnosť chalcedónu a kremeňa v mandľovcovitých dutinkách, na odnos Ca zas medziminerálna výplň v plagioklase.

Lektoroval doc. dr. M. Kuthan

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1948: Geológia československých Karpát, SAV, Bratislava. — [2] Barth T. F. W., 1952: A textbook on the origin and the evolution of rocks (ruský preklad, Moskva 1956). — [3] Čechovič V. — Ulrich F., 1934: Výskyt melafýrových hornín v povodí Horní Nitry. Sborník štát. banského múzea D. Štúra v Banskej Štiavnici. — [4] Čechovič V., 1959: Geológia trefohorných vrstiev severného okraja handlovskej uhoľnej paňvy. Geologické práce, Zošit 53, Bratislava. — [5] Koržinskij D. S., 1955: Očerk metamatičeskich procesov. Akad. nauk SSSR Moskva — [6] Kantor J., 1951: Impregnácie medených rúd na okolí Kvetnice. Geol. sborník II, Bratislava. — [7] Lasky S. G., 1936: Hydrothermal leaching in the Virginia mining district. New Mexico. — [8] McCann W. S., 1922: The gold-quartz veins of the Bridge River district, B. C. and their relationship to similar ore-deposits in the western Cordilleras. Econ. Geology. — [9] Slávik J., 1959: Geologická charakteristika prvej fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. Geol. práce, Zošit 53, Bratislava. — [10] Sobolev B. C., Kostjuk V. P., a kolektív: Petrografia neogenových vulkaničeských i hipoabissálnych porod sovietskich Karpat. — [11] Šťastný V.: Studie o tak zvaných melafýrech v Nízkých Tatrách na Slovensku. Rozpravy II. třídy České akademie XXXVI/29. — [12] Schwarz G., 1939: Hydrothermal alteration of igneous rocks. Bull. Geol. Soc. Amer. — [13] Zorkovský B., 1956: Výskyt tuffitickej brekcie v neokóme Malej Fatry, juhovýchodne od obce Varín. Geol. práce, Zprávy 8, Bratislava. — [14] Zorkovský V., 1949: Bázické eruptíva v mezozoiku západného a stredného Slovenska. Práce štát. geol. ústavu 26, Bratislava. — [15] Zorkovský B., Petrograficko-chemická povaha melafýrových hornín z lokality „Paseka“ severne od obce Šutková.

ANNA MIHALIKOVÁ

PETROGRAPHISCH- PETROCHEMISCHE CHARAKTERISTIK DER MELAPHYRGESTEINE VOM SÜDLICHEN TEIL DER KOHLENLAGERSTÄTTE HANDLOVÁ

Im südlichen Teil der Kohlenlagerstätte Handlová wurden in der östlichen Schacht Melaphyrgesteine festgestellt, die bisher für liegende neovulkanische propylitisierte Andesite mit Kalcitimpregnation gehalten wurden. Auf Vorkommen dieser Gesteine hat uns als erster Dr. Vs. Čechovič aufmerksam gemacht, der uns zusammen mit Dipl. Geol. Šinály auch die Proben zur

Verfügung gab. Petrographisch konnte man feststellen, dass es sich da um basische Effusivgesteine handelt, die als Produkt des untertriassischen Vulkanismus angesehen werden können. Sie wurden später ziemlich stark umgewandelt, und zwar infolge der hydrothermalen Prozesse und auch der Druckscheinungen.

Im vorliegenden Beitrag wird die petrographische und petrochemische Charakteristik mehrerer studierten Proben gegeben. Dabei konnte man feststellen, dass es sich um das Magma derselben Zusammensetzung handelt. Das bestätigt auch die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine. Einzelne Proben unterscheiden sich voneinander lediglich durch ihre Strukturen, auf Grund welcher wir einige Typen der Melaphyre unterscheiden können. Neben der petrographischen Charakteristik sind auch 2 chemische Analysen der Gesteine angeführt.

Die studierten Gesteine haben sich unter dem Einfluss ziemlich komplizierter geologischer Prozesse entwickelt. Man kann da von drei Entwicklungsstadien sprechen. Einfluss der ersteren zwei ist von der Wirkungen des dritten Stadiums verwischt worden. Aus diesem Grunde können die ersteren zwei Stadien nur an Relikten der Gesteine studiert werden.

1. Entwicklung der Melaphyre im intratellurischen Stadium

Die ursprüngliche Magma-Zusammensetzung, aus der sich die Melaphyre gebildet haben, können wir nach der mineralogischen Zusammensetzung und der petrochemischen Eigenschaften der Gesteine beurteilen. Magma, aus dem sich die studierten Gesteine gebildet haben, zeichnete sich durch Mangel an SiO_2 , was auch durch die Bildung des Olivin zum Ausdruck kam. Im Gestein dominieren helle Minerale über den dunkleren, während wir keine Relikte nach Schwer- späten beobachtet haben. Neben den erwähnten Mineralen eine bemerkenswerte Stellung nehmen akzessorische Komponenten (Magnetit und Illmenit) ein, die in den Anfangsstadien der Entwicklung entstanden (besonders deren kristallisierte Kerne) und kristallisierten dann am Übergang zwischen der intratellurischen und der effusiven Phase aus.

2. Entwicklung der Melaphyre im effusiven Stadium

Diese Entwicklungsphase ist durch die Strukturbildung ausgezeichnet. Die Melaphyrgesteine haben sich unter den Bedingungen ausgebildet, die ungefähr den Tiefen-, den Übergangs- und den Effusivgesteinen entsprechen. Die Strukturen der untersuchten Proben sind sehr unterschiedlich. Neben der Mineralzusammensetzung stellen die Strukturen weiteres spezifisches Merkmal der basischen Gesteine vor. Das basische Magma der Melaphyrgesteine zeichnet sich durch grosse Kristallisationsfähigkeit aus. Infolge dessen haben manche studierten Proben sogar Strukturen, die für Tiefengesteine charakteristisch sind (ophitische).

3. Entwicklung der Melaphyre während der postvulkanischen Umwandlungen

Die meisten postvulkanischen Umwandlungsprozesse haben einen hydrothermalen Charakter. Es handelt sich dabei um folgende Umwandlungsprozesse: Albitisation, Kalcifikation, Chloritisation, Silicifikation und Zeolitisation.

Die *Albitisation* äussert sich durch die Verdrängung der basischen Plagioklase, Zufuhr der Na^{-1} und Si^{-4} -Ionen und Abtragung der Ca^{-2} -Ionen (die lokale Abtragung äussert sich durch die Calcit-Ausfüllungen im Albit. Albitisationsprozesse wurden bisher aus slowakischen Melaphyren nicht beschrieben. Aus praekambrischen Gesteinen von Kladno und Klatovy erwähnt sie F. Slavík.

Durch eingehende petrographische und petrochemische Analysen konnten wir feststellen, dass die bisher als neovulkanische basische propylitisierte Andesite angesehenen Gesteine, eigentlich basische, durch hydrothermale Prozesse umgewandelte Gesteine sind. Infolge dessen muss man auch weitere sog. liegenden propylitisierten Andesite aus weiteren Profilen, bzw. Bohrungen in der Umgebung von Handlová überprüfen. Auf den basischen Charakter der betreffenden Magmen wiesen einerseits Relikte nach Olivin und andererseits die petrochemische Charakteristik der studierten Gesteine hin.

MILOŠ SIBLÍK

K NÁLEZU LIASOVÝCH BRACHIOPODŮ V HORNÍ ČÁSTI BELANSKÉ DOLINY

(*Anglické resumé, 6 obr. v textu, tab. VII—VIII*)

Při terénních pracích na sestavení faciální mapy liasu, prováděných s M. Mišíkem a M. Rakusem v letních měsících roku 1960 v oblasti Velké Fatry, jsme našli v obalové jednotce horní části Belanské doliny dobře zachovanou brachiopodovou faunu, kterou popisují v této práci. Geologickými poměry sedimentárního obalu této části Velké Fatry se zabýval v nedávné době *Bystriický* (1956). Ke spodnímu liasu (hetang-sinemur) zde počítal bazální šedé vápence s detritickým křemenem, nad nimiž leží v oblasti Belanské doliny načervenalé krinoidové vápence a světlé lavicovité vápence. K vrchnímu liasu (lotaring-toark-?aalen) přiřadil šedé skvrnitě slítnité břidlice, příp. vápence, a v nejvyšších polohách ležící tmavé spongiové horniny s černými břidlicemi. Z obalového liasu této oblasti nebyly dosud známé žádné paleontologické nálezy.

Faunu, převážně brachiopodovou, jsme našli na dvou blízkých lokalitách.

První z nich leží na pravém břehu Belanského potoka 250 m severoseverozápadně od kóty 749,1. Zelenošedé a šedé krinoidové až celistvé vápence zde vycházejí na povrch v malém rozsahu a jejich bezprostřední podloží i nadloží je zasutěno.

Druhá lokalita, odkud pochází většina našich nálezů, leží asi 300 m severovýchodně od první lokality a sice v postranní Došné dolině, 250 m jihovýchodně od kóty 902,0. Liasové vápence tu tvoří poměrně rozsáhlé skalní útvary.

Stanovili jsme zde tento vrstevní sled (zespodu):

- ca 7 m — šedé celistvé vápence s černou kresbou (pseudohlíznatost ?) a šedé a růžové celistvé vápence s ojedinělými krinoidovými články a s vložkami drobnolumachelových vápenců;
- ca 4 m — šedé celistvé vápence s řídkými shluky krinoidových článků a s ojedinělými brachiopody; všechny tyto vápence patří sinemuru až lotaringu (?);
- ca 4 m — nažloutlé a šedé hrubě krinoidové vápence s brachiopody a belemnity (pliensbach — domér).

V nadloží vycházejí skvrnitě slítnité vápence („Fleckenmergel“) ve střídání se slítnitými břidlicemi (vrchní lias — ? doger).

V této práci popisované nálezy pocházejí z nejsvrchnější části souvrství nažloutlých a šedých hrubě krinoidových vápenců, a sice z jejich slaběji krinoidových až téměř celistvých partií. Jde o typ vápenců, který je shodný s vápenci na prvé lokalitě. V krinoidových vápencích těchto profilů je nápadná nepřítomnost klastického křemene, který je charakteristickou příměsí sedimentů obalové jednotky Velké Fatry, jak je patrné i v některých blízkých profilech v Belanské dolině.

POPIS FAUNY

Spiriferina d'Orbigny, 1847 *Spiriferina alpina* O p p e l, 1861

(tab. VII, obr. 2)

- 1861 *Spiriferina alpina*, O p p e l, Über die Brachiopoden etc., p. 541, tab. XI, f. 5.
1907 *Spiriferina alpina*, Dal Piaz, Sulla fauna liasica etc., p. 11, tab. I, f. 1 (cum syn.).
1927 *Spiriferina alpina*, Corroy, Les Spiriferidés etc., p. 9, tab. I, f. 1—8.
1934 *Spiriferina alpina*, Moisejev, Brachiopody jurskich otloženij etc., p. 23, tab. I, f. 1—7.
1960 *Spiriferina alpina*, Fülöp etc., Über die Jurabildungen des Vertésgeb., tab. I, f. 1.

Materiál: 4 celá jádra.

Rozměry v mm:

Délka břišní misky	16,5;	?	18,5;	19,5;
Délka hřbetní misky	? 14,5;	17;	16,5;	18,5;
Šířka schránky	19;	20,5;	21,5;	21;
Výška schránky	12;	? 13;	13;	13;
Šířka ventrální arey	12;	14;	? 14,5;	14;

U všech spiriferin je délka misek měřena vždy rovnoběžně a výška schránky vždy kolmo vzhledem k rovině, určené zámkovou linií a postranní vazbou misek.

Hladká schránka je nejširší a nejvyšší asi v polovině své délky. Hřbetní miska je málo vypuklá, bez nápadného vyzdvihnutí střední (osní) části. Klenutější břišní miska bez výrazné brázdy, avšak mediálně zploštělá. Vrchol břišní misky je vysoký a odstávající, málo zakřivený, apsaklinní area vysoká a široká a téměř rovná, deltyrium užší než jedna třetina šířky arey. Zámková linie dlouhá a přímá. Vazba misek rektimarginátní, někdy se slabým sedlovitým prohnutím. Na povrchu jádra jsou patrné slabé přírůstkové vrásky.

Vnitřní stavba: Dorzální septum je krátké a málo zřetelné. Ventrální septum dlouhé, dosahuje do poloviny délky břišní misky.

Poznámky: Naši jedinci se shodují s původním popisem a vyobrazením A. O p p e l a (1861). Kromě nich máme čtyři další jedince, kteří se některými znaky od tohoto druhu odlišují a představují typ blízký druhu *Spiriferina rostrata* (S c h l o t.). Jejich hřbetní miska je totiž klenutější, zámková linie sice přímá, ale kratší, břišní miska je delší a silněji stavěna a má více zakřivený vrchol.

Rozšíření: G. C o r r o y (1927) udává pro druh *Spiriferina alpina* široké stratigrafické rozmezí — spodní sinemur až toark.

Výskyt: Celá mediteranní oblast; ČSSR — Velká Fatra (Belanská dolina, lok. 1), Malé Karpaty (Pernek, Sološnica, Geldek, Kuchyňa), Žiar (Rudno), Strážovská hornatina (Čierna Lehota, Mojtín, Zliechov, Košecké Rovné, Val. Belá, Kostelec), bradlové pásmo (Hatné, ?Podbiel, Klapy), Stratenská hornatina (Píla, Geravy).

Spiriferina obtusa O p p e l, 1861

- 1861 *Spiriferina obtusa* O p p e l, Ueber die Brachiopoden etc., p. 542, tab. XI, f. 8.
 1893 *Spiriferina obtusa*, Parona, Revisione della fauna etc., p. 23, tab. I, f. 12 (cum syn.)
 1934 *Spiriferina obtusa*, Moisejev, Brachiopody jurskich otloženij etc., p. 25, tab. I, f. 16—22.
 1957 *Spiriferina obtusa*, Maheř, Geológia Stratenskej hornatiny, p. 187, tab. VIII, f. 6—10.

Materiál: 4 břišní misky a 21 jader celých jedinců s mělkou brázdou a nízkým valem a 1 hřbetní miska a 8 jader celých jedinců s výraznou brázdou i valem.

Rozměry v mm:

	jedinci prvního typu			jedinci druhého typu		
	?	18,5	21	19	21	21,5
Délka břiš. m. (měřena bez laloku)	14,5	16	18	19,5	18,5	24,5
Délka hřb. m.	18	22	26,5	24,5	22,5	28
Šířka schr.	12	15	17	20	20,5	22
Výška schr.	10	13	14	10,5	9,5	10,5
Šířka ventr. arey						

V materiálu je možno rozlišit dva odchylné krajní typy, které jsou však vzájemně plynule spojeny jedinci s méně výraznými znaky. Oba typy mají hladké schránky, jejichž největším rozměrem je šířka, umístěná v poloviční délce hřbetní misky nebo poněkud posunutá k zámkové linii. Ta je krátká a většinou zakřivená. Deltorium zabírá jednu třetinu šířky arey (ta je omezena málo výrazně) nebo v některých případech je užší. První typ má břišní misku klenutější než hřbetní. Brázda břišní misky je mělká, nevýrazně ohraničená, někdy nahrazena mediálními zploštěním. Odpovídající část hřbetní misky je slabě vyzdvižnuta. Vrchol břišní misky vysoký a zahnutý. Vazba misek rovná, vpředu s nízkým sedlem. Druhý typ má obě misky stejně, avšak silně vypouklé, příp. břišní miska je klenutější. Brázda břišní misky je široká, mělká a zřetelná asi do polovičky délky misky. Na hřbetní misce jí odpovídá stejně dlouhý výrazný val. Vrchol břišní misky je silný a zahnutý výrazněji než u prvního typu. Vazba misek má vpředu vysoké sedlo, do něhož vybíhá nápadný jazykovitý lalok břišní misky.

Poznámky: A. O p p e l (1861) vyobrazil původního jedince, který má středně vysoké sedlo a brázdu a málo zahnutý vrchol břišní misky. Souhlasí s jedinci, spojujícími oba krajní typy tohoto druhu v našem materiálu. Liší se pouze tím, že brázda břišní misky je u něho zřetelná téměř až k vrcholu.

Velký počet jedinců z lokality Hierlatz, odkud pochází i O p p e lův originál, dovolil již G. G e y e - r o v i (1889) studovat velkou proměnlivost tohoto druhu. Nalezl jedince s velmi rozdílným vypuknutím misek, různou velikostí brázdy a valu i nestejným zahnutím vrcholu břišní misky. Těto zjištěné proměnlivosti druhu odpovídají i naše nálezy.

Spiriferina undulata S e g u e n z a, 1866 je velmi podobná některým jedincům druhého typu naší *Spir. obtusa*. Liší se však od nich zaobleně trojúhelníkovitým tvarem hřbetní misky (při dorzálním pohledu), delší zámkovou linií a výraznou brázdou břišní misky, dosahující až k vrcholu.

Rozšíření: Spodní a střední lias.

Výskyt: Celá mediteranní oblast; ČSSR — Velká Fatra (Belanská dolina, lok. 1, 2), Malé Karpaty (Sološnica, Kuchyňa), Žiar (Rudno), Stráž. hornatina (Č. Lehota, Somorová, Trenč. Teplá, Mojtín, Zliechov, Val. Belá, Kostelec), bradl. pásmo (Klapý), Stratenská horn. (Píla).

Spiriferina ex gr. tumida (v. B u c h, 1836)

Materiál: 5 břišních misek částečně poškozených.

Rozměry v mm: Délka misky: 11; 19; 23. Šířka misky: 16,5; 20; 30.

Klenutá břišní miska má největší šířku v polovině délky. Brázda je velmi mělká, avšak zřetelná a dosahuje jako mediální zploštění až k vrcholu. Vrchol je vysoký, odstávající a málo zahnutý. Area téměř rovná, úzká a nezřetelně ohraničená; deltyrium zabírá jednu třetinu její šířky. Povrch misky je ozdoben zaoblenými, málo výraznými radiálními žeběrky (7—9 po každé straně brázdy) a slabými soustřednými přírůstkovými vráskami při obvodě misky.

Poznámky: Od charakteristických jedinců druhu *Spiriferina tumida* (v. B u c h) se liší naši jedinci svým málo zahnutým vrcholem břišní misky a mnohem menší výrazností brázdy; patří však do okruhu tohoto druhu.

Výskyt: Velká Fatra (Belanská dolina, lok. 1).

Lobothyris B u c k m a n, 1918; emend. M u i r - W o o d, 1934

Lobothyris punctata (S o w e r b y, 1812)

1812 *Terebratula punctata*, Sowerby, The Mineral Conchology, vol. I, p. 46, tab. XV, f. 4.

1934 *Lobothyris punctata*, Muir-Wood, On the internal structure etc., p. 540, textf. 5, 6, tab. 62, f. 28, 29, tab. 63, f. 37.

1937 *Terebratula punctata*, Ormós, Die Brachiopoden-Fauna etc., p. 19 (cum syn.).

1949 *Terebratula punctata*, Nucubidze, Lejaskije brachiopody etc., p. 31 (cum syn.).

Materiál: 40 celých jader se zbytky původních misek.

Rozměry v mm:

Délka schránky	14,5	19	23,5	28	? 38
Šířka schránky	13,5	16,5	22	23	33
Výška schránky	7	8,5	11	15	16,5

Schránky proměnlivého tvaru jsou oválné, do délky protažené, někdy zaobleně pětiboké, rektimarginátní, příp. až slabě uniplikátní. Jejich největší šířka leží v polovině délky schránky nebo poněkud blíže přednímu okraji. Misky jsou ploché, někdy stejně vyklenuté, většinou však miska břišní je celkově vypuklejší než hřbetní. Vrchol břišní misky se zaoblenými postranními hranami nebo bez nich je většinou silně zahnut a má oválný až kruhový stvolový otvor. Na povrchu misek jsou patrné soustředné přírůstkové linie, výrazné zvláště při okraji, a svalové vtisky při vrcholu hřbetní misky.

Vnitřní stavbou rodu *Lobothyris* se podrobně zabývala H. M. Muir-Wood (1934). Za charakteristické znaky rodu udává malý trojlaločný zámkový výběžek, konkávní zámkové destičky (hinge-plates) srostlé s vnitřními stěnami zubních jamek, dále krurální báze ostře se ohýbající ventrálním směrem od zámkových destiček, ramenní kličku (loop) dosahující asi do třetiny délky hřbetní misky, široké dorsoventrální lištovité rozšíření na sestupné části ramenní kličky, stvolový prstenec (pedicle collar) podepřený krátkým septem a těsné spojení mezi jazýčkovitými zuby, vnějšími stěnami zubních jamek a dentikuly.

Poznámky: Byl popsán větší počet poddruhů *Lobothyris punctata* a druhů blízkých, z nichž však některé nebudou pro velkou druhovou proměnlivost oprávněné. Několik našich jedinců se zaobleně pětibokým tvarem odpovídá poddruhu *Lobothyris punctata andleri* (Oppel, 1861). Seriální řezy našich jedinců souhlasí s vyobrazením řezů, uveřejněným H. M. Muir-Wood (1934, text. obr. 5), s těmito odchylkami: u některých jedinců není trojlaločnost zámkového výběžku zřetelná, nebyly zjištěny lišty spojující základy brachiálního aparátu se hřbetní miskou (patrně na text. obr. 5, řezy 14–17) ani malé septum podírající stvolový prstenec. Podle D. V. Agera (1957) není třeba této poslední odchylky přikládat důležitost, neboť toto malé septum není často patrné na řezech jednotlivých druhů rodu *Lobothyris*. K tomu přistupuje možnost menších odchylek ve vnitřní stavbě vlivem proměnlivosti, čemuž nebyla zatím nikým věnována pozornost.

Rozšíření a výskyt: Všeobecně v evropském liasu, ČSSR — běžně v liasu; V. Fatra (Belanská dolina, lok. 1, 2).

Terebratula Müller, 1776; s. l.

„*Terebratula*“ *beyrichi* Oppel, 1861.

(textový obr. 1, tab. VII, obr. 1)

1861 *Terebratula Beyrichi* (*Waldheimia*?) Oppel, Ueber die Brachiopoden etc., p. 539, tab. XI, f. 3.

1889 *Terebratula Beyrichi*, Geyer, Über die liasischen Brachiopoden etc., p. 12, tab. II, f. 4–8.

1934 *Glossothyris beyrichi*, Moisejev, Brachiopody etc., p. 128, tab. XVII, f. 20–23.

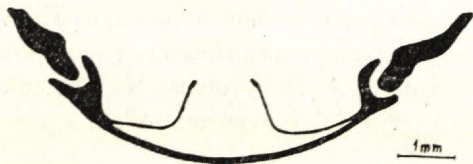
1936 *Terebratula Beyrichi*, Ramaccioni, Il lias medio etc., p. 178, tab. VII, f. 7.

1960 *Glossothyris beyrichi*, Fülöp etc., Über die Jurabildungen des Vertésgebirges, tab. 1, f. 2.

Materiál: 1 celé jádro se zbytky původních misek.

Rozměry: délka 22,5 mm; šířka 19,5 mm; výška 11 mm.

Schránka je zaobleně pětiboká, do délky protažená. Její největší šířka leží v polovině délky hřbetní misky, zatím co místo největšího klenu obou misek je posunuto poněkud dozadu k jejich vrcholům. Vazba misek rovná, pouze vpředu vybíhá hřbetní miska širokým, ale nízkým lalokem proti misce břišní a má slabé mediální zploštění trojúhelníkovitého tvaru, dosahující od předního okraje schránky asi do její poloviční délky. Vrcholová část břišní misky je široká a masivní,



Obr. 1. „*Terebratula*“ *beyrichi* O p p e l. Řez 4,9 mm od vrcholu břišní misky, znázorňující misku hřbetní a okrajové části misky břišní. Nápadné jsou dlouhé nitkovité základy oporného ústroje. Délka broušeného jedince 22,5 mm (orientace misek na text. obrázcích — dole miska hřbetní, nahoře miska břišní). — „*Terebratula*“ *beyrichi* O p p e l. The section at 4,9 mm from the posterior end. Original length of specimen 22,5 mm.

se tyto krurální báze liší od podobných útvarů známých u rodu *Lobothyris* i u druhu „*Terebratula*“ *reversa* A g e r, 1957, který je svými vnějšími znaky blízký našemu jedinci „*Terebratula*“ *beyrichi*. Zubní lišty nebyly u druhu „*Terebratula*“ *beyrichi* vytvořeny.

Poznámky: Tento druh byl studován na původní lokalitě Hierlatz G. G e y e r e m (1889), který na vyobrazeních zachytil druhovou proměnlivost. Náš jedinec souhlasí s kusem vyobrazeným na tab. II, obr. 7. Geyer na základě většího materiálu popřel existenci dorzálního septa u „*Terebratula*“ *beyrichi*, které bylo znázorněno asi nedopatřením na původním vyobrazení tohoto druhu (O p p e l, 1861), a u materiálu z Hierlatz se nevyskytuje.

Z blízkých typů je třeba připomenout druh „*Terebratula*“ *nimbata* O p p e l, 1861, který je širší a má výraznou brázdou na hřbetní misce a odpovídající val na misce břišní. „*Terebratula*“ *ovimontana* B ö s e, 1898 má znatelný val břišní misky, slabé zubní lišty a velký stvolový otvor.

Rozšíření: Spodní a střední lias.

Výskyt: Rakousko, Itálie, SSSR (Krym), Maďarsko; ČSSR — V. Fatra (Belanská dolina, lok. 2), Strážovská hornatina (Čierna Lehota), Žiar (Rudno), Slovenský kras (Drnava).

Propygope Bittner, 1890

Propygope ? aspasia (Meneghini, 1854)

(tab. VII, obr.3)

- 1881 *Terebratula Aspasia*, Meneghini, Monographie des fossiles etc., p. 168, tab. XXXI, f. 8, 9.
1932 *Terebratula (Pygope) Aspasia*, Renz, Brachiopoden etc., p. 28, tab. II, f. 3, 5 (cum syn.).
1959 *Propygope aspasia*, Ager, Lower Jurassic Brach. from Turkey, p. 1024, tab. 128, f. 6.

Materiál: 1 jádro částečně poškozené.

Rozměry: délka 10,5 mm; šířka 13 mm; výška 8 mm.

Schránka je zaobleně trojboká, do šířky protažená, výrazně sulkátní. Obě misky jsou vypuklé, na bočním pohledu však miska břišní značně převažuje nad hřbetní. Boky hřbetní misky se sbíhají u vrcholu pod tupým úhlem. Brázda této misky, která je velmi výrazná při předním okraji, se rychle změlčuje a je zřetelná asi do poloviční délky misky. Odpovídá jí výrazný val na misce břišní, patrný do dvou třetin její délky. Hluboký jazykovitý výběžek hřbetní misky zabírá jednu třetinu předního okraje schránky. Silný vrchol břišní misky má zaoblené postranní hrany, deltyrium není patrné.

Poznámky: Náš jedinec se liší od vyobrazení G. Meneghini (1881) svým vyšším lalokem hřbetní misky, stejně jako většina jedinců, které vyobrazil M. Canavari (1880). Při pohledu zepředu jsou obě misky vyklenuté, na rozdíl od jedince vyobrazeného D. V. Agerem (1959), kde je hřbetní miska slabě vydutá.

Variabilita druhu *Propygope ? aspasia* se týká nejčastěji velikosti laloku hřbetní misky a poměrné šířky a výšky schránky. Tento druh je velmi podobný některým jedincům druhu „*Terebratula nimbata* O p p e l, 1861. O p p e lův druh se odlišuje širším a nižším lalokem hřbetní misky a tvarem schránky na bočním pohledu. Tehdy je úhel, sevřený předním okrajem a boční vazbou misek, u *Propygope ? aspasia* ostrý, u „*Terebratula nimbata*“ tupý.

Druh *Propygope ? aspasia* byl některými autory přiřazován k rodu *Glossothyris* D o u v. (dnes neplatný), anebo *Pygope* L i n k. D. V. A g e r (1959) se domnívá, že je správnější spojovat jej se svrchnotriasovým rodem *Propygope* Bittner. Soudí tak ovšem jen na základě vnější podoby, neboť vnitřní stavba podobných sulkátních typů není ještě dobře známa.

Rozšíření: C. R e n z (1932) nepřisuzuje tomuto druhu velkou stratigrafickou cenu a uvádí jej z celého liasu. D. V. A g e r (1959) omezuje výskyt *Propygope ? aspasia* na vrchní sinemur až vrchní pliensbach (podle našeho vžitého rozčlenění to odpovídá rozsahu lotaring až domér).

Výskyt: Itálie, Řecko, Rakousko, Švýcarsko, Tunis, Alžír, Španělsko, Turecko, Maďarsko, ČSSR: Velká Fatra (Belanská dolina, lok. 2).

Aulacothyris Douvillé, 1879

Aulacothyris cf. *fuggeri* (Böse, 1898)

- 1898 *Waldheimia Fuggeri*, Böse, Die mittelliasische Brachiopodenfauna etc., p. 179, tab. XII, f. 38, 39.

Materiál: 2 poškozená jádra.

Rozměry:	Délka schránky v mm	? 12,5;	? 14,5;
	Šířka schránky v mm	? 11,5;	13;
	Výška schránky v mm	7,5;	8.

U zaobleně pětiboké schránky převažuje délka nad šířkou. Největší šířka leží v poloviční délce hřbetní misky, největší výška poněkud blíže k vrcholům. Miska břišní je mnohem více vyklenuta než miska hřbetní. Na čelním pohledu střední část břišní misky je značně vyvýšena, osní část hřbetní misky konkávně vtažena. Vazba misek na bocích rovná až slabě prohnutá, vpředu vyběhá v širokém nízkém záhybu proti břišní misce. Brázda hřbetní misky úzce trojboká, znatelná až téměř k vrcholu misky. Vrcholová část břišní misky u obou našich jedinců chybí. Výrazné vrcholové hrany jsou zřetelné asi do poloviční délky schránky. Dorzální septum patrné v zadní třetině hřbetní misky.

Poznámky: Znaky našich jedinců souhlasí s popisem i vyobrazením E. Böse (1898), neúplně zachované břišní misky však nedovolují bezpečné přiřazení k druhu *Aulacothyris fuggeri*.

Rozšíření: střední lias.

Výskyt: Rakousko, ČSSR — V. Fatra (Belanská dolina, lok. 2).

Cincta Quenstedt, 1871

Cincta numismalis (Lamarck, 1819)

1909 *Waldheimia (Zeilleria) numismalis*, Trauth, Die Grestener Schichten etc., p. 72 (cum syn.).

1959 *Cincta numismalis*, Ager, Lower Jurassic Brachiopods from Turkey, p. 1025, tab. 129, f. 4.

Materiál: 3 částečně porušená jádra.

Rozměry v mm:	Délka schránky:	? 14;	? 17,5;	17,5;
	Šířka schránky:	13,5;	16;	? 17;
	Výška schránky:	6,5;	8;	7.

Schránka je nápadně plochá, zaobleně pětiboká až téměř kruhovitá. Největší šířka leží v polovině délky schránky, kde je i místo největšího klenutí; to však může být někdy posunuto směrem k vrcholům. Misky jsou stejně a jen málo vyklenuté. Schránka se rovnoměrně ztenčuje ke svému obvodu, její vnější okraj je silně zaostřený, vazba misek v celém svém průběhu rovná. Vrcholová část břišní misky slabě zahnutá, pro její poškození se nezachovalo u našich jedinců deltyrium. Vrcholové hrany jsou zřetelné v zadní třetině schránky. Na povrchu schránky jsou patrné jemné přírůstkové linie, a to zvláště při jejím vnějším okraji.

Vnitřní stavba: Dorzální septum je krátké a dosahuje do jedné pětiny délky hřbetní misky.

Poznámky: Naši jedinci souhlasí svým celkovým tvarem s vyobrazením F. A. Quenstedta (1871, tab. 45, obr. 110, 120), E. Böse (1898) a některých dalších autorů. Při dorzálním pohledu nemají totiž slabě konkávně vtažený přední okraj, který je u tohoto druhu běžnější. Při čelním pohledu probíhá vazba misek jedinců našich i většiny v literatuře uváděných rovně bez prohnutí, zatím co u některých autorů je prohnutá [na př. u vyobrazení Ager (1959), kde vyběhá slabě ventrálním směrem].

Rozšíření: K. R a u (1905) omezil výskyt tohoto druh na lotaring až plienschbach a popřel starší údaje F. A. Q u e n s t e d t a o výskytu v doméru. Podle F. T r a u t h a (1909) je vertikální rozšíření *Cincta numismalis* větší, a to od sinemuru do doméru. Je však pravděpodobné, že se tento autor opřel o Quenstedtův údaj, s kterým na základě svých dlouholetých výzkumů nesouhlasil K. R a u (1905). Hromadný výskyt *Cincta numismalis* spadá v západní Evropě do spodní části plienschbachu (t. zv. Numismalismergel v záp. Německu).

Výskyt: Celá Evropa, hojně v Anglii, Francii a záp. Německu. ČSSR — V. Fatra (Belanská dolina, lok. 2), Malé Karpaty (Smolenice), Strážovská hornatina (Košeča), Žiar (Rudno).

Zeilleria B a y l e, 1878

Zeilleria mutabilis (O p p e l, 1861)

(textový obrázek 2)

1861 *Terebratula mutabilis* (*Waldheimia*) O p p e l, Ueber die Brachiopoden etc., p. 538, tab. X, f. 7.

1907 *Waldheimia mutabilis*, Dal Piaz, Sulla fauna etc., p. 48, tab. III, f. 7 (cum syn.).

1926 *Zeilleria mutabilis*, Peterhans, Révision des Brachiopodes etc., p. 372, tab. I, f. 11, 12.

M a t e r i á l: 8 jedinců částečně poškozených se zbytky původních misek.

R o z m ě r y:	Délka schránky v mm	13;	15;	15,5;
	Šířka schránky v mm	13;	14,5;	13;
	Výška schránky v mm	7;	9;	9.

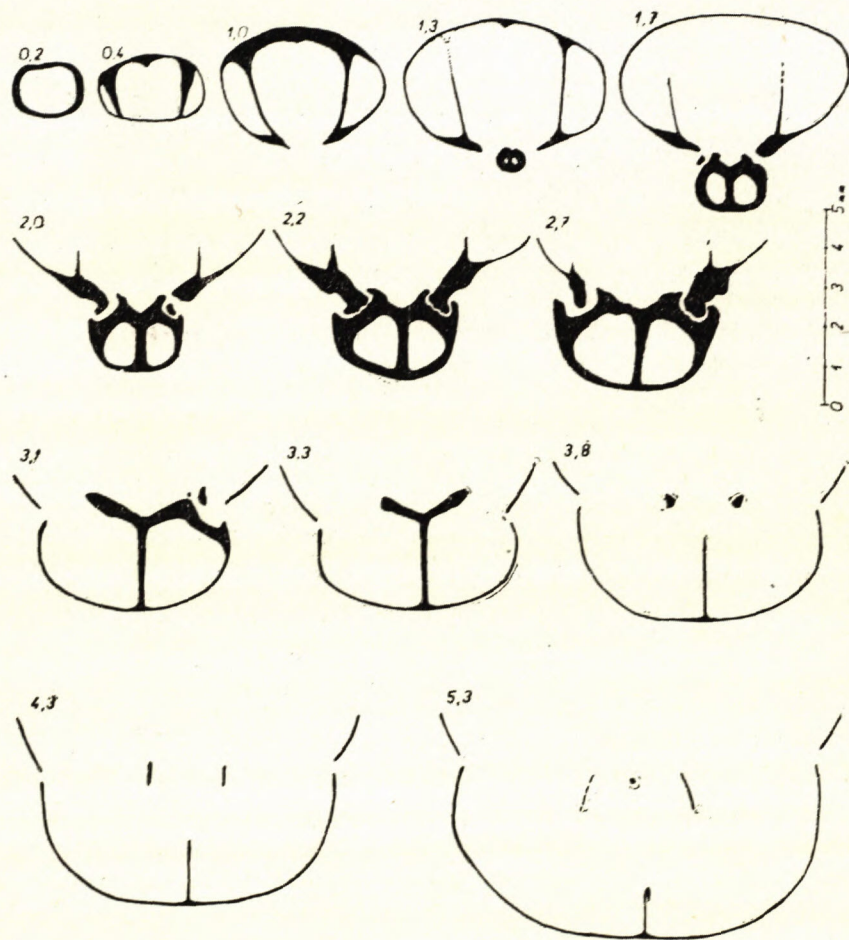
Schránka má zaobleně pětiboký tvar s největší šířkou v polovině délky hřbetní misky, někdy poněkud blíže k přednímu okraji. Největší výška schránky leží v polovině její celkové délky. Misky jsou stejně klenuté, příp. miska hřbetní je plošší než břišní. Jejich vazba po celém svém průběhu přímá, boky misek se k ní sbíhají pod různě velkým úhlem (na čelním pohledu). Od silného zahnutého vrcholu sbíhají zprvu ostré, dále od vrcholu zaoblené vrcholové hrany, patrné do poloviční délky schránky. Někdy jim odpovídají krátké a málo výrazné hrany na misce hřbetní. U některých jedinců vybíhají na obou miskách od konců předního okraje směrem k vrcholům zaoblené, málo zřetelné valy, které se stávají ve středu misek zcela nezřetelnými. Na povrchu misek jsou patrné řídké přírůstkové vrásky a dále úzké a dlouhé svalové vtisky při vrchole hřbetní misky.

Vnitřní stavba (textový obr. 2): Boční vrcholové dutiny jsou polokruhovitě. Zubní lišty konvergují k hřbetní misce. Krátké mediální septum je zřetelné ve vrcholové části břišní misky. Zuby jsou silné, přímé, v zubních jamkách se příčně rozšiřují. Dentikula nízká (řez 2, 7).

Zámkový výběžek nebyl zjištěn. Zámkové destičky silné, spolu se septem vytvářejí výrazné, ale mělké septalium. Vnitřní i vnější stěny zubních jamek silně vyvinuty. Zubní jamky široké. Septum je lištovité. Základy brachiidií zůstávají ve spojení se septem déle než s bočními stěnami hřbetní misky (řez 3,1; 3,3). Bra-

chidia jsou na sestupném oblouku zprvu trojboká, pak čepelovitá (blade-like), vzájemně rovnoběžná (řez 4,3), v dalším průběhu se otáčejí a konvergují k břišní misce (řez 5,3).

Poznámky: Dva další jedinci tohoto velmi proměnlivého druhu souhlasí s vyobrazením A. O p p e l a (1861, tab. X, obr. 7d) s tím rozdílem, že při dorzálním pohledu mají slabě konvexně zaoblený přední okraj; u původních exemplářů A. O p p e l a je spíše konkávní. Ostatní naši jedinci mají největší šířku posunutou směrem k přednímu okraji; tvar schránky však zůstává pětiboký.



O b r. 2. *Zeilleria mutabilis* (O p p e l). Seriální řezy znázorňující vnitřní stavbu druhu. Čísla u jednotlivých řezů značí vzdálenost od vrcholu břišní misky. Na 2.—4. řezu je patrné nízké ventrální septum. Délka broušeného jedince 14,5 mm, dorzální septum končí ve vzdálenosti 7,2 mm od vrcholu břišní misky. — *Zeilleria mutabilis* (O p p e l). A series of the transverse sections through the posterior part of the shell. Original length of specimen 14,5 mm, the dorsal septum disappeared at 7,2 mm from the posterior end.

Existuje větší počet podobných, často velmi blízkých druhů, jejichž oprávněnost a vzájemný poměr nejsou dosud vyřešeny; jejich stratigrafická hodnota je proto minimální. *Zeilleria stapia* (O p p e l, 1861) je odlišována pro svůj štíhlejší tvar a boky schránky, které jsou při dorzálním pohledu téměř souběžné.

Rozšíření: spodní a střední lias.

Výskyt: Rakousko, Německo, Francie, Itálie, Bulharsko, Maďarsko, SSSR (Krym), ČSSR — V. Fatra (Belanská dolina, lok. 2), Malé Karpaty (Pristodolok), Žiar (Rudno), Strážovská hornatina (Košeca, Val. Belá).

Zeilleria ewaldi (O p p e l, 1861)

(tab. VII, obr. 4)

1861 *Terebratula (Waldheimia) Ewaldi* O p p e l, Ueber die Brachiopoden etc., p. 539, tab. XI, f. 1.

1889 *Waldheimia Ewaldi*, Geyer, Über die liasischen Brachiopoden etc., p. 31, tab. IV, f. 3—7 (cum syn.).

1934 *Zeilleria ewaldi*, Moisejev, Brachiopody etc., p. 138, tab. XVIII, f. 27—29.

Materiál: 1 celé jádro.

Rozměry: 12,5 mm; šířka 12 mm; výška 8,5 mm.

Zaobleně pětiboká schránka má největší šířku v první třetině a největší výšku v polovině své celkové délky. Přední okraj je při dorzálním pohledu slabě vtažen. Břišní miska je nepatrně klenutější než miska hřbetní. Vazba misek je na bocích rovná, na předním okraji schránky vybíhá v mírném pravidelném záhybu proti břišní misce. Omezuje tak výraznou trojbokou brázdou hřbetní misky, která je patrná do dvou třetin délky této misky. Miska břišní nemá brázdě hřbetní misky odpovídajícího zřetelného valu. Široký silný vrchol břišní misky je silně zahnut. Vrcholové hrany výrazné do poloviční délky misky. Jím odpovídají krátké a méně výrazné hrany na hřbetní misce. Dorzální septum krátké a patrně v zadní pětině délky hřbetní misky.

Poznámky: Náš jedinec se liší od jedince, vyobrazeného A. O p p e l e m (1861) na tab. XI, obr. 1a umístěním největší šířky schránky, která je u našeho jedince dále od předního okraje než u originálu. Od jedince vyobrazeného G. G e y e r e m (1889) se liší náš jedinec nižším a širším vrcholem břišní misky.

Z blízkých druhů je třeba připomenout druhy *Zeilleria waterhousi* (D a v i d s o n, 1851), která se odlišuje přítomností zřetelného valu břišní misky, a *Zeilleria apenninica* (Z i t t e l, 1869), odlišující se hlavně výraznějším čelním prohnutím vazby misek.

Rozšíření: spodní a střední lias.

Výskyt: Rakousko, záp. Německo, Itálie, SSSR (Krym), ČSSR — V. Fatra (Belanská dolina, lok. 2), Strážovská hornatina (Zliechov, Košeca), Stratenská hornatina (Geravy).

Cirpa di Gregorio, 1930; emend. Ager, 1958

Cirpa fronto (Quenstedt, 1871)

(textový obr. 3, tab. VIII, obr. 4–6)

- 1871 *Terebratula triplicata fronto* Quenstedt, Petrefactenkunde Deutschlands, Brachiopoden, p. 71, tab. XXXVII, f. 178–183.
1934 *Rhynchonella variabilis* var. *fronto*, Moisejev, Brachiopody etc., p. 43, tab. II, f. 30–33, 38–41.
1958 *Cirpa fronto*, Ager, A monograph etc., p. 53, textf. 29, 30, tab. V, f. 1–3 (cum syn.).

Materiál: 18 celých jader se zbytky původních misek.

Rozměry v mm:	Délka schránky	10,5;	12,5;	12,5;	13;	14,5;
	Výška schránky	10,5;	14;	17;	14,5;	15,5;
	Šířka schránky	8;	7,5;	11;	12,5;	12.

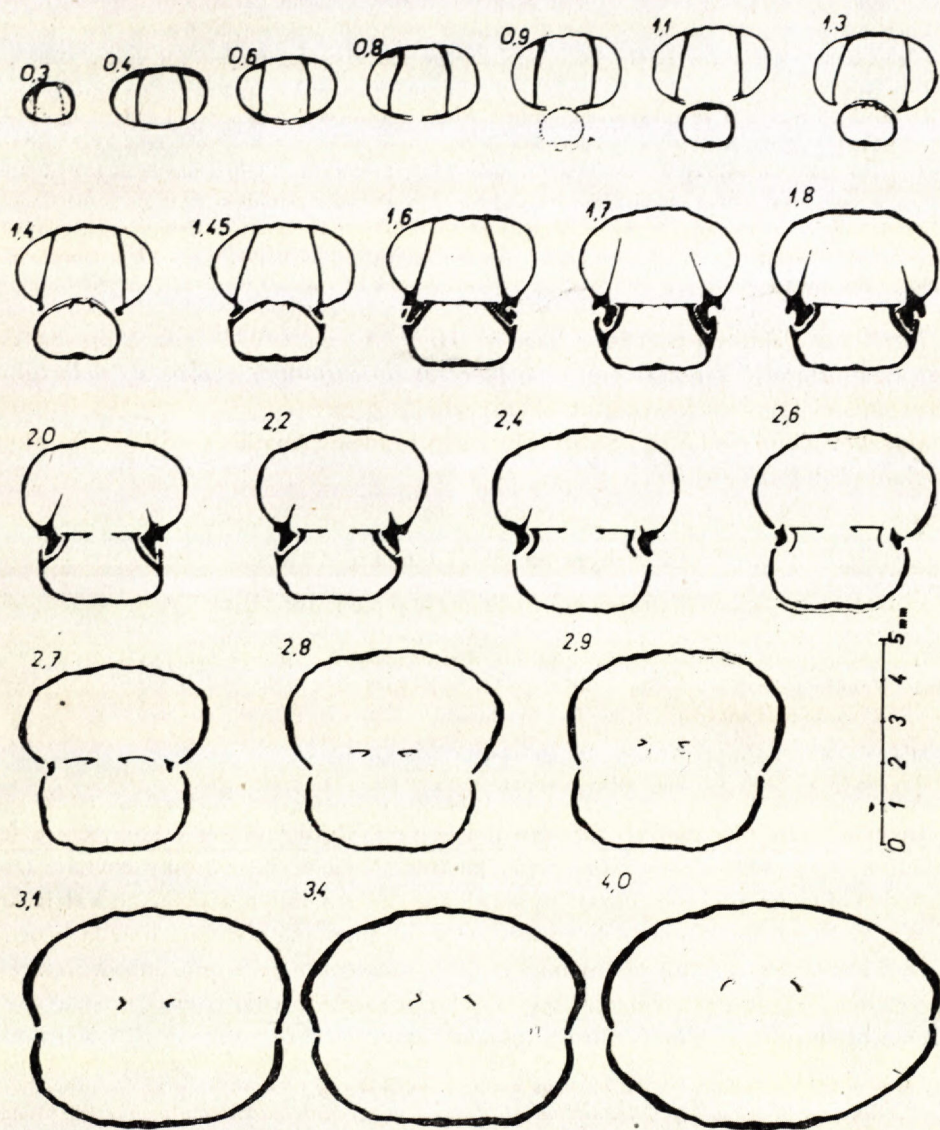
Schránka je zaobleně trojboká, nápadná zploštěním předního okraje. Její maximální šířka leží asi v jedné třetině (nejčastěji) nebo v polovině délky schránky, maximální výška na předním okraji schránky. Miska hřbetní je poněkud více klenuta než břišní. Na bočním pohledu je schránka u typických jedinců trojboká se zakulaceným předním okrajem. Planarey protáhlé a většinou výrazně ohraničené. Na čelním pohledu je schránka rektangulární. Val hřbetní misky je široký a často nízký, ale do poloviny délky schránky velmi výrazný. Má 3 nebo 4 vpředu silná a ostrá žebra, která se směrem dozadu zeslabují a otupují, jsou však patrná dobře až k vrcholu misky. Po obou stranách valu leží po 2 až 3 žebrech stejného charakteru, u některých jedinců jsou ještě patrná další 2 až 3 velmi slabá žebírka při bocích schránky. Silný vrchol břišní misky je zahnut, stvolový otvor malý, submesothyrídní. Apikální úhel 90° , u širokých jedinců až 110° .

Variabilita se projevuje nejčastěji zmenšením poměrné výšky schránky nebo valu hřbetní misky.

Vnitřní stavba (textový obr. 3): Dobře vyvinuté zubní lišty divergují dopředu (k přednímu okraji schránky) a ke hřbetní misce. Tato poslední divergence se směrem dopředu stává výraznější. Boční vrcholové dutiny břišní misky jsou polokruhovitě. Každá z deltidiálních destiček je tvořena dvěma lamelami na bocích srostlými (text. obr. 3, řez 0,8–1,1). Stvolový prstenec nebyl zjištěn. Zuby jsou silné a na vnitřní straně opatřené jemnými vroubkami, které jsou v těsném styku s podobně utvářeným povrchem odpovídající zubní jamky. Dentikula jsou výrazná.

Vodorovně probíhající ploché zámkové destičky jsou navzájem spojené. Vnější a zvláště vnitřní stěny zubních jamek silně vyvinuty. Krurální báze jsou na hřbetní části zámkových destiček. Falciferní krura divergují ke hřbetní misce a dopředu, směrem k přednímu okraji schránky se rozšiřují a podélně stáčíjí (text. obr. 3, řez 4,0). Dorzální septum je krátké a nevýrazné.

Poznámky: Naši jedinci odpovídají původním jedincům F. A. Quenstedta (1871), z nichž někteří byli znovu vyobrazení D. V. Agerem (1958). Ten také vybral za lektotyp jedince vyobrazeného F. A. Quenstedtem (1871) na tab. XXXVII, obr. 179. Seriální řezy našich jedinců jsou téměř totožné s řezy, vyobrazenými D. V. Agerem (1958, text. obr. 29).



Obr. 3. Seriální řezy znázorňující vnitřní stavbu druhu *Cirpa fronto* (Quenst.). Dvojité deltidální destičky je vidět na řezech 0,8—1,1. Spojené zámkové destičky jsou patrné na řezech 1,6—1,8. Krura končí 4,6 mm od vrcholu břišní mísky. Délka broušeného jedince 12 mm. — *Cirpa fronto* (Quenst.). A series of the transverse sections. Original length of specimen 12 mm, the crura disappeared at 4,6 mm from the posterior end.

Doméřský druh *Cirpa langi* Ager, 1958 se liší od *Cirpa fronto* jen nepatrně, a to větším počtem žeber a někdy až oválnou do šířky protaženou schránkou.

Cirpa kiragliae Ager, 1959 je velmi podobná nízkým jedincům druhu *Cirpa fronto*. Liší se od nich hlavně vnitřní stavbou — lamely každé z dvojitých detidiálních destiček jsou od sebe oddáleny, zámkové destičky svírají spolu tupý úhel a jsou vzájemně spojené jen vzadu, těsně při vrcholu misky.

D. V. Ager (1958) se zabýval též druhem *Rhynchonella variabilis* (Schlotheim, 1813), jehož původní vyobrazení je velmi podobné druhu *Cirpa fronto*. Toto vyobrazení však asi nepředstavuje reálného jedince a bylo zidealisováno. E. F. Schlotheim uvedl tento druh bez bližšího popisu a považoval ho za permskou formu. Jako *Rhynchonella variabilis* byly v pozdější době různými autory označovány formy z různých stratigrafických horizontů, náležející nejenom více druhům, ale i rodům. D. V. Ager proto považuje za nejlepší hodnotit název *Rhynchonella variabilis* jako nomen dubium.

Rozšíření: lektotyp pochází z liasu γ ; D. V. Ager (1958) udává pro britské nálezy stratigrafický rozsah zóna s *Echioceras raricostatum* až zóna s *Productylioceras davoei* (svrchní lotaring až pliensbach).

Výskyt: Záp. Německo, SSSR (Krym), Francie, Anglie, ČSSR — V. Fatra (Belanská dolina, lok. 2).

Pisirhynchia Buckman, 1918

Pisirhynchia inversa (Oppel, 1861)

1861 *Rhynchonella inversa* Oppel, Ueber die Brachiopoden etc., p. 546, tab. XIII, f. 5.

1861 *Rhynchonella Krausii* Oppel, ibid., p. 547, tab. XIII, f. 6.

1937 *Rhynchonella inversa*, Ormós, Die Brachiopoden-Fauna etc., p. 34 (cum syn.).

Materiál: 1 jádro s poškozeným vrcholem.

Rozměry: délka 6,5 mm; šířka 6,5 mm; výška 4 mm.

Inverzní schránka malých rozměrů má největší šířku i výšku v poloviční délce hřbetní misky. Obě misky jsou stejně klenuté. Na bocích schránky rovná vazba misek vybíhá na předním okraji výrazně proti břišní misce a omezuje val břišní misky, zřetelný do poloviční délky misky. Jemu odpovídá obdobná brázda hřbetní misky. Žebra (3 na valu břišní misky) jsou zaoblená a ve středu misek již zcela nezřetelná. Po stranách valu leží po 3 žebrech stejného charakteru jako na valu. Vrchol břišní misky je malý, široký a slabě zahnutý.

Poznámky: Náš jedinec se liší od vyobrazení A. Oppela relativně menší šířkou a přítomností 3 žeber na valu břišní misky. „*Rhynchonella*“ *Krausii* Oppel byla odlišena na základě většího počtu žeber, což pochopitelně není možno považovat za dostatečný důvod ke stanovení nového druhu. *Pisirhynchia inversa* se liší od genotypu *Pisirhynchia pisoides* (Zittel, 1869) menším klenutím misek a nižším prohnutím čelní vazby misek.

Rozšíření: spodní a střední lias.

Výskyt: Rakousko, Německo, Itálie, Maďarsko, ČSSR — V. Fatra (Belanská dolina, lok. 2), Strážovská hornatina (Zliechov).

Rhynchonella Fischer de Waldheim, 1809; s. l.

„*Rhynchonella*“ *margaritatis* Böse, 1898 (nedospělý jedinec)

(tab. VIII, obr. 1)

1898 *Rhynchonella margaritatis* Böse, Die mittelliasische Brachiopodenfauna etc., p. 201, tab. XIV, f. 21, tab. XV, f. 1.

Materiál: 2 jádra bez vrcholů břišních misek.

<i>Rozměry</i> v mm:	Délka schránky:	11;	8;
	Šířka schránky:	13;	10,5;
	Výška schránky:	5,5;	4.

Schránka má zaobleně trojboký tvar s největší šířkou při předním okraji, místo největšího klenutí misek leží v polovině délky schránky. Miska hřbetní je poněkud klenutější než miska břišní. Vazba misek probíhá rovně, pouze na předním okraji je nepravidelně jemně zvlněna. Na povrchu obou misek je patrnou po 5—6 velmi málo zřetelných nízkých zaoblených žebírkách, která vybíhají ze střední části předního okraje směrem k vrcholům, stávají se však v polovině délky misek zcela nezřetelnými. Zatím co břišní miska má širokou a velmi plochou brázdou, patrnou při předním okraji, je miska hřbetní bez zdůrazněného valu. Vrcholová část břišní misky málo zahnutá, vrcholové hrany zaoblené a krátké. Na povrchu misek většího jedince jsou patrné slabé soustředné vrásky.

Poznámky: Naše exempláře souhlasí s nedospělým jedincem, kterého vyobrazil E. Böse (1898, tab. XIV, obr. 21). Liší se od něho přímějším průběhem předního okraje (při dorzálním pohledu). Tvarem žebírek a charakterem předního okraje jsou nedospělí jedinci tohoto druhu odlišni od jiných typů. Blízkým druhem je „*Rhynchonella*“ *stopanii* Parona, 1880, který se odlišuje celkovým obrysem schránky a přítomností planareí u dospělých jedinců.

Rozšíření: střední lias.

Výskyt: Rakousko, ČSSR — V. Fatra (Belanská dolina, lok. 2).

Prionorhynchia Buckman, 1918; emend. Ager, 1956

Prionorhynchia aff. *serrata* (Sowebry, 1825)

(textový obrázek 4, tab. VIII, obr. 7)

Materiál: 1 jádro bez vrcholové části břišní misky.

Rozměry: Délka 20 ? mm; šířka 22 mm; výška 13,5 mm.

Schránka je zaobleně trojúhelníkovitá, subrektimarginátní, její největší šířka leží při předním okraji v první třetině délky hřbetní misky, největší výška v polovině délky schránky. Na bočním pohledu je schránka stejnoměrně oválná, miska hřbetní je klenutější než břišní. Planarey protáhlé, mělké, ale zřetelně ohraničené. Žebra jsou hrubá a výrazná, směrem k vrcholům misek se pravidelně zeslabují a zaoblují. Hřbetní miska má 10 žebírek, z nich 4 nejsilnější leží na téměř nezatelně vyvýšeném valu, žebra po jejich stranách jsou slabší (kromě nejnvnitřnějšího na každé straně). Břišní miska je bez zřetelné brázd. Vrcholová

část břišní misky není zachována, vrcholové hrany omezující planareu jsou zabloukné, ale výrazné. Obdobné hrany jsou patrné i na hřbetní misce.

Vnitřní stavba (textový obr. 4): Zubní lišty jsou dobře vyvinuty a konvergují ke hřbetní misce. V osní části břišní misky je patrné nízké valovité zesílení (řez 0,3—0,7; 1,3). Zuby jsou silné, přímé, na vnitřní straně opatřené nehlubokými zářezy. Dentikula nebyla zjištěna.

Zámkové destičky se šikmo sbíhají ventrálním směrem a na konci omezují úzké a hluboké septalium. Vnitřní i vnější stěny zubních jamek jsou dobře vyvinuty (řez 1,3). Dorzální septum je lištovité, úzké a krátké. Krurální báze jsou umístěny na hřbetní straně zámkových destiček, typ krur je raduliferní.

Poznámky: Subrektimarginátní schránka, dobře vyvinuté planarey a malý počet silných žeber jsou znaky, které odlišují našeho jedince od většiny rhynchonelidních typů. Největší podobnost má s ním holotyp druhu *Prionorhynchia serrata* (S o w.), pocházející z nejvyšších poloh doméru Anglie a vyobrazený znovu D. V. Agerem (1956), zatím co většina ostatních jedinců tohoto druhu má žebra četnější a drobnější. Náš jedinec se liší od originálu J. de C. Sowerbyho o širším tvarem schránky s největší šířkou v jej přední části, mělkostí a protáhlejším tvarem planareí a vnitřní stavbou.

Srovnáme-li vnitřní stavbu našeho nálezu (textový obrázek 4) s Agerovým vyobrazením stavby druhu *Prionorhynchia serrata* a popisem vnitřní stavby rodu *Prionorhynchia* (D. V. Ager, 1956), dojdeme k pochybnostem o příslušnosti našeho jedince k rodu *Prionorhynchia*. Odchylnost je dána hlavně vzájemně sblíženými zubními lištami, divergujícími ke hřbetní misce, a nepřítomností septalia u britských nálezů. Jak se však i u jiných rodů ukazuje, tvar zubních lišt a jejich orientace není znakem v rámci rodu stálým a pro rodové rozlišování tedy směrodatným. Přítomnost anebo nepřítomnost septalia je znakem jistě důležitým. Podle D. V. Agera bylo však zjištěno malé septalium i u jednoho exempláře rodu *Prionorhynchia*, jehož příslušníci se vyskytují v Anglii pouze v 6 cm poloze při svrchní hranici zóny s *Pleuroceras spinatum*. Je třeba proto uvažovati o možné proměnlivosti vnitřní stavby. D. V. Ager též považuje za pravděpodobné, že dochází k částečnému skreslení detailů vnitřní stavby vlivem nepatrné odchylné orientace jedinců při broušení.

Na základě dosti výjimečných vnějších znaků a výše uvedených poznámek je třeba našeho jedince řadit k rodu *Prionorhynchia*.

Výskyt: V. Fatra (Belanská dolina, lok. 1).

Cuneirhynchia B u c k m a n, 1918

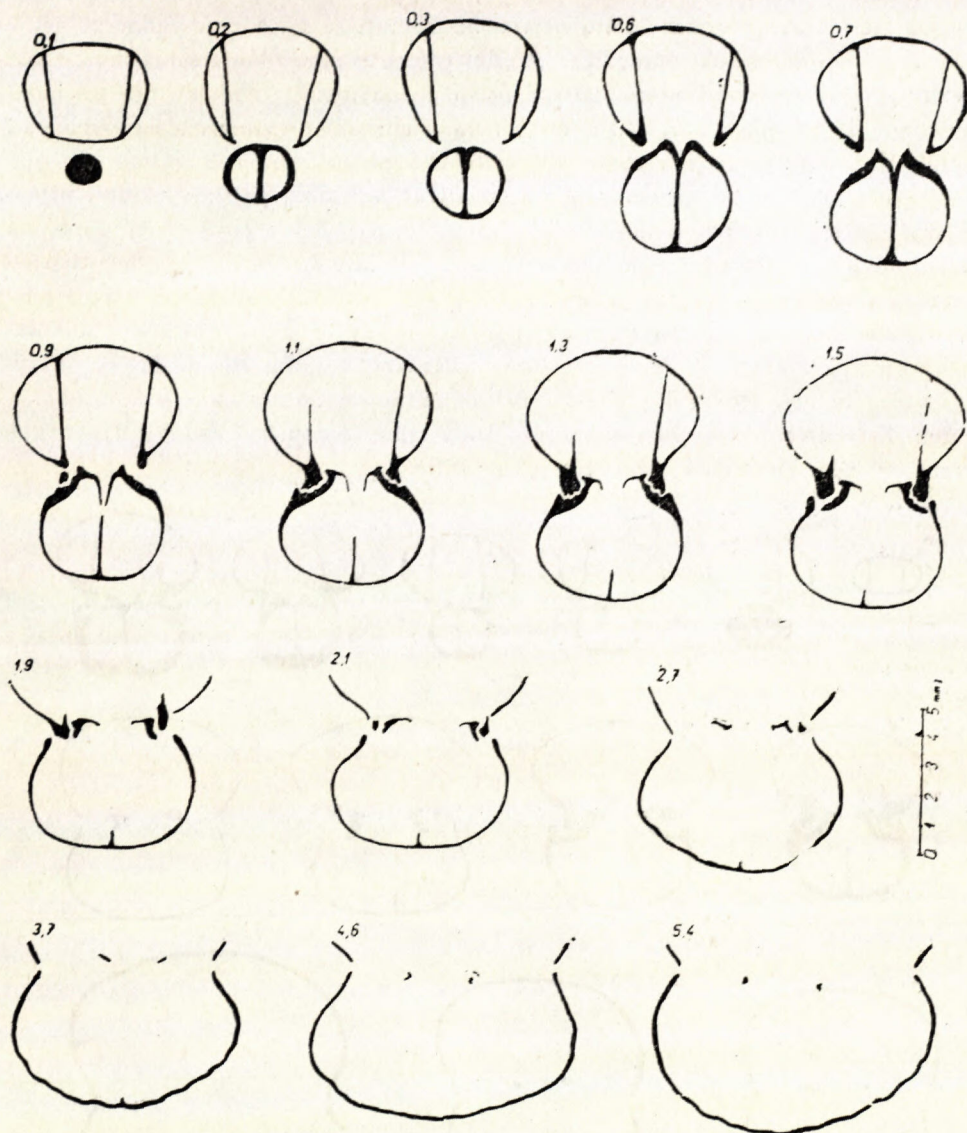
Cuneirhynchia dalmasi (D u m o r t i e r, 1869)

(textový obr. 5, tab. VIII, obr. 3)

- 1869 *Rhynchonella Dalmasi* Dumortier, Études paléontologiques etc., p. 331, tab. XLII, f. 3—5.
1907 *Rhynchonella Dalmasi*, Dal Piaz, Sulla fauna liasica etc., p. 28, textf. 2 (cum syn.).
1909 *Rhynchonella Dalmasi*, Trauth, Die Grestener Schichten etc., p. 63, tab. I, f. 13.

Materiál: 1 celé jádro a 5 jader částečně porušených.

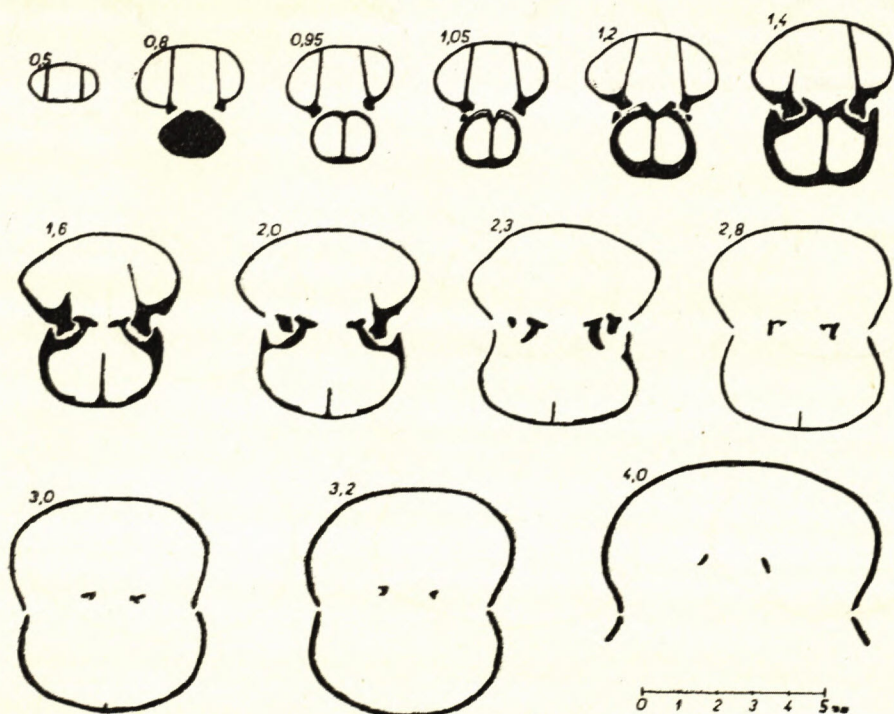
R o z m ě r y:	Délka schránky v mm:	10;	12;	13;	13;
	Šířka schránky v mm:	11;	? 14;	14,5;	15,5;
	Výška schránky v mm:	6,5;	8,5;	9;	9,5.



Obr. 6. Seriální řezy znázorňující vnitřní stavbu druhu *Prionorhynchia* aff. *serrata* (Sow.). U tohoto obrázku jsou vzdálenosti řezu udávány vzhledem k vrcholu hřbetní misky (vrcholová část břišní misky chybí). Hluboké septalium je vidět na řezích 0,6–0,7. Dorzální septum končí 4,5 mm, krura 5,9 mm od vrcholu hřbetní misky. Délka broušeného jedince ? 20 mm. — *Prionorhynchia* aff. *serrata* (Sow.). A series of the transverse sections. All measures are related not to the posterior end but to the dorsal umbo (because of damaging of the posterior part of the pedicle valve). The dorsal septum disappeared at 4,5 mm, the crura at 5,9 mm from the dorsal umbo. Original length of specimen ? 20 mm.

Schránka je pětiboká nebo zaobleně trojboká, při čemž největší šířka leží v její přední třetině až polovině. Místo největšího klenutí se nachází v zadní polovině schránky. Na dorzálním pohledu je střední část předního okraje schránky přímá, někdy slabě konkávně vtažená. Miska břišní je na rozdíl od misky hřbetní málo klenutá. Mírně vtažené boky schránky nemají charakter výrazně omezených planareí. Vazba misek na bocích schránky rovná, vpředu vyběhá dorzálním směrem a omezuje tak mělkou, pouze v přední polovině schránky patrnou brázdou břišní misky a nízký jí odpovídající val na hřbetní misce. Žebra jsou nízká, zaoblená a patrná pouze v přední polovině schránky. Na valu hřbetní misky leží 4 až 6 žebor, z nichž krajní jsou vyšší než zbývající; po stranách valu je po 1 až 2 žebor slabě naznačených. Vrcholová část břišní misky zašpičatělá a málo zahnutá, deltyrium není znatelné. Vrcholové hrany výrazné v zadní třetině břišní misky.

Vnitřní stavba (textový obr. 5): Boční vrcholové dutiny jsou polokruhovitě. Zubní lišty divergují ke hřbetní misce. Zuby silné, krenulátní (na vnitřní straně vroubkované). Dentikula nízká (řezy 1,4; 1,6).



Obr. 5. Seriální řezy znázorňující vnitřní stavbu druhu *Cuneirhynchia dalmasi* (D u m.). Široké septalium je vidět na řezech 1,05–1,4. Krura končí 4,2 mm od vrcholu břišní misky. Délka broušeného jedince 11,5 mm. — *Cuneirhynchia dalmasi* (D u m.). A series of the transverse sections. Original length of specimen 11,5 mm. The crura disappeared at 4,2 mm from the posterior end.

Silné zámkové destičky jsou tvořeny při vrchole misky dvojitými lamelami (řez 1,05). Vnitřní a zvláště vnější stěny zubních jamek dobře vyvinuty. Septalium široké a nízké. Dorzální septum lištovité a krátké, po obou jeho stranách jsou patrné svalové stisky (řezy 1,6 až 2,3). Krurální báze leží na hřbetní straně zámkových destiček. Krura raduliferního typu se terminálně rozšiřují, obracejí do prostoru břišní misky (řez 4,0) a konvergují ventrálním směrem.

Poznámky: Naši jedinci se liší od holotypu (E. Dumortier, 1869) více do šířky protaženým tvarem, výraznějším valem hřbetní misky a na bočním pohledu zaobleným předním okrajem. Mnohem blíže mají k jedincům, které vyobrazili K. Rau (1905) a zvl. E. Böse (1898, tab. XV, jen obr. 16 a 17, zatím co druhová příslušnost jedince vyobrazeného na obr. 18 je nejistá). Jejich exempláře mají na čelním pohledu výraznější val hřbetní misky a menší počet zaoblených žeber. F. Trauth (1909) popsal poddruh *Rhynchonella dalmasi subpentagonalis*, odlišující se od typického poddruhu především podobou předního okraje schránky (a tím i od našich jedinců). Přiřadil k němu i jedince, které vyobrazil E. Böse (1898). Ve skutečnosti se tomuto poddruhu blíží jen exemplář problematické příslušnosti (E. Böse, 1898, tab. XV, obr. 18).

Naši jedinci spolu s výše zmíněnými exempláři, které vyobrazili E. Böse (1898) a K. Rau (1905), mají tvar schránky, povahu žeber a předního okraje poněkud odchylnou od jedinců, jejichž vyobrazení uveřejnili např. C. F. Parona (1893), E. Böse — M. Schlosser (1900), G. Dal Piaz (1907) a F. Trauth (1909). U nich jsou žebra četnější a výraznější. Jedinec E. Dumortiera (1869) leží svými znaky mezi těmito dvěma skupinami.

U blízkého druhu *Cuneirhynchia retusifrons* (Oppel, 1861), dosahujícího celkově menších rozměrů, jsou výraznější planarey a ostřejší žebra.

Rozšíření: střední lias, v záp. Německu lias γ , pliensbach.

Výskyt: Francie, Španělsko, Itálie, záp. Německo, Rakousko, Turecko, ČSSR — V. Fatra (Belanská dolina, lok. 2).

Cuneirhynchia ? persinuata (Rau, 1905)

(textový obrázek 6, tab. VIII, obr. 2)

1905 *Rhynchonella persinuata* Rau, Die Brachiopoden etc., p. 36, tab. II (XXII), f. 62—69.

1934 *Rhynchonella persinuata*, Moisejev, Brachiopody etc., p. 55, tab. IV, f. 1—4 (5—8 ?) (cum syn.).

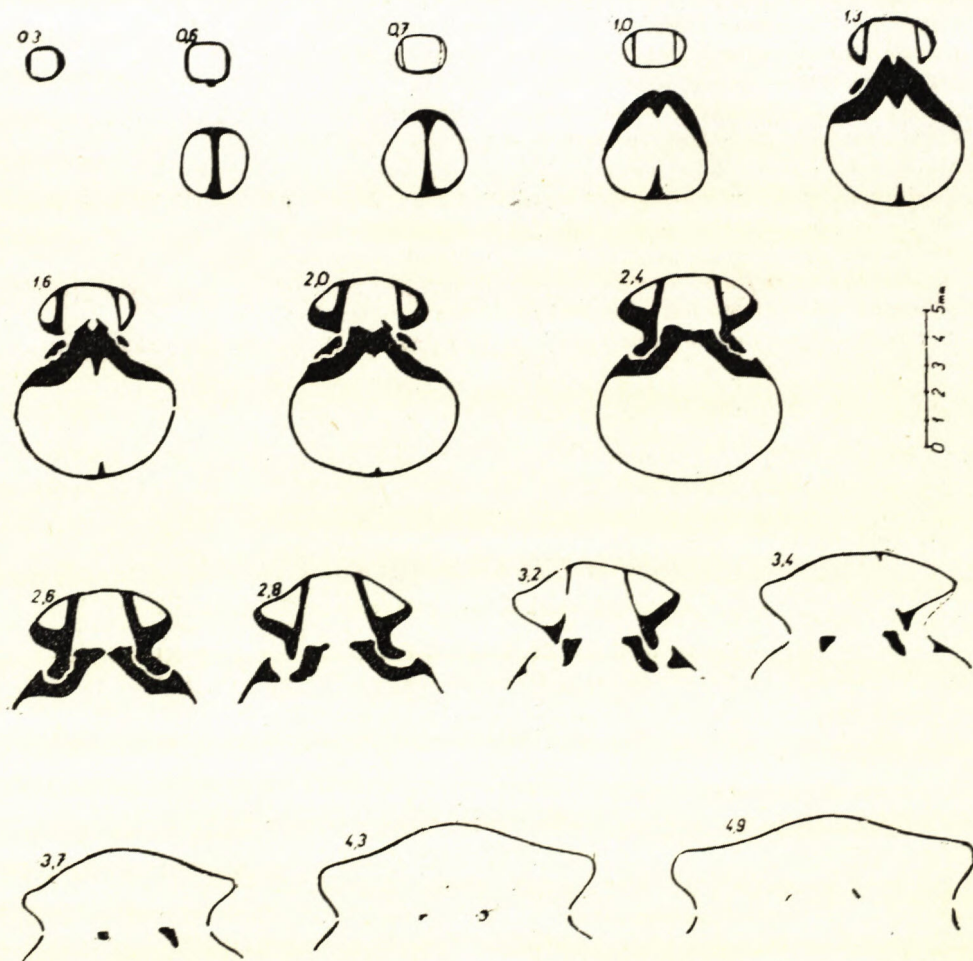
? 1934 *Rhynchonella borissiakii*, Moisejev, Brachiopody etc., p. 45, tab. II, f. 46—48; tab. III, f. 1—4.

Materiál: 1 celé jádro.

Rozměry: Délka 13 mm; šířka 14,5 mm; výška 10 mm.

Schránka je zaobleně pětiboká s největší šířkou v polovině délky hřbetní misky. Tam je i místo největšího klenutí schránky. Na dorzálním pohledu je přední okraj slabě konkávně vtažený. Vzájemný poměr obou misek je dobře patrný zvláště na bočním pohledu. Miska hřbetní je stejnoměrně značně vyklenuta, zatím co miska břišní je téměř rovná a ve své zadní polovině má zaostřený okraj. Nevýrazně ohraničené planarey leží téměř celé na hřbetní misce. Na bocích rovná vazba misek se na předním okraji náhle zdvihá dorzálním směrem a omezuje nízký, ale

výrazný val hřbetní misky, zřetelný v přední polovině schránky. Jemu odpovídá pouze při předním okraji patrná mělká brázda misky břišní. Tato brázda je omezena po každé straně nízkým zaobleným žebrem, patrným do poloviny délky schránky. Vždy mezi ním a bočním okrajem břišní misky probíhá pro tento druh charakteristická rýha, téměř souběžná s okrajem zadní poloviny této misky. Na valu hřbetní misky jsou 4 zaoblená, ale výrazná žebra, zřetelná v přední polovině misky. Po každé straně valu leží po dvou obdobných, ale méně výrazných žebrech. Vrcholová část břišní misky široká, téměř rovná.



Obr. 6. Seriální řezy znázorňující vnitřní stavbu druhu *Cuneirhynchia ? persinuata* (R a u). Na posledních 7 řezech je vidět břišní misku a pouze okrajové části hřbetní misky. Krura končí 5,2 mm od vrcholu břišní misky. Délka broušeného jedince 13 mm. — *Cuneirhynchia ? persinuata* (R a u). A series of the transverse sections. Original length of specimen 13 mm, the crura disappeared at 5,2 mm from the posterior end.

Vnitřní stavba: Nápadný je silný vývoj vnitřních vrcholových elementů. Deltyriální dutina zprvu subkvadrátní, dále od vrcholu misky začínají zubní lišty divergovat ke hřbetní misce. Zuby vzájemně rozbíhavé (divergují ke hřbetní misce), dentikula nejsou vyvinuta.

Dorzální septum neobyčejně krátké, takže nedochází k vývoji normálního septalia. Zubní jamky velmi široké a mělké. Krura trojboká, na konci se čepelovitě rozšiřující a ventrálním směrem konvergující.

Poznámky: Náš jedinec se odlišuje od exempláře, kterého vyobrazil K. R a u (1905) na tab. II, obr. 62 poněkud výraznějším valem hřbetní misky (na čelním pohledu), méně vyklenutou břišní miskou a dále menší zřetelností žeber (jen v přední polovině misek). Těmito znaky se však vyznačují i někteří z ostatních jedinců, vyobrazených K. Rauem.

Rodová příslušnost druhu „*Rhynchonella*“ *persinuata* není zcela jasná. Byl S. S. Buckmanem (1918) kladen k rodu *Cuneirhynchia*, jehož typem je *Cuneirhynchia dalmasi* (D u m.). Tento genotyp se však odlišuje nejenom vnějšími znaky (žebra, tvar schránky na čelním pohledu, vzájemný poměr obou misek), ale i vnitřní stavbou od druhu „*Rhynchonella*“ *persinuata*. Seriální řezy našeho jedince jsou podle sdělení D. V. Agera velmi podobné řezům, získaným tímto autorem u rodu *Piarorhynchia*, který je velmi blízký rodu *Cuneirhynchia*.

„*Rhynchonella*“ *borissiakii* Moisejev, 1934 (zvl. jedinec, vyobrazený na tab. III, obr. 1—4) je velmi podobná druhu *Cuneirhynchia* ? *persinuata* a liší se od něho hlavně přítomností žeber zřetelných až k vrcholům misek, což se však vyskytne i podle A. S. Moisejeva též u některých jedinců *Cuneirhynchia* ? *persinuata*.

Rozšíření: domér.

Výskyt: Záp. Německo, SSSR (Krym, Kavkaz), Polsko, ČSSR — V. Fatra (Belanská dolina, lok. 2), Nedzovské pohoří (Bzinice).

ZÁVĚR

Seznam nalezené fauny:

Lokalita 1	
<i>Spiriferina alpina</i>	<i>Propygope</i> ? <i>aspasia</i>
<i>Spiriferina obtusa</i>	<i>Aulacothyris</i> cf. <i>fuggeri</i>
<i>Spiriferina</i> ex gr. <i>tumida</i>	<i>Cincta numismalis</i>
<i>Lobothyris punctata</i>	<i>Zeilleria mutabilis</i>
<i>Prionorhynchia</i> aff. <i>serrata</i>	<i>Zeilleria ewaldi</i>
	<i>Cirpa fronto</i>
	<i>Pisirhynchia inversa</i>
Lokalita 2	„ <i>Rhynchonella</i> “ <i>margaritai</i> —
<i>Spiriferina obtusa</i>	nedospělý jedinec
<i>Lobothyris punctata</i>	<i>Cuneirhynchia dalmasi</i>
„ <i>Terebratula</i> “ <i>beyrichi</i>	<i>Cuneirhynchia</i> ? <i>persinuata</i>

Na bližší stáří lokality 1 můžeme soudit jen na základě obdobné pozice a petrografické podobnosti s lokalitou 2. Zde byly nalezeny kromě druhů brachiopodů, na jejichž vertikální rozšíření nejsou názory autorů jednotné, též druhy stratigraficky hodnotné. Je to *Cirpa fronto* (vrchní lotaring-pliensbach), *Cuneirhynchia dalmasi* (pliensbach) a *Cuneirhynchia* ? *persinuata* (domér). Za prvek charak-

teristický pro domér můžeme považovat i jedince, označeného jako *Prionorhynchia* aff. *serrata* a nalezeného na lokalitě 1.

Fauna zjištěná na lokalitě 2 pochází tedy z hranice mezi pliensbachem a domérem, z vyšší části pliensbachu a spodní až střední(?) části doméru. Na základě brachiopodů stanovené stáří lokality nám potvrzuje současně nalezená *Chlamys (Velata) tumida* (Hartmann, 1830) a sice forma se soustřednými vráskami, která je udávána ze svrchního pliensbachu až středního doméru (určila M. Kochanová), a při dodatečné tuře nalezená *Uptonia* sp. (pliensbach; určil M. Rakus).

Stanovení stáří nejsvrchnějších poloh krinoidových vápenců nám umožňuje posunout horní hranici těchto vápenců v oblasti Belanské doliny výše než se dříve předpokládalo (viz úvod). Výše ležící skvrnitě slíny a vápence patří tedy pouze části doméru-toarku a ? spodnímu dogeru.

Závěrem děkuji za cenné připomínky dr. D. V. Agerovi (Imperial College, Londýn) a za seznámení s metodikou výzkumu vnitřní stavby brachiopodů a jiné informace dr. Vl. Havlíčkovi (ÚÚG Praha) a pg. O. Nekvasilové (ČSAV Praha).

Lektoroval dr. V. Havlíček

LITERATURA

- [1] Ager D. V., 1956, 1958: A monograph of the British Liassic Rhynchonellidae. — Palaeontograph. Society, part I, II. — [2] Ager D. V., 1957: Some New Liassic Terebratuloids. — Proceedings of the Geol. Association, vol. 67, 1956. — [3] Ager D. V., 1959: Lower Jurassic Brachiopods from Turkey. — Journal of Paleontology, v. 33. — [4] Böse E., 1897: Die mittelliasische Brachiopodenfauna der östlichen Nordalpen. — Palaeontographica, Bd. XLIV. — [5] Böse E. — Schlosser M., 1900: Über die mittelliasische Brachiopodenfauna von Südtirol. — Palaeontographica, Bd. XLVI. — [6] Buckman S. S., 1918: The Brachiopoda of the Namyau Beds, Northern Shan States, Burma. — Palaeontologia Indica, New Ser., vol. III, mem. 2. — [7] Bystrický J., 1956: Príspevok ku geológii Veľkej Fatry. Geologické práce, Zprávy 8. — [8] Canavari M., 1880: I Brachiopodi degli Strati a Terebratula Aspasia Mgh. nell' Appennino centrale. — Atti della R. Accademia dei Lincei, ser. III, Memoire, vol. VIII. — [9] Corroy G., 1927: Les Spiriferidés du Lias européen et principlement du lias de Lorraine et d'Alsace. — Annales de Paléont., t. XVI. — [10] Davidson Th., 1851: A monograph of British Oolitic and Liassic Brachiopoda, part. III. — [11] Dumortier E., 1869: Études paléontologiques sur les dépôts jurassiques du bassin du Rhone, partie III. — [12] Fülöp J. etc., 1960: Über die Jurabildungen des Vértesgebirges. — Földtani Közlöny, Bd. 90. — [13] Geyer G., 1889: Über die liasischen Brachiopoden des Hierlatz bei Hallstatt. — Abhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. XV. — [14] MaheI M., 1957: Geológia Stratsenskej hornatiny. — Geologické práce, Zoš. 48a. — [15] Meneghini G., 1881: Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique (Lias supérieur) de Lombardie et de l'Appennin central. — In Stoppani A.: Paléontologie Lombarde, ser. 4 (1867—1881). — [16] Moisejev A. S., 1934: Brachiopody jurskich otloženij Kryma i Kavkaza. — Trudy Vsesojuz. geol.-razved. obědiněnija NKTP, vyp. 203. — [17] Muir-Wood H. M., 1934: On the Internal Structure of some Mesozoic Brachiopoda. — Philos. Transactions of the Royal Soc. of London, (B) vol. 223. — [18] Nucubidze K. Š., 1949: Lejaskije brachiopody periferiji Dzirul'skogo

masiva. — Trudy geol. instituta akad. nauk gruzinskoj SSR, ser. V (X). — [19] O p p e l A., 1861: Ueber die Brachiopoden des unteren Lias. — Zeitschrift d. deutsch. geol. Gesellschaft, Bd. XIII. — [20] O r m ó s E., 1937: Die Brachiopoden-Fauna der unteren Lias in Kékhegy (Bakonyerwald). — Abhandlungen aus dem mineral.-geol. Institut der St. Tisza univ., nr. 9. — [21] P a r o n a C. F., 1893: Revisione della fauna liasica di Gozzano in Piemonte. — Memorie della Reale Accad. delle Scienze di Torino, ser. II, t. XLIII. — [22] P e t e r h a n s E., 1926: Révision des Brachiopodes liasiques du Grammont, des Tours d'Ai, du Pissot et de Rossinière figurés dans l'ouvrage de M. H. Haas. — Bulletin des laboratoires de Géol., Géogr. phys., Minér. et Paléont. de l'Université de Lausanne, no. 38. — [23] P i a z G. D a l, 1907: Sulla fauna liasica delle tranze di Sospirolo. Parte I. — Mémoires de la Soc. Paléontologique Suisse, vol. XXXIII (1906). — [24] Q u e n s t e d t F. A., 1871: Petrefactenkunde Deutschlands, II. Bd., Brachiopoden (1868—1871). — [25] R a u K., 1905: Die Brachiopoden des mittleren Lias Schwabens. — Geolog. und Palaeont. Abhandlungen, Bd. X (N. F. Bd. VI). — [26] R e n z C., 1932: Brachiopoden des südschweizerischen und westgriechischen Lias. — Abhandlungen der Schweiz. palaeont. Gesellschaft, Bd. LII. — [27] S e g u e n z a G., 1886: Le Spiriferina dei varii piani del Lias Messinese. — Bolletino della Soc. geol. italiana 1885, vol. IV. — [28] S o w e r b y J., 1812—29: The mineral Conchology of Great Britain. — [29] T r a u t h F., 1909: Die Grestener Schichten der Österreichischen Voralpen und ihre Fauna. — Beiträge zur Paläontologie Öster.-Ung., Bd. XXII. — [30] Z i e t e n C. H., 1830: Les pétrifications de Würtemberg. — [31] Z i t t e l K. A., 1869: Geologische Beobachtungen aus den Central-Apenninen. — Geogn.-paläont. Beiträge, 2. Bd., II. Heft.

MILOŠ SIBLIK

LIASSIC BRACHIOPODS FROM THE UPPER PART OF THE BELÁ VALLEY
(BELANSKÁ DOLINA) IN THE VELKÁ FATRA MTS.

During the field investigations of the year 1960 we found a well-preserved brachiopod fauna in the upper part of the Belá Valley in the Velká Fatra Mts. This fauna was discovered in the uppermost layer of the Liassic coarse-crinoid limestones of the cover unit.

There were recognized the following forms: *Spiriferina alpina* O p p e l, *Spiriferina obtusa* O p p e l, *Spiriferina ex gr. tumida* (v. B u c h), *Lobothyris punctata* (S o w.), „*Terebratula beyrichi* O p p e l, *Protygope ? aspasia* (M e n e g h.), *Aulacothyris cf. fuggeri* (B ö s e), *Cincta numismalis* (L a m.), *Zeilleria mutabilis* (O p p e l), *Zeilleria ewaldi* (O p p e l), *Cirpa fronto* (Q u e n s t.), *Pisirhynchia inversa* (O p p e l), *Cuneirhynchia dalmasi* (D u m.), *Prionorhynchia aff. serrata* (S o w.), „*Rhynchonella*“ *margaritati* B ö s e (cf. his immature specimen), *Cuneirhynchia ? persinuata* (R a u).

The internal characters could only be observed in a few of them.

Lobothyris punctata — The series of transverse sections of our specimens agree with those of H. M. M u i r - W o o d (1934, text-fig. 5) with the following deviations: Some of our specimens have not clearly trilobed cardinal process, neither the lamellae connecting crural bases with the brachial valve (text-fig. 5, sect. 14—17) nor the short septum supporting the pedicle collar were observed.

„*Terebratula*“ *beyrichi* (text-fig. 1) — Thanks to the poor preservation of the specimen the all details of the internal structure were not acquired. Only the ventrally directed thread-like long crural bases, sharply bent from the hinge-plates, are visible. They differ from the crural bases well-known in *Lobothyris* B u c k. and in „*Terebratula*“ *reversa* A g e r. The dental lamellae are not present.

Zeilleria mutabilis (text-fig. 2) — The lateral umbonal cavities of the pedicle valve are semi-

circular. The dental lamellae converge dorsally. The short septum is visible in the umbonal part of the pedicle valve. The hinge-teeth are strong and straight. The denticula are low (sect. 2,7).

The cardinal process was not observed. The septalium is wide, but shallow, the sockets large. Crural bases remain in the connection with septum longer than with the lateral parts of the brachial valve (sect. 3,1; 3,3). The descending branches of the loop are trigonal, then blade-like and parallel (sect. 4,3), then they turn and converge ventrally (sect. 5,3).

Cirpa fronto (text-fig. 3) — A series of the transverse sections wholly agrees with the sections published by D. Ager (1958, text-fig. 29). Crura are of the falcifer type as was stated later on by the same author in *Cirpa kiragliae* (1959).

Cuneirhynchia dalmasi (text-fig. 5) — The lateral umbonal cavities are semicircular. The dental lamellae diverge dorsally. The teeth are strong and crenulated. The denticula are low (sect. 1,4; 1,6).

The inner and especially the outer socket-ridges are well developed. Septalium large and shallow. The dorsal septum is short, and muscle scars are visible on either side of it. (sect. 1,6; 2,3). Crura of the radulifer type terminally turn into the interior of the pedicle valve (sect. 4,0) and converge ventrally.

Prionorhynchia aff. *serrata* (text-fig. 4) — Well developed dental lamellae converge dorsally. A low ridge is visible posteriorly in the pedicle valve (sect. 0,3—0,7; 1,3). The teeth are strong and straight. Denticula not developed.

A narrow and deep septalium was observed. The outer and inner socket-ridges well developed. The dorsal septum short. Crura are of the radulifer type.

Comparing a series of the transverse sections of our specimen with the description of the inner structure of *Prionorhynchia* (D. V. Ager, 1956) we would doubt about belonging of our specimen to *Prionorhynchia*. The differences are: the close — set dental lamellae diverging dorsally and the absence of septalium in the British specimens. But the observations in the other genera show that the shape and orientation of the dental lamellae are not constant inside the same genus. The presence or the absence of septalium is of course more important. According to the communication of D. V. Ager a small septalium was observed in one example of *Prionorhynchia*. It urges us to think about the variability of the internal structure. D. V. Ager (1958) remarked also that the small deviations in the sections of *Prionorhynchia* might be due to the different orientation of the examples.

Our example differs from *Prionorhynchia serrata* mainly in having shallower and longer planareas.

Cuneirhynchia ? persinuata (text-fig. 6) — The strong development of the internal umbonal elements is characteristic. The delthyrial cavity is at first subquadrate, then the dental lamellae begin to diverge dorsally. Denticula are not developed.

The dorsal septum is unusually short and the normal septalium is not present. The sockets are also large and shallow. Crura trigonal, terminally blade-like and converging ventrally.

The generic position of the species „*persinuata*“ is not wholly clear. S. S. Buckman (1918) placed that species in *Cuneirhynchia*, whose genotype is *Cuneirhynchia dalmasi* (Dum.). This genotype differs, however, from *persinuata* not only externally (the costae, the mutual relation between the valvae etc.), but also internally. A series of the transverse sections of our specimen is according to D. V. Ager's communication also similar to the sections, found by that author in *Piarorhynchia*, that is closely related to *Cuneirhynchia*. We cannot think the genus-determination of „*persinuata*“ to be solved.

We may determine the age of the locality on the ground of brachiopods — chiefly *Cirpa fronto* and *Cuneirhynchia dalmasi* — as Pliensbachian (Lower Pliensbachian after L. F. Späth) and on the ground of *Cuneirhynchia ? persinuata* and probably *Prionorhynchia* aff. *serrata* as Domerian. Our later finding of *Uptonia* sp. — Pliensbachian (determined by M. Rakús) and

Chlamys (Velata) tumida — the form with concentric lineae, characteristic for Pliensbachian-Middle Domerian (determined by M. Kochanová) — at the same locality confirms the geological age of the locality near the boundary between Pliensbachian and Domerian, determined on the grounds of the brachiopods.

At the end, I am very thankful to Dr. D. V. Ager (London), Dr. V. Havlíček (Prague) and to pg. O. Nekvasilová (Prague) for their help and kind informations.

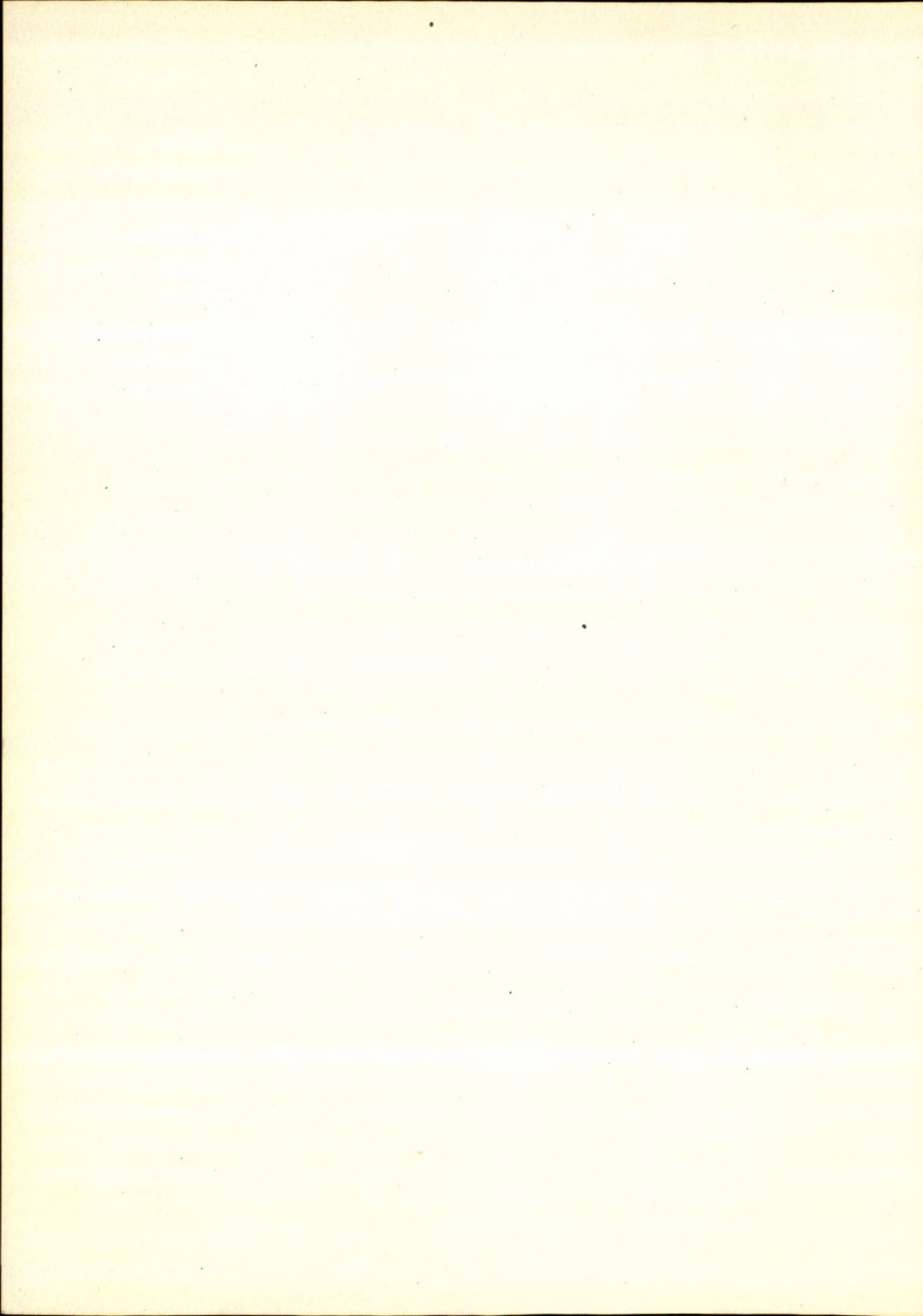
Vysvětlivky k tabulkám

Tab. VII.

Obr. 1, 1a, 1b — „*Terebratula*“ *beyrichi* O p p e l; skut. velikost $22,5 \times 19,5 \times 11$ mm. —
Obr. 2, 2a, 2b — *Spiriferina alpina* O p p e l; skut. vel. $19,5 \times 21 \times 13$ mm. — Obr. 3,
3a, 3b — *Propygope* ? *aspasia* (M e n e g h i n i); skut. vel. $10,5 \times 13 \times 8$ mm. — Obr. 4,
4a, 4b — *Zeilleria ewaldi* (O p p e l); skut. vel. $12,5 \times 12 \times 8,5$ mm.

Tab. VIII.

Obr. 1, 1a — „*Rhynchonella*“ *margaritai* B ö s e juv.; skut. vel. $11 \times 13 \times 5,5$ mm. —
Obr. 2 — *Cuneirhynchia* ? *persinuata* (R a u); skut. vel. $13 \times 14,5 \times 10$ mm. — Obr. 3, 3a —
Cuneirhynchia dalmasi (D u m o r t i e r); skut. vel. $10 \times 11 \times 6,5$ mm. — Obr. 4, 4a — *Cirpa*
fronto (Q u e n s t e d t); skut. vel. $10,5 \times 10,5 \times 8$ mm. — Obr. 5, 5a, 5b — *Cirpa fronto*
(Q u e n s t e d t); skut. vel. $13 \times 14,5 \times 12,5$ mm. — Obr. 6, 6a, 6b — *Cirpa fronto* (Q u e n s t e d t);
skut. vel. $12,5 \times 17 \times 11$ mm. — Obr. 7, 7a, 7b — *Prionorhynchia* aff. *serrata* (S o w e r b y);
skut. vel. $?20 \times 22 \times 13,5$ mm. — Všechno foto H y b e n.



EUGEN KULLMAN

BILANCIA OBEHU PODZEMNÝCH VÔD V JUŽNEJ ČASTI POVAŽSKÉHO INOVCA

Úvod

Určujúcim hydrogeologickým činiteľom v pohoriach slovenských Karpát sú mezozoické vápencovo-dolomitické súvrstvia, ktorých podzemné vody tvoria podstatnú časť celkovo využiteľných zásob podzemných vôd. Pri ich hydrogeologickom výskume je potrebné riešiť najmä otázku pohybu podzemných vôd v rámci vlastného zvodneného útvaru (zistenie infiltračného územia, jeho rozlohy, vplyvu morfológie podložia atď.) a vzťahu vôd zvodneného súvrstvia k okolným súvrstviam, prípadne k susedným geologickým celkom.

Časť týchto problémov umožňuje nám riešiť vystupovanie karbonatických komplexov uložených v pohoriach kryhovite v blízkosti karbonatických súvrství so zložitými geologickými pomermi, s celkovo rovnakým petrografickým zložením. klimatickými podmienkami i charakterom vegetácie. Takto získané hydrogeologické poznatky z priaznivejšie uložených súvrství možno aplikovať na komplexy so zložitými geologickými a hydrogeologickými pomermi. Štúdium hydrogeologických problémov touto cestou je viazané na rozpracovanie problematiky špecifických odtokov podzemných vôd v hydrogeologicky izolovaných kryhách (K u l l m a n 1961) a na ich aplikáciu metódou analógie na susedné, svojím hydrogeologickým charakterom blízke útvary.

Medzi najpriaznivejšie oblasti pre použitie načrtnutej metodiky patrí južná časť pohoria Považský Inovec.

Zemepisný prehľad a stručné geomorfologické, geologické i hydrogeologické pomery a charakter rastlinného pokryvu južnej časti Považského Inovca

Študované územie, rozprestierajúce sa medzi Hôrkou n/Váhom, Podhradím a Hlohovcom, tvorí hydrogeologicky význačnejšiu časť pohoria Považský Inovec. Jeho reliéf s nadmorskými výškami medzi 150 a 890 m n. m. je miestami značne

členitý, s vyvýšenými formami vápencov a dolomitov (v oblasti rýchleho striedania rôzne odolných hornín), inde menej členitý (v oblastiach rozsiahlejších výstupov rovnako odolných hornín, napr. dolomitov).

Geologicky je oblasť tvorená kryštálickým jadrom a mezozoickými jednotkami — obalovou, križňanskou a chočskou.

Kryštálické jadro zaberá menšie rozlohy v najjužnejšej časti územia SV od Hlohovca a v strednej časti, východne od Moravan. Je zastúpené zväčša granitoidnými horninami, pararulami a amfibolitmi. Väčšiu rozlohu má pri Dolinovej Kopanici a v najsevernejšej časti skúmanej oblasti. Hydrogeologicky ide o územie s plytkým obehom podzemných vôd, bez možnosti ich väčšieho sústredenia. Vody vystupujú v puklinových, puklinovosutinových a sutinových prameňoch malých výdatností.

Inovecká séria obalovej jednotky so stratigrafickým rozpätím od spodného triasu až po alb zaberá menšie rozlohy v južnej časti Inovca a pri západnom okraji kryštálického jadra, väčšie rozlohy v synklinále Marhatu. Komplexy zväčša strmo upadajúce s rýchlo sa striedajúcimi súvrstviami hydrogeologicky prevažne nepriaznivými, alebo málo priaznivými (kremence spodného triasu, bridlice welfenu, slienité vápence neokomu, pieskovce a bridlice albu), neumožňujú sústredenie väčšieho množstva podzemných vôd v dôsledku malých rozlôh hydrogeologicky priaznivých súvrstiev nachádzajúcich sa v ich vrstevnom slede (hlavne triasových dolomitov, dolomitických vápencov a vápencov). Väčší význam v tejto jednotke majú rozsiahlejšie (niekoľko málo km²) komplexy vápencov a dolomitov v najjužnejšej časti Inovca a v marhatskej synklinále, kde sa ponárajú pod hrubý, hydrogeologicky priaznivý karbonatický komplex Krauhulčích vrchov.

Hydrogeologicky priaznivejšia je *križňanská jednotka* s väčšími rozlohami dolomitov a vápencov. Vytvára pozdĺžny pruh, tiahnuci sa prevažnou časťou územia. V severnej a strednej časti vystupujú na povrch hlavne hydrogeologicky nepriaznivé členy (bridlice keupra, slienité vápence neokomu, slienité bridlice albu), kým dolomity a vápence zaberajú tu iba nepatrné rozlohy. Hydrogeologicky priaznivá časť, tvorená strednotriasovými dolomitmi, leží medzi Koplotevcami, Hornými Ofrokovcami, Šalgovcami, Bankou a Sokolovcami. V severnej časti sa ponára pod nadložné súvrstvia keupra a ostatných, hydrogeologicky zväčša nepriaznivých členov križňanskej jednotky.

Ako celok hydrogeologicky najpriaznivejšie sú súvrstvia *chočskej jednotky*. V severnej časti územia vystupujú vo forme karbonatických, prevažne dolomitových komplexov na značných plochách; medzi Hubinou, Starou Lehotou, Hôrkou a Lúkou n/Váhom sú budované strednotriasovými dolomitmi, menej vápencami. Rozlohou menší, hydrogeologicky však význačný, prevažne dolomitový komplex chočskej jednotky vystupuje pri severovýchodnom okraji územia, JZ a Z od obce Závada vo forme karbonátovej kryhy, s prevahou dolomitov.

Ohraničenie predmezozoických a mezozoických súvrstiev južnej časti Považského

Inovca voči mladším sedimentom, vyplňujúcim susediace časti Podunajskej nížiny (terciérne a kvartérne sedimenty Nitrianskej pahorkatiny na východe a podunajskú rovinu na západe), je tektonické. *Terciérne sedimenty* priľahlých častí nížiny sú hydrogeologicky prevažne málo priaznivé a väčšinou tvoria nepriepustné bariéry. Lokálne však môžu spolu s kvartérnymi sedimentmi slúžiť ako priaznivé súvrstvia pre prestup podzemných vôd do nížiny.

Klimaticky má územie mierne až stredne vlhké podnebie, s ročnými zrážkami (v dlhodobom priemere 1901—1940) 650—800 mm. Ščasti je zatravnené, ščasti zalesnené. Lesný porast je listnatý, s prevahou dubu, menej buku.

Špecifický odtok podzemných vôd v dolomitických súvrstviach

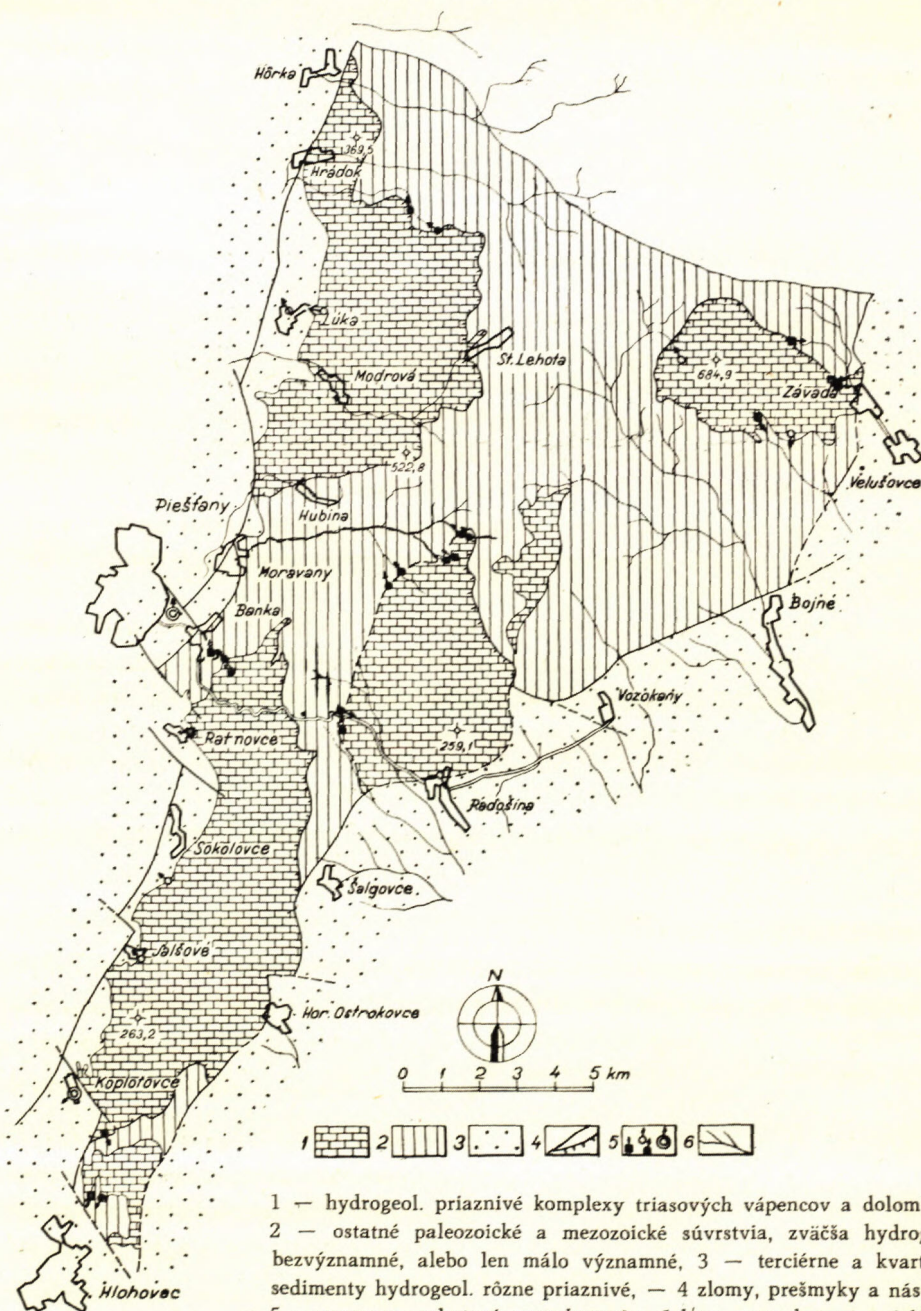
Detailné meranie podzemných vôd je možné v tektonicky priaznivo uložených súvrstviach, umožňujúcich registráciu infiltrovaných vôd pri ich výstupe k povrchu. Tejto podmienke vyhovujú súvrstvia kryhovite uložené na nepriepustnom podloží. V Považskom Inovci tohto typu je synklinálne uložená, izolovaná dolomitová kryha chočskej jednotky JZ a Z od obce Závada. Vlastná kryha tvorí plytkú synklinálu karbonátov — prevažne dolomitov, pretiahnutého tvaru v SZ—JV smere, obklopenú jednak kryštalickým podložíom vystupujúcim na povrch na severe, východe i západe, jednak na juhu bariérou nepriepustných paleogénnych a neogénnych sedimentov. Vlastné územie kryhy zvodnených súvrství zaberá plochu 12,85 km², z čoho podstatná časť pripadá na silne porušené dolomity, ktoré sú určujúcim hydrogeologickým činiteľom. V dôsledku dobrej filtračnej schopnosti hornín nie sú tu väčšie povrchové odtoky (s výnimkou zriedkavých prívalových vôd a malého povrchového odtoku pri osade Záhrady).

Merateľný podzemný odtok z celého územia, hlavne v pramenných výveroch a čiastočne v povrchových tokoch, umožňuje zistiť špecifický odtok podzemných vôd z celej karbonatickej kryhy. Meranie prakticky všetkých k povrchu vystupujúcich, do tohto celku infiltrovaných vôd je umožnené priaznivou geologickou stavbou, pričom podzemné vody tu vystupujú buď vo forme prameňov, alebo skrytých prítokov do povrchových tokov. Tieto priaznivé podmienky sú ešte zlepšované sústredením výstupov na obvode územia, zreteľným vystupovaním nepriepustného podložia, tvoreného kryštalinikom na S, Z i JZ a nepriepustnou bariérou paleogénnych i neogénnych sedimentov na V a JV. Okrem toho je tu úplne vylúčený vplyv susedných území na prírastok, resp. úbytok podzemných vôd dolomitckej a dolomiticko-vápencovej kryhy.

Podzemné vody vystupujú k povrchu prevažne pri JV, v menšej miere pri JZ okraji; v prvom prípade sú to sústredené vývery pri osade Záhrady (prameň „Zlavy salaš“ 22,5—29,4 l/sec.; pramenná skupina v bočnej doline na severnom okraji obce — 10,2 l/sec.), v oblasti obce Závada (pramene Rybníček I. II, SZ od obce — 6,0—7,3 l/sec.), Podhradie (sústredený prameň „Beňovského“ južne

Rozloženie hydrogeologicky priaznivých vápencovo-dolomitických komplexov
v strednej a južnej časti Inovca

Zostavil E. Kullman z geol. podkladov GÚDŠ



- 1 — hydrogeol. priaznivé komplexy triasových vápencov a dolomitov,
- 2 — ostatné paleozoické a mezozoické súvrstvia, zväčša hydrogeol. bezvýznamné, alebo len málo významné,
- 3 — terciérne a kvartérne sedimenty hydrogeol. rôzne priaznivé,
- 4 zlomy, prešmyky a násuny,
- 5 — pramene zachytené, nezachytené > 1 l/sec., nezachytené < 1 l/sec., minerálne,
- 6 — vodné toky.

od obce — 10,6—15,6 l/sec.) a prírastky toku Slivnica v okolí jeho zarezania sa do dolomitovej kryhy pri Závade (4,7 l/sec. v priemernom bezzrážkovom období). Zo severovýchodného okraja vystupuje iba pramenná skupina pri hájovni Trstník o výdatnosti 19,5—27,7 l/sec.

Z povrchových tokov kryhu odvodňuje (s výnimkou zriedkavých prívalových vôd) iba potok Zlavy v oblasti osady Záhrady, o prietoku 8—13 l/sec.

Celkový odtok podzemných vôd sa pohyboval medzi 75,6—104,1 l/sec., prevažne okolo 80 l/sec. Špecifický odtok na základe toho kolíše od 5,88 do 8,1 l/sec/km², v prevažnej časti roku medzi 6—7 l/sec/km², pri povrchovom špecifickom odtoku 0,63—1,0 l/sec/km² z oblasti Závady (bez možných zriedkavých prívalov vôd).

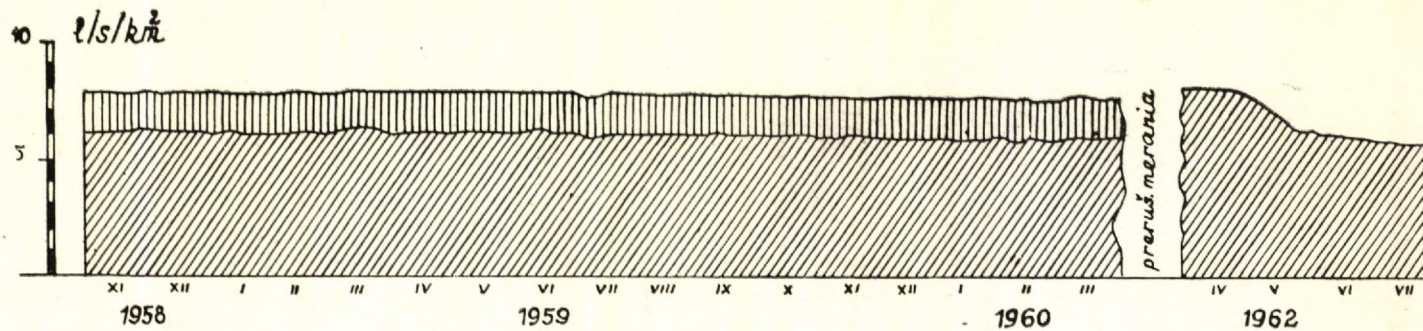
Špecifický odtok podzemných vôd v roku 1959 a 1960 sa zisťoval na základe sústavných meraní HMÚ (väčšina hlavných výverov podzemných vôd) a doplnených príležitostnými meraniami autora. V r. 1962 meranie robila Okresná vodohospodárska správa v Topoľčanoch a detailné meranie všetkých k povrchu vystupujúcich podzemných vôd zas autor. Na základe týchto meraní bolo možné zostrojiť grafické vyjadrenie priebehu špecifických odtokov podzemných vôd z kryhy za november 1958—júl 1962 (s vyznačeným prerušovaním; obr. 1). Menej výdatné vývery v r. 1958—1960 boli merané iba neperiodicky a v graf. vyjadrení sú znázornené dvojitou krivkou vyjadrujúcou extrémne hodnoty nesústavne meraných výstupov podzemných vôd.

Priebeh kolísania špecifických odtokov (obr. 1) i sledovanie zmien výdatnosti sústavne meraných prameňov z dolomitovej kryhy (pramene Zlavy salaš a Rybníček I, II na obr. 1, 2) svedčí o stálosti podzemného odtoku v priebehu roka. Preto považujeme (a potvrdzujú to i merania podz. vôd v iných oblastiach) odtok podzemných vôd z dolomitových oblastí za značne vyrovnaný, málo závislý na zrážkach.

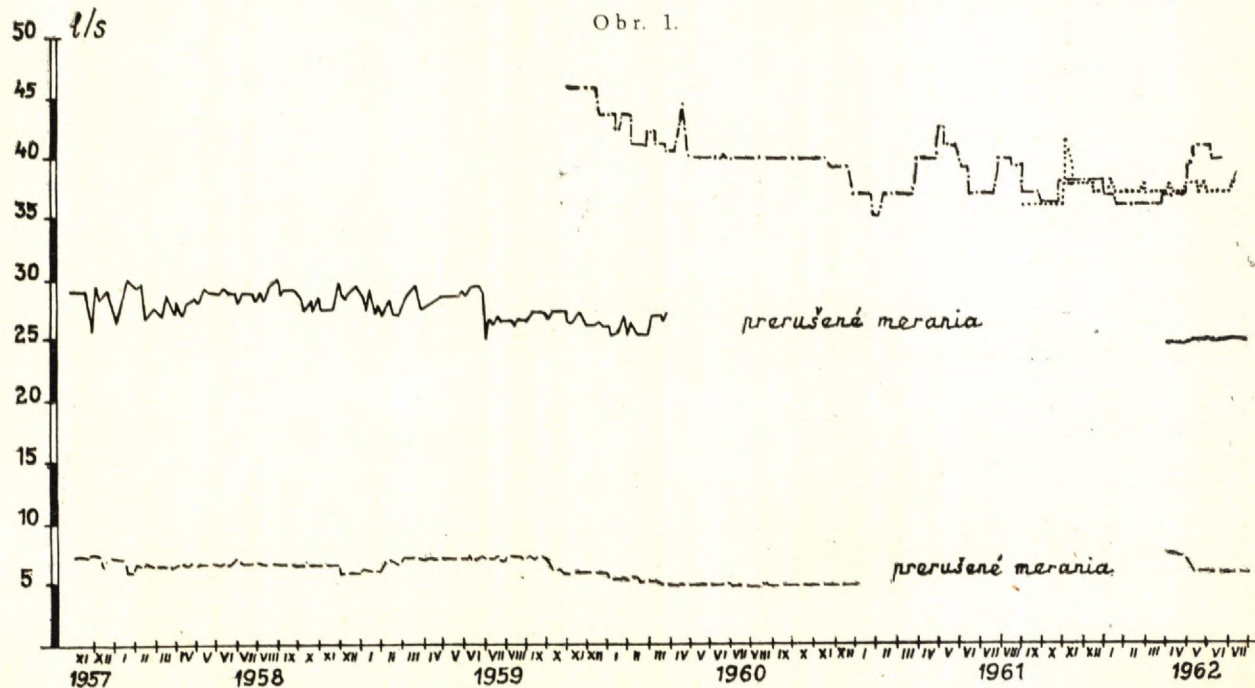
Dolomitické komplexy južnej časti Považského Inovca a riešenie bilančných otázok ich podzemných vôd

V južnej časti Považského Inovca vystupujú prevažne dolomitické a vápencovo-dolomitické komplexy. Tieto majú z viacerých hľadísk približne rovnaké podmienky. Tvorené sú petrograficky rovnakými horninami triasu, prevažne dolomitmi, menej vápencami. Z klimatického hľadiska sú rozložené v pásme s dlhodobým priemerom zrážok 650—800 mm, pričom zrážkové pomery komplexov od Závady, Radošiny a Lúky n/Váhom sa podľa dlhodobých pozorovaní podstatnejšie nelíšia. Menšie zrážky sú v oblasti dolomitového komplexu v južnej časti Inovca (medzi Bankou, Koplotovcami a Šalgovcami) s dlhodobým ročným priemerom 650 mm.

Územie jednotlivých kryh je zatrávnené a zalesnené (dubom, menej bukom). Percentuálny podiel zalesnenia v oblasti väčších dolomitových rozlôh je medzi 60—75 %.



Obr. 1.



Obr. 2.

Úhrny zrážok v jednotlivých oblastiach v období meraní

Obdobie	Zrážkomerná stanica					
	Zlavy Pustatina	Radošina	Malé Ripňany	Lúka n/V.	Piešťany	Hlohovec
XI. 58—X. 59	617 mm	592 mm	—	568 mm	597 mm	536 mm
XI. 61—VII. 62	514 mm	—	432 mm	505 mm	497 mm	499 mm

Vzhľadom na podobný hydrogeologický charakter jednotlivých oblastí bolo možné aplikovať výsledky o špecifickom odtoku podzemných vôd z dolomitového komplexu od Závady a hydrogeologicky zhodnotiť jednotlivé dolomitické komplexy metódou analógie s touto kryhou od Závady (pričom sa využila značná stálosť podzemného odtoku vôd z dolomitov; obr. 2). Pre porovnanie sme použili dáta z detailných hydrometrických meraní uskutočnených v bezzrážkovom období júla (10.VII.—25. VII. 1962).

Najsevernejší dolomitový komplex chočskej jednotky v oblasti Lúky n/Váhom, Hubiny, Starej Lehoty a Hrádku zaberá rozlohu 33,44 km² a leží na najmladších členoch krížňanskej jednotky (nepriepustného charakteru), vystupujúcich spod dolomitovej masy na S, V i J. Vlastná dolomitová kryha má jednoduchú geologickú stavbu s generálnym sklonom k západu. Jej západný okraj sa stýka s paleogénnou, neogénnou a kvartérnou výplňou údolia Váhu, a to s paleogénnymi pieskovecami, piesčitými vápencami, piesčitými a ílovito-slienitými bridlicami, neogénnymi pieskovecami, štrkami, pieskami, piesčitými i čistými ílmi a kvartérnymi štrkopiesčitými aluviálnymi náplavmi Váhu. Odvodňovaná je sústredenými prameňmi prevažne pri západnom okraji a povrchovými tokmi, prerezávajúcimi vlastný dolomitový komplex. Hlavná pramenná skupina je v Lúke n/Váhom (61,7 l/sec.), menšie pramene v Modrovke (2 l/sec.) a medzi Hrádkom a Lúkou n/Váhom (1—2 l/sec.). Značná časť podzemných vôd odteká do povrchových tokov.

Pri hydrometrických meraniach v bezzrážkovom období (júl 1962) boli zistené nasledovné vzťahy medzi povrchovými a podzemnými vodami.

Najsevernejšie popisované územie prerezáva v krátkom úseku potok z Hôrčanskej doliny. Jeho prietok pred vstupom do dolomitov bol 52,8 l/sec., po pretečení cez dolomitický úsek 45,2 l/sec., čo predstavuje v úseku cca 0,4 km dlhom úbytok 7,6 l/sec. Južnejšie do komplexu vstupuje potok Hrádockej doliny prietokom

◀
Obr. 1. Grafické vyjadrenie časového priebehu zmien špecifického odtoku podzemných vôd dolomitickej kryhy Z od Závady.

Obr. 2. Kolísanie výdatností významných prameňov z dolomitických komplexov južnej časti Pov. Inovca (zostrožené hlavne z meraní HMÚ v Bratislave). — — hlavný prameň v Radošinej, ... hlavný prameň pramennej skupiny v Lúke n/Váh., — prameň „Zlavy saláš“ v Záhradách, — — — Prameň Rybníček I, II v Závade.

60,8 l/sec. a vystupuje prietokom 64,3 l/sec., čiže prírastok na 1,5 km úseku je 3,5 l/sec. Ďalší malý potok od Podzámku vykázal úbytok cca 3 l/sec. Zaznamenané malé prírastky, resp. úbytky (odrážajúce do určitej miery i chyby meraní) poukazujú, že tieto toky nemajú podstatný vplyv na podzemné vody komplexu.

Podstatný vplyv vo vzťahu k podzemným vodám má Modrovský potok, prerývajúci na dlhom úseku zvodnený komplex dolomitov a tečúci od Starej Lehoty smerom na západ na Modrovú a Modrovku. Tento potok a jeho ľavostranný prítok pred vstupom do dolomitov mal prietok 37,0 l/sec., po opustení dolomitovej kryhy 88 l/sec., čo predstavuje prírastok vyše 50 l/sec. z oblasti dolomitov. V prvej polovici až $\frac{2}{3}$ trate v zvodnenom súvrství činia prírastky iba niekoľko l/sec.; k podstatnému prírastku do toku dochádza v úseku širšieho okolia obce Modrová. Výsledky výskumov ukazujú, že Modrovský potok má v dôsledku svojho hlboko zarezaného koryta podstatnú úlohu pri odvodňovaní celého komplexu. Najjužnejšie tečúci malý potok pri Hubine (4,5 l/sec.) sa úplne stráca v dolomitoch.

Celkove prostredníctvom prameňov sa odvodňuje 65 l/sec. a v povrchových tokoch (berúc do úvahy všetky prírastky a úbytky) 40 l/sec., úhrnom 105 l/sec.

Na základe porovnania skutočného odtoku podzemných vôd s predpokladaným odtokom 197 l/sec. (podľa výpočtov z analogického územia oblasti Závady) uvažovaný špecifický odtok podzemných vôd 5,88 l/sec/km² (so zanedbaním povrchového špecifického odtoku 0,6 l/sec/km² vyčísleného v oblasti Závady) umožňuje predpokladať, že v priemerných a suchých obdobiach do terciérnych a hlavne kvartérnych sedimentov Považia v úseku medzi Hôrkou n/Váhom a Hubinou preniká cca 90 l/sec. podzemných vôd. V mokrých obdobiach môže byť toto množstvo ešte väčšie.

Druhá zhodnocovaná oblasť je hydrogeologicky priaznivá časť *križňanskej jednotky* medzi Moravanmi, Ratnovcami, Jalšovým, Koplotovcami a Šalgovcami, tvorená karbonatickými horninami triasu, z ktorých podstatnú časť zaberajú dolomity, s generálnym úklonom súvrství k SZ. Nad prechodom do nížiny prevažná časť karbonatických súvrství sa ponára pod nadložné, hydrogeologicky nepriepustné členy, tvorené hlavne súvrstviami keupra (v úseku od Moravan až po Sokolovce). Obmedzenie týchto súvrství voči Podunajskej roviny je tektonické (pozdĺž vážskeho zlomu). Mezozoické nadložné súvrstvie keupra a rétu v severnej časti a J od Sokoloviec i samotné dolomitické komplexy stýkajú sa v oblastiach okrajového zlomu s terciérnymi súvrstviami Podunajskej roviny (sedimenty pánónu: íly, pieskovce, zlepenca, piesky a štrky; pontu — prevažne súvrstvia pestrých ílov, zriedkavejšie štrkopieskov) a štrkopiesčitými sedimentmi kvartéru. Vlastný dolomitický komplex zaberá rozlohu 37,8 km². Odvodňujú ho pramene pri západnom okraji — pri Banke (9,8 l/sec.), Ratnovciach (19,7 l/sec.), Sokolovciach (2 l/sec.), Jalšovom 12 l/sec.) a pri južnom okraji JV od Koplotovec. Pramenné vývery sú prevažne bariérového charakteru na styku dolomitov s nadložnými súvrstviami keupra.

Sumárny zistený odtok podzemných vôd v bezzrážkovom období v celej oblasti činí 48,5 l/sec. Vzhľadom na zhodný charakter územia s analogickými susednými územiami, hlavne s dolomitovým územím pri Závade, možno i tu porovnávať predpokladané odtokové množstvo podzemných vôd so skutočne odtečeným množstvom. Podľa toho v ustálenom období možno predpokladať odtok podzemných vôd 222 l/sec., pri uvažovanom špecifickom odtoku podzemných vôd 5,88 l/sec/km². Získané výsledky poukazujú na deficit cca 173 l/sec. I keď v dôsledku nepatrne menšieho úhrnu zrážok môže byť špecifický odtok o niečo nižší, musíme pripustiť, že aspoň 150 l/sec. podzemných vôd (teda vyše 75 % z celkového množstva infiltrovaných vôd), nevystupuje z komplexu zjavne na povrch. Formu týchto strát zatiaľ nie je možné bližšie určiť. Do úvahy prichádzajú dve alternatívy: buď vody z mezozoických karbonatických komplexov prenikajú priamo do terciérnych a kvartérnych sedimentov Podunajskej roviny, alebo môžu prestupovať do podložných súvrství obalovej jednotky a podieľajú sa na dopĺňovaní minerálnych vôd piešťanských minerálnych žriediel. Veľké výdatnosti týchto žriediel vedú nás k úvahám o možnom podiele týchto vôd na žriedlach popri doteraz predpokladaných infiltrovaných vodách z vlastnej inoveckej série.

Ďalšiu význačnejšiu rozlohu karbonatických komplexov (prevažne dolomitov) krížňanskej (?) jednotky tvorí *oblasť Krahulčích vrchov severne od Radošiny*. Kryha karbonatických hornín leží tu na podložnom kryštaliniku a spodnotriasových kremencoch, neokóme i albe, všetko súvrstviach hydrogeologicky nepriaznivých. Na juhu, na prechode do Nitrianskej pahorkatiny sa tektonicky stýka s neogénnymi súvrstviami, tvorenými nepriepustnými, zväčša ílovitými horninami.

Podzemné vody sa sústreďujú v severojužnom smere s odvodňovaním na juhu a severe komplexu formou prameňov. Vplyv povrchových tokov s nepatrným prietokom je zanedbateľný. Prevažná väčšina vôd vystupuje v južnej časti na styku s Nitrianskou pahorkatinou v bariérovom prameni v Radošine (54,2 l/sec.). Na S je to pramenná skupina v hornej časti doliny Striebornica (34,3 l/sec.), menšie pramene sústredené do toku od Jeleních jám (10,2 l/sec.) a malé vývery v oblasti Zachových lúk (0,6 l/sec.). Povrchové toky v juhozápadnej časti územia odvádzajú cca 1 až 2 l/sec. Vlastná kryha zaberá rozlohu 19,68 km². Celkový odtok podzemných vôd z nej (v ustálenom bezzrážkovom období júl 1962) činí 97–98 l/sec. Porovnaním so severnejšie ležiacim územím oblasti Závady a jeho špecifickým odtokom (5,88 l/sec/km²) predpokladaný odtok podzemných vôd by mal činiť 105,7 l/sec., teda hodnoty veľmi blízke skutočnému odtoku. V tomto prípade však musíme pripustiť možnú hydrogeologickú súvislosť so severnejšie ležiacim, prakticky bezodtokovým územím dolomitov marhatskej synklinály (pramene u Juraja — iba niekoľko l/sec.) o rozlohe 2,9 km². Potom celkový predpokladaný odtok podzemných vôd z celej rozlohy územia činí cca 120 l/sec.

Blízke výsledky medzi predpokladanými a zistenými odtokmi v tejto oblasti

odpovedajú geologickému charakteru územia a naznačujú, že tu nedochádza k podstatnejšej strate, resp. prenikaniu podzemných vôd do susedných súvrství.

Pre úplnosť poznania treba ešte spomenúť rozlohu (cca 2,7 km²) vápencov v *inoveckej sérii*, rozprestierajúcu sa v južnej časti Inovca, SV od Hlohovca, a odvodňovanú zachyteným prameňom (pre pivovar v Hlohovci) a niekoľkými menšími vývermi pri ceste Hlohovec—Jelenová. Celkový odtok z prameňov čini cca 4,5 l/sec. Výsledky naznačujú, že i tu treba počítat so značnými stratami (medzi cca 10—20 l/sec.).

Záver

Bilančné hydrogeologické zhodnotenie južnej časti Považského Inovca prinieslo niektoré nové poznatky, ktoré prispeli k osvetleniu základných hydrogeologických pomerov študovaného územia; časť týchto výsledkov má aj všeobecnejší charakter a možno ich využiť aj v iných územiach. Predovšetkým zistilo sa, že značná časť podzemných vôd z dolomitových komplexov západných svahov Považského Inovca sa stráca. V severnom komplexe (u Lúky n/Váhom) sa predpokladá, že prestupujú do neogénnych a kvartérnych sedimentov, tvoriacich výplň Podunajskej roviny. V južnejšom komplexe (medzi Moravanmi, Ratnovcami, Koplotovcami a Šalgovcami) treba brať do úvahy okrem predchádzajúcej možnosti aj ďalšiu, a to, že sa podieľajú na doplňovaní zásob piešťanských termálnych prameňov (penikáním vôd z dolomitového súvrstvia do podložných zvodnených súvrství inoveckej série).

Na základe blízkych predpokladaných a skutočne zistených hodnôt odtoku podzemných vôd z dolomitového komplexu pri Radošine možno vylúčiť podstatnejšie straty vôd odtokom do susedných súvrství a predpokladať, že neogénne sedimenty hraničiace s dolomitovou kryhou sú nepriepustné. Okrem toho sa potvrdila správnosť nameraných špecifických odtokov v oblasti Závady, porovnaním s nameranými hodnotami z tejto oblasti, lebo u oboch území zrejme nedochádza k strate, resp. prenikaniu vôd do susedných súvrství.

Popri týchto hlavných (lokálnych) poznatkoch niektoré získané výsledky majú i širšiu platnosť, najmä pokiaľ ide o špecifický odtok podzemných vôd v dolomitických súvrstviach a o ich kolísanie v týchto oblastiach v priemernom roku v hraniciach 5,8—8,1 l/sec/km². Tieto poznatky možno aplikovať aj na dolomitické oblasti v iných pohoriach Slovenska. V severnejších územiach (prakticky všetky pohoria s dolomitickými polohami s výnimkou Malých Karpát) môžeme v dôsledku vyšších ročných zrážok a menšieho výparu očakávať pri rovnocennom povrchovom odtoku iba väčšie špecifické odtoky podzemných vôd, ako sú zo sledovanej oblasti.

Hlavnou úlohou tohto príspevku bolo rozviesť problematiku a metodiku bilančovania podzemných vôd na základe poznania špecifických odtokov s využitím metódy analógie. Tento metodický postup bude potrebné ďalej overovať a spres-

ňovať na ďalších pohoriach sústavným meraním podzemných i povrchových vôd a dôkladnejším skúmaním vplyvov klimatických, geologických, pôdných i vegetačných podmienok.

Lektoroval dr. A. Porubský

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] B u d a y T. — C a m b e l B. — M a h e l M. + kolekt. autorov, 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, Wien—Bratislava. Geofond, Bratislava. — [2] K u l l m a n E., 1961: Vápencovodolomitické komplexy a ich vzťah k podzemným vodám. Geologické práce, Zprávy 22, Bratislava. — [3] K u l l m a n E., 1963: Špecifické odtoky vôd Západných Karpát a možnosti ich využitia pre riešenie základných hydrogeologických otázok. Sborník geol. věd — řada hydrogeologie a inž. geologie (in lit.). — [4] M a h e l M., 1950: Pôvod minerálnych vôd v Piešťanoch. Geologický sborník I/2—3—4, Bratislava. — [5] M a h e l M., 1951: Tektonika strednej časti Inovca. Geologický sborník SAV II/1, Bratislava. — [6] M u c h a I., 1961: Hydrogeologické pomery východnej časti Inoveckého pohoria (dipl. práca). Rukopis; Geofond, Bratislava.

EUGEN KULLMAN

BILANZ DER GRUNDWÄSSER IM SÜDLICHEN TEIL DES GEBIRGES POVAŽSKÝ INOVEC

Im Zusammenhang mit dem hydrogeologischen Studium der kalk-dolomitischen Komplexe, die als wichtigster hydrogeologischer Faktor in slowakischen Gebirgen auftreten, muss man die Frage der Infiltrationsgebiete, die Beziehung der wasserführenden karbonatischen Schichtfolge zu den geologischen Nachbarkomplexen, die Infiltration der Grundwässer aus den wasserführenden in andere Komplexe usw. lösen.

Zwecks Lösung dieser Fragen hat der Verfasser eigene Forschungsmethode ausgearbeitet, welche die Bilanzierung der dynamischen Vorräte der Grundwässer ermöglicht (ohne die sowieso nur schwerlich feststellbaren Werte der Bodenausdünstung und der Transpiration zu kennen). Diese Methode stützt sich auf die Tatsache, dass in den Gebirgen die schollenartig lagernden Karbonat-Komplexe nahe nebeneinander mit Karbonatkomplexen liegen, die sich durch ziemlich komplizierte geologische Verhältnisse, aber im allgemeinen gleichen petrographischen Charakter, Bodenverhältnisse und Vegetation auszeichnen. Infolge der nahen Lagerung beider Komplexe kann man da auch mit gleichen klimatischen Bedingungen rechnen.

Die Lösung der obengenannten Fragen mit Hilfe dieser Methode ist nur an die Feststellung des spezifischen Abflusses der Grundwässer, bzw. seiner Schwankung und Änderung in den hydrogeologisch isolierten Schollen (K u l l m a n 1961, 1963) gebunden. Diese Werte werden dann (mit Hilfe der Analogie) an benachbarte karbonatische Komplexe angewandt.

Die Auswertung der aus dem bestimmten Komplexe abfließenden Grundwässer in Beziehung zur vorausgesetzten Infiltrationsmenge auf Grund der Kenntnis der spezifischen Grundwässer-Abflüsse im benachbarten Komplex ermöglicht uns auch die Bilanzierung seiner dynamischen Grundwasservorräte durchzuführen.

Diese Methode ist am Beispiele der Grundwässer in karbonatischen, überwiegend dolomitischen Komplexen im südlichen Teil des Gebirges Považský Inovec demonstriert. In diesem Gebiet treten zahlreiche, voneinander getrennte, überwiegend dolomitische Lagen auf, im allgemeinen des gleichen petrographischen Charakters, mit ähnlicher Vegetation und klimatischen Bedingungen.

Für die Verfolgung dieses Problems war dank ihrem tektonischen Aufbau die synklynal gelegene isolierte dolomitische Scholle (etwa 12,8 Km²) W und SW von der Gemeinde Závada geeignet. Die günstige tektonische Lage ermöglichte uns alle in der Scholle zirkulierten Grundwässer bei deren Aufstieg zur Oberfläche zu messen. Der spezifische Abfluss aus dieser Scholle, gemessen im längeren Zeitabschnitte, bewegte sich zwischen 5,88—8,1 L/sec./Km², der spezifische Oberflächenabfluss etwa 0,63—1,0 L/sec./Km². Auf Grund der festgestellten Werte wurde dann die Bilanzierung der dynamischen Grundwasservorräte in den benachbarten dolomitischen Komplexen durchgeführt.

Im Dolomitenkomplex der Choč-Einheit im Raume von Lúky n/Váhom, Hubiná, Stará Lehota und Hrádok (Gesamtausmass von 33,44 Km²) konnte man auf diese Weise feststellen, dass über 45 % der infiltrierten Wässer in die benachbarten tertiären und quartären Ablagerungen des Waagtals überfließt. Beim Dolomitenkomplex der Křížna-Einheit zwischen den Gemeinden Moravany, Ratnovce, Jelšové, Koptovce und Šalgovce (Ausmass 37,8 Km²) etwa 75 % der infiltrierten Wässer tritt überhaupt nicht aus dem Komplex an die Oberfläche, sondern fließt (verborgen in der Tiefe) in die benachbarten Komplexe über. Beim weiteren Dolomitenkomplexe N von Radošiná (19,68 Km²) zeigte die Bilanz der Grundwässer keine nennenswerte Verluste (die festgestellten Abflüsse der Grundwässer aus dem Komplex entsprechen den auf Grund der Analogie vorausgesetzten Mengen). Das entspricht einerseits den geologischen Voraussetzungen (und nur geringen Möglichkeit der Wasserverluste infolge des Überfließens in benachbarte Komplexe) und andererseits bestätigt auch die Richtigkeit der vorgeschlagenen Methode.

*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*

BLAHOŠLAV ČÍČEL—STANISLAV GAZDA

MINERALOGICKO-GEOCHEMICKÁ ŠTÚDIA ZOSUVNÉHO ÚZEMIA V HANDLOVEJ

Koncom decembra 1960 došlo k oživeniu činnosti fosilného zosuvného územia na západnom svahu hrebeňa erupívnych hornín (Vysoká hora — Havrania skala — Jazvečia skala), ohraničujúceho z východu Handlovskú kotlinu, v dôsledku pôsobenia radu faktorov (úložné pomery neogénnych útvarov, mocná vrstva kvartérnych pokryvných útvarov, nepriaznivé fyzikálno-mechanické vlastnosti hornín podložia, možnosť koncentrácie podzemných vôd v niektorých horizontoch, extrémne zrážky, zanedbanie starých drenážnych a povrchových odvodňovacích systémov atď.). V súvislosti so štúdiom podmienok vzniku zosuvu mineralógiu a chemizmus ílovitých hornín spracoval B. Číčeľ, hydrogeochémiu podzemných vôd S. Gazda. V predloženej práci podávame mineralogickú charakteristiku zemín a niektoré ich vlastnosti; v ďalšom príspevku uverejníme hydrogeochémiu podzemných vôd zosuvného územia a širšieho okolia; v tretej časti vzájomnú súvislosť medzi zmenou chemizmu vôd a charakterom mineralogického zloženia zemín.

Širšie okolie zosuvného územia* tvoria horniny paleogénu, neogénu, kvartéru a na okrajoch (v okolí Rematy) aj mezozoika.

Paleogén vo flyšovom vývoji tvoria piesčito ílovité bridlice s piesčitou lamináciou, vzniklé vo vrchnoecénnom mori (L e h o t a y o v á 1959). V bezprostrednom okolí zosuvu vystupuje paleogén na povrch iba ojedinele (erózne rýhy v údolí Mlynského potoka, potok Handlovka). V dolnej časti zosuvného svahu je zakryté deluviálnymi sedimentmi kvartéru, v strednej časti neogénu. Paleogén je pre vodu nepriepustný; rytmičné striedanie nepriepustných bridlic s priepustnými polohami pieskovcov znemožňuje väčší obeh podzemných vôd. Pieskovcové polohy sú síce priepustné, ale v dôsledku nepatrnej mocnosti sú z hydrogeologic-

* Čerpané z prác Čechoviča (1958, 1961), Paška, Rybáča, Nemčoka, Buroša (1961), Vaškovského a kol. (1961), Macha, Tužinského, Jakubca (1961), Pospíšila (1961) atď.

kého hľadiska bezvýznamné. Paleogénne horniny ľahko zvetrávajú, čím vzniká vodonosná zvetraná zóna povrchová.

Neogén je zastúpený iba miocénom (burdigal, tortón, sarmat).

Burdigal je vyvinutý v dvoch fáciách — v terestricko-lagunárnej a brakicko-morskej. Vyznačuje sa pestrým litologickým zložením a je vyvinutý na ľavom svahu Handlovky v okolí dedičnej štólne. Ako celok predstavuje pre vodu nepriepustné prostredie. Zvodnené môžu byť iba polohy štrkopieskov a brekcií.

Na burdigale, prípadne priamo na paleogéne leží *tortón s redeponovaným vulkanickým materiálom* (andezitové valúny, tufity) pochádzajúcim z andezitových erupcií v širšom okolí. Bázu tortónu tvoria piesčité tufity s polohami pevných andezitových zlepcov; ďalej nasleduje produktívna a nadložná séria, tvorená ílmi, tufitickými pieskovcami s polohami peliticko-psamatických tufitov a slojov uhlia. Tortón je ako celok pre vodu nepriepustný; voda môže komunikovať iba po tektonických poruchách. Podzemné vody sa môžu koncentrovať hlavne na báze tortónskeho komplexu, v puklinách podložných piesčitých tufitov a zlepcov. Zvodnené môžu byť aj niektoré vrstvy produktívnej série (pieskovce, tufity); nadložné ílované vrstvy sú nepriepustné.

Sarmat reprezentujú sedimenty a vulkanické horniny. Na báze je sladkovodná štrková formácia, zložená zo štrku a zlepcov, ktoré sa často striedajú s vrstvami vápniteho piesku a slieňov. Zistila sa v odkryvoch v okolí odľučnej oblasti (odkryv I) a navrátená pod vulkanickými kryhami vo vrtoch V-10 a V-35. Sarmatská štrková formácia je ako celok priepustná. Vrchnú časť sarmatu tvoria prevažne aglomeratické tufy s balvanmi andezitov (až 1,5 m); na západnom svahu hrebeňa sa andezity vyskytujú iba sporadicky. Okraje príkrovu vulkanických hornín sú porušené trhlinami, rozpadajú sa na väčšie-menšie bloky, ktoré sa pohybujú po plastickom ílovitom podklade do údolia, porušujú rovnováhu svahu. Zvetrávanie vulkanických hornín je hlavným zdrojom mocných svahových pokrývných útvarov. Vulkanický komplex je ako celok pre vodu priepustný (po puklinách).

Kvartér v skúmanom území zastupujú hlavne deluviálne sedimenty, pokrývajúce skoro celý zosuvný svah. Ide najmä o hlinito-kamenité, resp. piesčité sutiny z hydrogeologického hľadiska priepustné (podľa stupňa zahlinenia). Náplavové kužele pri vyústení dolín, sú značne zahlinené, a teda málo priepustné.

Mezozoikum na okraji študovaného územia v okolí Remety zastupuje priepustný stredotriasový dolomitický komplex a hydrogeologicky pasívne súvrstvia titón-neokomu.

Mineralógia ílov a niektoré ich vlastnosti

Pre orientačné štúdium ílových minerálov na zosuve v Handlovej odobral dr. I. Vaškovský niekoľko vzoriek ílov, ílovitých pieskov a ílovitých štrkov, ktoré možno rozdeliť do troch skupín: 1. vzorky z delúvia odľučnej oblasti (1–6) a zo šmykovej plochy (7); 2. vzorky z neogénnych ílov z vrty V-109 nad odľučnou oblasťou (8–12); 3. vzorky zo zvodnených horizontov vrty V-111 (13–15).

Vzorky sa odobierali tak, aby umožnili získať mineralogickú charakteristiku zemín v odľučnej oblasti, podložia delúvia tejto oblasti, resp. mineralogickú charakteristiku ílov vo zvodnených horizontoch. Neskôr sme vybrali vzorky zo zvodnených sutín zosuvu II (vrty V-110, V-111 a V-112; 15–18), zo sutín v odľučnej oblasti zosuvu II (19) a zo štólne 12 (20), ako aj z podložia (paleogén) (21) a zo zvodnených štrkov sarmatu (zosuv I; 22–23).

Vzorky vybrané v prvej etape sme používali pre štúdium v prírodnom stave. Jediná úprava

spočívala v tom, že sme vybrali veľké zrná a valúny andezitu a kremeňa. Vzorky vybrané v druhej etape (15–24) sme použili pre spektrálnu a chemickú analýzu v prírodnom stave. Na termickú a röntgenovú analýzu sme použili vzorky separované (frakcia < 2), skúmané metódami DTA, váhovou termickou analýzou (dehydroxylácia), röntgenovou analýzou, chemickou a spektrálnou analýzou, pričom sme stanovili aj kapacitu výmeny iónov.

Štúdiu ílových minerálov sme venovali zvýšenú pozornosť preto, lebo ich mineralogická charakteristika úzko súvisí s mechanickými vlastnosťami zosunutých zemín a vymeniteľné ióny podľa niektorých autorov podstatne ovplyvňujú chemizmus cirkulujúcich podzemných vôd.

Spektrálna analýza

Analýzy vyhotovil J. Cubínek na spektrografe HILGER (rozsah 2400–5500 Å, rovnosmerný oblúk). Vzorku miešal s uhlíkom v pomere 1:1 a pri stanovení ľahkotekavých prvkov použil elektródu s otvorom priemeru 3 mm. Výsledky sú uvedené v tab. 1, členenej do dvoch častí, podľa typov kriviek diferenčnej a váhovej termickej analýzy.

Pre skúmané materiály je typická táto asociácia prvkov: I. (100 % – 1 %) Si, Fe, Al, Ca, Mg, K; II. (1 % – 0,01 %) Na, Ti, V, Zr, Ba, Sr, Cr, Mn, Li; III. (0,01 % – 0,0001 %) B, Pb, Ga, Cu, Yb, La, Ni, Sc, Sn, Ag, Co. V dosť početných prípadoch (6 z 9) sa v skupine II. nachádza Zn, zistený so Sn a Ag metódou pre stanovenie ľahkotekavých prvkov.

Geochemickými zmenami pri zvetrávaní a reakciami makro a mikroelementov sa zaoberal Mac Laughlin (1955), ktorý podáva kvantitatívne analýzy materskej horniny i produktov jej zvetrávania in situ. Prepis jeho dát v našej tabuľke asociácie prvkov je asi takýto: I. Si, Fe, Al, Ca, Mg, K; II. Na, Ti, V, Zr, Ba, Mn, Pb, Rb; III. Ga, Ni, Sc, Sn, Ag, Co, Cr, Y, Sr, Li.

Aj keď mineralogické zloženie a genéza ílov, študovaných Mac Laughlinom (1955) sa líši od našich ílov, považujeme za vhodné porovnať získané výsledky. Vo vzorkách spomínaného autora prevládal kaolinit a ako prímes sericit, prípadne illit; montmorilonit nebol prítomný. Pre naše íly sú typické montmorilonity s prímесou illitu.

Pestrejšiu asociáciu prvkov v našich vzorkách (naviac zistený B, Cu, Yb, La, Zn, nezistené iba Y a Rb) môžeme vysvetliť dvoma skutočnosťami: 1. skúmaný materiál Mac Laughlina (1955) bol monotónny (arkózy); autor pritom študoval iba určité frakcie, kým naše vzorky obsahovali všetky zrnitostné frakcie vzorky. Okrem toho naše vzorky boli transportované vodou, čím sa vysvetľuje prítomnosť B; 2. kapacita výmeny iónov montmorilonitických ílov je podstatne väčšia ako u kaolinitických; aj pravdepodobnosť absorpcie iných prvkov pri transporte bola oveľa väčšia ako pri zvetrávaní na mieste.

Podľa údajov Vekilovej a Borovskej (1960) o koncentráciách Co a Ni v pôdach, radový odhad obsahu Co (10^{-3} %) odpovedá andezitom, bazaltom a gabrám, ako východnému materiálu. Súhlasí to aj s naším predpokladom, že totiž naše íly sú produktom zvetrávania tufového materiálu.

Tabuľka 1.

č. vz.	100—1 %	1—0,01 %	0,01—0,0001 %
		Typ 1.	
4	Si, Fe, Al, Ca, Mg, K	Na, Ti, Zr, Mn, V, Li, Ba, Sr, Cr, Zn	B, Pb, Ga, Cu, Yb, Co, Ni, La, Sc, Sn, Ag
5	Si, Fe, Al, Ca, Mg, K	Na, Ti, Mn, V, Zr, Ba, Sr, Cr, Li, Zn	B, Pb, Ga, Yb, Co, Ni, La, Sc, Sn, Ag
6	Si, Fe, Al, Ca, Mg, K	Na, Ti, Mn, V, Zr, Ba, Sr, Cr	B, Pb, Ga, Cu, Li, Yb, Co, Ni, La, Sc, Sn, Ag
8	Si, Fe, Al, Ca, Mg, K	Na, Ti, V, Li, Zr, Ba, Sr, Cr, Mn, Zn	B, Pb, Ga, Cu, Yb, Co, Ni, La, Sc, Sn, Ag
12	Si, Fe, Al, Ca, Mg, K	Na, Ti, Mn, V, Li, Zr, Co, Ba, Sr, Cr	B, Pb, Ga, Cu, Yb, Ni, La, Sc, Sn, Ag
		Typ 2.	
1	Si, Fe, Al, Ca, Mg, K	Na, Ti, Zr, Mn, V, Li, Co, Ba, Sr, Cr, Zn	B, Pb, Ga, Sn, Cu, Yb, Ni, La, Sc, Ag
2	Si, Fe, Al, Ca, Mg, K	Na, Ti, Zr, Mn, V, Li, Ba, Sr, Cr, Zn	B, Pb, Ga, Cu, Yb, Co, Ni, La, Sc, Sn, Ag
3	Si, Fe, Al, Ca, Mg, K	Na, Ti, V, Li, Zr, Ba, Sr, Cr, Mn, Zn	B, Pb, Ga, Cu, Yb, Co, Ni, La, Sc, Sn, Ag
10	Si, Fe, Al, Ca, Mg, K	Na, Ti, V, Zr, Cr, Ba, Sr, Mn	B, Pb, Ga, Li, Cu, Yb, Co, Ni, La, Sc, Sn, Ag

Chemická analýza

Chemické analýzy všetkých vzoriek sa vyhotovili klasickými analytickými metódami. Alkálie boli stanovené plameňovým fotometrom. Výsledky analýz sú v tab. 2 a 3. Pri štúdiu makrochemizmu sedimentárnych hornín sme sa snažili zistiť priemerné zloženie hornín zosuvného územia, stanoviť zákonitosti pomerného zastúpenia jednotlivých komponentov, príp. porovnať chemizmus priemernej vzorky s chemizmom separovaných ílových frakcií.

Priemerné chemické zloženie vypočítané z analýz je v tab. 4, pričom boli vynechané analýzy 21, 22 a 23. Hodnota pre SO_3 bola počítaná iba z 10 výsledkov. V tabuľke 4 sú aj výsledky, ktoré udáva pre vápnité íly Clarke (1924) a pre pennsylvanské sedimenty marinného a sladkovodného pôvodu Keith — D e g e n s (1959). Clarkove dáta sú veľmi blízke našim výsledkom. Podstatnejšie odchýlky sú iba v obsahu K_2O a čiastočne aj MgO . Dáta Keitha — D e g e n s a (1959) sú zhodné s našimi iba u SiO_2 a MgO ; ich vzorky boli podstatne bohatšie na R_2O_3 (najmä obsah Al_2O_3 je vyšší asi o 7 % ako u našich vzoriek). Vcelku vidíme, že obsah SiO_2 je približne rovnaký vo všetkých prípadoch, pričom

sa hodnoty stredných odchýliek podstatne nelíšia. Obsah K_2O pri rovnakej rozptylovej charakteristike je v našich vzorkách asi polovičný oproti hodnotám, udávaným ostatnými autormi.

Tabuľka 2.

zložka	3	7	8	10a	10b	12	14
SiO_2	55,98	49,36	56,77	57,78	53,03	65,39	57,28
Al_2O_3	15,22	15,16	13,64	14,97	18,33	10,62	14,40
Fe_2O_3	2,36	4,68	3,50	3,63	4,26	1,03	7,12
TiO_2	,67	,66	,60	,66	1,05	,64	,86
P_2O_5	,19	,28	,11	,08	,46	,14	,32
FeO	2,73	2,14	1,87	1,58	1,13	1,58	,67
MnO	,14	,12	,08	,05	,07	,13	,08
CaO	3,75	8,34	5,54	3,51	3,23	5,61	3,94
MgO	1,83	2,02	1,33	1,51	2,30	1,62	1,55
K_2O	2,33	1,23	2,57	,93	,79	2,15	2,08
Na_2O	,73	1,25	,93	,48	,14	1,43	,38
100 °C	4,75	2,55	5,03	7,29	8,34	1,95	5,35
900 °C	8,89	12,43	7,87	7,36	7,05	7,61	6,26
suma	99,57	100,22	99,84	99,83	100,18	99,90	100,29

Tabuľka 3.

zložka	1	2	4	5	6	9	11	13	15
SiO_2	59,80	63,12	61,07	55,14	49,19	57,18	66,12	51,71	66,76
R_2O_3	27,40	24,50	27,05	24,00	19,30	23,56	18,06	22,75	18,39
CaO	1,50	1,60	1,45	3,40	11,35	,85	1,77	4,34	2,48
MgO	,70	,63	1,01	,99	1,19	1,00	1,91	2,82	1,05
K_2O	2,17	2,52	2,50	2,50	2,05	2,08	1,84	,70	2,13
Na_2O	,70	,92	,82	,75	,92	,38	1,09	1,25	1,05
SO_3	,58	,38	,60	,55	,56				
zložka	16	17	18	19	20	21	22	23	
SiO_2	60,16	56,24	60,37	57,18	59,44	44,84	57,26	48,86	
R_2O_3	20,00	23,43	22,80	17,15	22,50	17,15	10,75	12,75	
CaO	3,50	2,52	2,66	7,78	3,36	13,95	9,60	11,46	
MgO	1,86	2,93	2,14	3,58	1,53	2,53	5,52	6,86	
K_2O	1,50	1,40	1,65	1,15	2,10	2,00	1,10	1,20	
Na_2O	1,40	1,00	1,25	1,20	1,40	,70	1,15	,95	
SO_3	,09	,06	,09	,60	,10	,44	,12	,07	

Vzájomný pomer kysličníkov udáva tab. 5. Z výsledkov vidíme, že vzájomný pomer $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ je prakticky konštantný. Keďže mineralogické zloženie všetkých vzoriek je veľmi podobné, aj pomer íloveho materiálu a kremeňa v študovaných vzorkách je konštantný. Pomer $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ sa nemení ani pri podstatnej zmene vápnitosti (pozri vz. 2, 3 a 6, kde pri moduloch rovných 2,58, 2,63 a 2,55 sa pomer $\text{SiO}_2 : \text{CaO}$ mení od 39,5 do 4,3). Stredná hodnota modulu $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ je 2,76, stredná odchýlka 0,44. Podstatnejšie odchýlky sú z 20 prípadov iba v 3–4 prípadoch. Pod ich vplyvom sa stredná hodnota modulu zvyšuje oproti modulu priemernej analýzy (2,66).

Pomer $\text{SiO}_2 : \text{CaO}$ je veľmi premenlivý a pohybuje sa od 4,3 do 67,0; zapríčiňuje ho množstvo CaCO_3 jemne rozptýleného v celej mase. Na základe pomeru oboch zložiek môžeme vzorky rozdeliť do troch skupín: v prvej sú tri vzorky s modulmi 4,3–7,2 a s najväčším množstvom CaCO_3 ; v druhej celkom 12 vzoriek s hodnotami 10,2–26,8 (stredná hodnota $16,8 \pm 2,7$); v tretej skupine sú vzorky s modulmi 37,4–42,2. Sem môžeme priradiť aj vzorku s pomerom $\text{SiO}_2 : \text{CaO}$ rovným 67,0. Ako ešte uvedieme, tento pomer je zapríčinený rôznym stupňom vyluhovania CaCO_3 vodami. V určitom zmysle ho teda môžeme považovať za hydrogeochemického ukazovateľa.

Pomer ekvivalentov $\text{Na} : \text{K}$ je vcelku dosť neprehľadný. Niektoré základné zákonitosti chovania sa katiónov alkalických kovov sme stanovili na základe ich porovnania s pomerom $\text{SiO}_2 : \text{CaO}$.

Pomer $\text{SiO}_2 : \text{CaO}$	Ø hodnôt $\text{Na} : \text{K}$	frekvencia
> 37	0,5407	5
20–30	0,9921	3
10–20	0,9695	9
< 10	1,2611 (1,1814)	3 (6)

V zátvorke sú pripočítané aj výsledky analýz 21–23.

Z tohto prehľadu je vidieť narastanie množstva K oproti Na , s postupujúcim vyluhovaním zemín.

Podobné kritérium sme použili aj pri štúdiu vzájomného pomeru $\text{Mg} : \text{Ca}$:

Pomer $\text{SiO}_2 : \text{CaO}$	Ø hodnôt $\text{Mg} : \text{Ca}$	frekvencia
> 37	1,1034	5
20–30	1,1656	3
10–20	0,6165	9
< 10	0,3855 (0,5277)	3 (6)

Takéto zoskupenie pomeru hodnôt $\text{Mg} : \text{Ca}$ indikuje prednostný výnos vápnika z horniny.

Výsledky analýzy vz. 10a sú veľmi blízke hodnotám priemerneho zloženia zemín zosuvného územia. Odlišný je iba obsah K_2O a Na_2O . Porovnanie analýz horniny a ílovej frakcie pod 2μ , ukazuje pokles obsahu SiO_2 , pri značnom zvýšení obsahu Al_2O_3 a TiO_2 . Pomer $\text{Mg} : \text{Ca}$ je v pôvodnej hornine 0,6258, v separovanej frakcii 1,0080. Podobnú tendenciu vidíme aj u pomeru $\text{Na} : \text{K}$ — narastanie relatívneho obsahu K_2O v ílovej frakcii oproti chemizmu horniny (pozri tab. 6). Priemer pomeru $\text{Na} : \text{K}$ v hornine 1,2014 klesá v ílovej frakcii na 0,8297, pritom oproti priemernej analýze narastá stredný obsah K_2O o 0,34 %, obsah Na_2O o 0,19 %.

Tabulka 4.

zložka	Handlová		vápnité fly	morské		sladkovodné	
	A	s		A	s	A	s
SiO ₂	58,30	3,74	58,10	54,53	3,33	57,29	3,30
R ₂ O ₃	21,86	2,60	22,79				
Al ₂ O ₃	14,00		15,40	20,89	1,54	21,24	1,43
Fe ₂ O ₃	3,71		4,02				
FeO	1,73		2,45				
TiO ₂	,66		,65	,92	,05	,94	,10
P ₂ O ₅	,15			,23	,12	,17	,06
MnO	,10			,80	,05	,12	,07
CaO	3,96	1,91	3,11	,54	,49	,31	,16
MgO	1,66	,58	2,44	1,65	,29	1,73	,15
K ₂ O	1,87	,46	3,24	3,71	,37	3,53	,34
Na ₂ O	,96	,26	1,30	,22	,03	,21	,04
Fe				6,67	3,34	5,82	2,13
SO ₃	,36	,22	,64				

Tabulka 5.

vz. č.	SiO ₂	R ₂ O ₃	CaO	SiO ₂	SiO ₂	Na	Mg
				R ₂ O ₃	CaO	K	Ca
1	59,80	27,40	1,50	2,18	39,9	,4875	,6864
2	63,12	24,50	1,60	2,58	39,5	,5511	,5768
3	55,98	21,31	3,75	2,63	14,9	,4739	,7210
4	61,07	27,05	1,45	2,26	42,2	,4951	1,0080
5	55,14	24,00	3,40	2,30	16,2	,5152	,4643
6	49,19	19,30	11,35	2,55	4,3	,6783	,1514
7	49,36	23,04	8,34	2,13	5,9	1,5291	,3504
8	56,77	19,80	5,54	2,86	10,2	,5481	,3432
9	57,18	23,56	,85	2,42	67,0	,2740	1,6958
10a	57,78	20,97	3,51	2,76	16,5	,7797	,6258
11	66,11	18,06	1,77	3,67	37,4	,8948	1,5502
12	65,39	14,14	5,61	4,62	11,6	1,0093	,4110
13	51,71	22,75	4,34	2,37	11,8	2,7025	,9604
14	57,28	23,45	3,94	2,44	14,5	,2740	,5768
15	66,76	18,39	2,48	3,62	26,8	,7494	,5999
16	60,16	20,00	3,50	3,00	17,2	1,4141	,7585
17	56,24	23,43	2,52	2,40	22,2	1,0810	1,6958
18	60,37	22,80	2,66	2,64	22,6	1,1461	1,2011
19	57,18	17,15	7,78	3,32	7,35	1,5761	,6547
20	59,44	22,50	3,36	2,64	17,6	1,0093	,6864
21	44,84	17,15	13,95	2,62	3,24	,5284	,2610
22	57,26	10,75	9,60	5,3	5,95	1,5761	,8479
23	48,86	12,75	11,46	3,8	4,25	1,2006	,9013

Tabuľka 6.

č. vz.	K ₂ O	Na ₂ O	Na/K íl	Na/K hornina
10b	,79	,14	,2682	,7797
13	,96	1,28	2,0182	2,7025
16	3,30	1,12	,5132	1,4141
17	2,15	1,13	,7949	1,0810
18	2,08	,91	,6616	1,1461
19	2,08	1,51	1,0977	1,5761
20	2,75	,96	,5284	1,0093
21	2,23	,69	,4678	,5284
22	1,99	1,52	1,1552	1,5761
23	2,39	1,25	,7918	1,2006

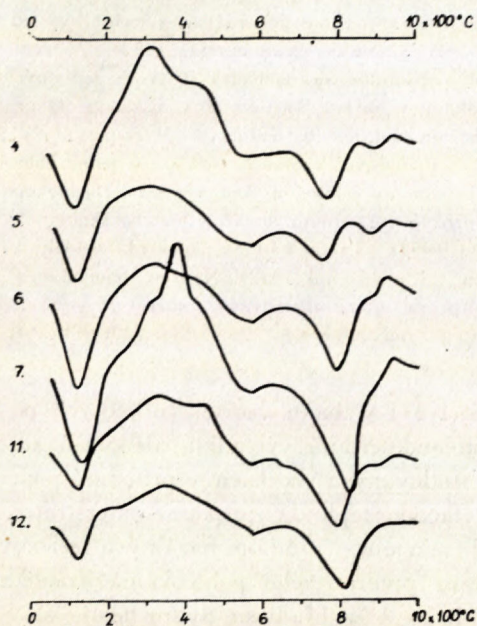
Vzorku 10b analyzoval M. Ďuriš, ostatné R. Gavenda.

Termická analýza

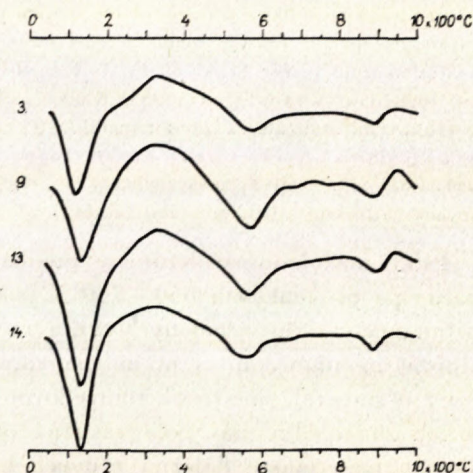
Ľy sme študovali metódou diferenčnej termickej analýzy (DTA) a váhovej termickej analýzy (VTA). Pre DTA sme použili navážku asi 0,3 g, rýchlosť rastu teploty v štandarde 40 °C. min⁻¹, fotografická registrácia. Vzorky boli lisované do briketiek, ktoré sme voľne položili na hlavičky termočlánkov (Pt a Pt — 10 % Rh). Správnosť registrácie teploty sme stanovili kalibráciou na premenu kremeňa pri 573 °C. Váhovú termickú analýzu sme robili postupne pri teplotách 100—900 °C po 50 °C s výdržou 20 min. pri žiadanej teplote. Krivky DTA a VTA sú na obr. 1 až 10. Krivky DTA z prírodných vzoriek sú na obr. 1, 2 a prvé krivky na obr. 3—6.

Už pri zbežnom prehliadnutí rozlišujeme dva typy kriviek. Prvý typ (obr. 1 a prvá krivka na obr. 5) charakterizuje viac-menej mohutná endotermná výchylka s extrémom pri 120—140 °C, prechádzajúca do nepravidelnej exotermnej výchylky, spôsobená horením organických látok, príp. oxydáciou malých množstiev pyritu. Ďalej krivka prudko klesá do miernej, endotermnej výchylky s extrémom pri 540—560 °C (dehydroxylácia ílových minerálov) a do ostrého zlomu na krivke pri teplotách 570—580 °C. Je to typická reakcia vratnej premeny kremeňa. Rozklad kalcitu prebieha pri teplotách 700—900 °C s extrémom pri 780—830 °C. Extrém sa pohybuje k vyšším teplotám úmerne k narastaniu obsahu CaCO₃. Pri teplote 880—890 °C je na niektorých krivkách tejto skupiny endotermná výchylka (obr. 1, krivky 4, 5, obr. 5 prvá krivka), inde je iba náznak výchylky pri rovnakých teplotách. Pri spomenutej teplote dochádza k úplnému rozkladu mriežky ílového minerálu. Nasledujúca exotermná výchylka s extrémom pri 920—950 °C je dôkazom tvorby nových minerálov, charakter ktorých závisí od chemizmu a druhu ílového materiálu (Bradley — Grim 1951) a od prítomných akcesorických minerálov.

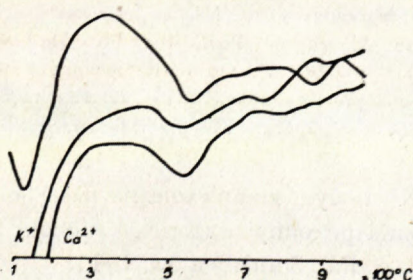
Vzorky s druhým typom kriviek DTA sú na obr. 2 a prvé krivky na obr. 3, 4 a 6. Tieto krivky sú podstatne jednoduchšie ako u prvého typu. Prvá intenzívna endotermná výchylka je pri 120–140 °C. Organických látok je vo vzorkách podstatne menej. Ílový materiál s dehydroxylačnou teplotou 540–570 °C je termicky



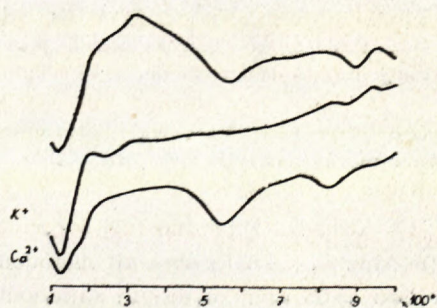
Obr. 1. Prvý typ kriviek DTA. Charakteristická je prítomnosť organických látok a kalcitu. — DTA curves of first type. Presence of organic matter and calcite is characteristic.



Obr. 2. Druhý typ kriviek DTA. Charakteristická je endotermná výchylka dehydroxylácie ílových minerálov. — DTA curves of second type. Characterized by presence of endothermic dehydroxylation peak of clay minerals.



Obr. 3. Zmeny na krivke DTA vz. 1 pri nasýtení iónom K^+ a Ca^{2+} . — Changes on DTA curve of sample 1. if saturated with K^+ and Ca^{2+} ions.



Obr. 4. Zmeny na krivke DTA vz. 2. pri nasýtení iónom K^+ a Ca^{2+} . — Changes on DTA curve of sample 2. if saturated with K^+ and Ca^{2+} ions.

dominujúcou zložkou. Prítomnosť kremeňa sa prejavila iba na vzorke 3 a 13. Prítomnosť ílového minerálu s dehydroxylačnou teplotou 650–730 °C je indikovaná iba zmenou nulovej polohy. Vysokoteplotná časť krivky má obdobnú endotermnú a exotermnú výchylku ako prvý typ.

Krivky minerálov zo skupiny montmorilonitu a illitu, ktoré sme porovnávali s našimi výsledkami, sú na obr. 7 (Bradley – Grim 1951; Heystek – Schmidt 1953). Z týchto kriviek je zrejmé, že dehydroxylačná teplota montmorilonitov sa nachádza v dvoch teplotných intervaloch. Montmorilonity s dehydroxylačnou teplotou v oblasti 550–600 °C označuje Gorbunov (1955) ako beidelity, hoci v röntgenových snímkach má iba hodnoty 9,79, resp. 11,56 kX (druhá hodnota indikuje prítomnosť IM štruktúry) na prírodných vzorkách. Zdá sa, že jednoznačné závery na základe DTA v tomto prípade nie sú celkom na mieste, aj keď výsledky chemických analýz ukazujú pomer Si:Al blízky 3. Túto dehydroxylačnú teplotu považuje za charakteristickú pre beidelit aj Vikulova (1955; Kukovskij 1958). Grim (1953) nepokladá beidelit za jestvujúci minerál, ale za zmes minerálov (Grim – Rowland 1942). Naproti tomu Zvjagin (1958) a Kukovskij (1958) ho považujú za interstratifikovaný minerál. Pre nás je podstatné, že dohydroxylačná teplota 550–600 °C je znakom nielen illitov, ale aj interstratifikovaných štruktúr, alebo montmorilonitov.

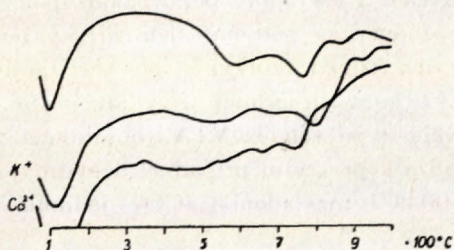
Prítomnosť montmorilonitu je preukázaná DTA iba u vzoriek, u ktorých pozorujeme pri teplotách 650–730 °C slabú endotermnú výchylku, alebo len zreteľnú zmenu nulovej polohy. Otázkou, či v študovaných vzorkách je prítomný popri illite aj montmorilonit s nižšou dehydroxylačnou teplotou, prípadne interstratifikovaný minerál, sme riešili röntgenovou difrakciou – štúdiom bazálnych reflexov a ich zmien. Pre nás bola závažná otázka prednostného pohlcovania draslíka ílovým materiálom, dôležitá z dvoch hľadísk: 1. z hľadiska hydrochémie a jej súvislosti so zmenami chemického a mineralogického zloženia zvodnených horizontov; 2. vzhľadom na názory Weavera (1958) na súvislosť spomínaného javu vo vzťahu ku genéze trojvrstvových slude podobných minerálov.

Touto otázkou sa zaoberali predovšetkým pedológovia, pretože pre nich má základný význam. Bohatý materiál o tomto probléme zhrnul Grim (1953) a neskôr Weaver (1958), resp. Barshad (1948, 1950, 1954). Podľa týchto i ďalších prác (Grim – Dietz – Bradley 1949) sa na „fixácii“ draslíka podieľa predovšetkým degradovaný illit. Názory na rozsah zachytávania draslíka montmorilonitmi a vermikulitmi nie sú jednoznačné! Podľa Barshada (1948, 1954) K^+ môže byť vytesnený kationóm, ktorý nemá podobné vlastnosti (nedochádza k jeho fixácii), napr. Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ . Práve opačný výsledok pre illity udáva Wiklander (1950), podľa ktorého fixácia K^+ je vyššia u illitov nasýtených Ca^{2+} a Mg^{2+} ako pre illity nasýtené H^+ a NH_4^+ .

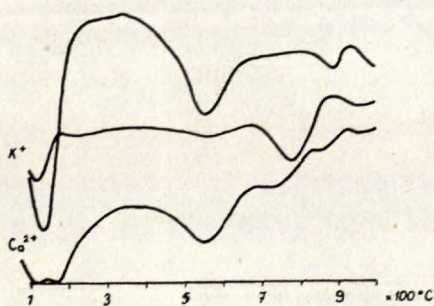
Či dochádza k prednostnej sorpcii iónov K^+ ílovým komplexom na našej lokalite, sme sa pokúsili objasniť metódou nasýtenia prírodných vzoriek kationómom K^+ a jeho vytlačáním účinným kationómom Ca^{2+} (podľa Barshada 1948). Prírodnú vzorku sme vložili do ln roztoku KOH, v ktorom sme vzorku nechali 17 hod. Po nasýtení sme ju premývali destilovanou vodou (dekantácia cca 10 g vzorky v 1000 cm³ trvajúca 24 hod.). Takto pripravenú vzorku sme skúmali metódou DTA, VTA a röntgenograficky. Nepoužitý zbytok vzorky po nasýtení v KOH

sme vložili do 1 n CaCl₂ a po spomenutej úprave sme vzorku analyzovali. Výsledky DTA sú na obr. 3–6, výsledky VTA na obr. 9 a 10. Takto boli spracované vzorky 1, 2, 8 a 10.

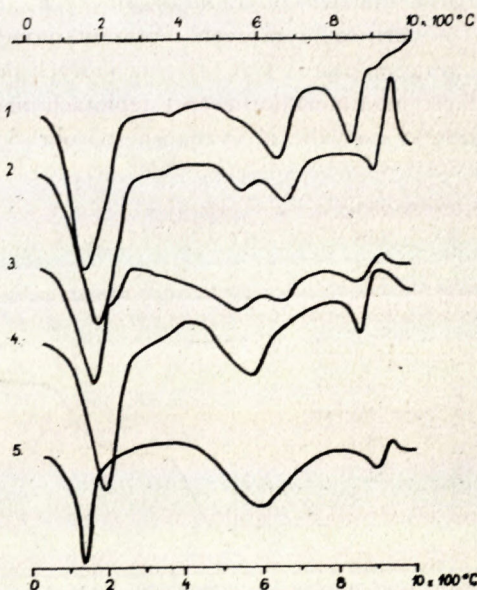
Štúdiom kriviek DTA sme zistili, že obsadenie pozícií vymeniteľných iónov iónmi K, vedie k potlačeniu endotermného charakteru reakcie dehydroxylácie pri teplote 550–600 °C. Najlepšie to vidno na obr. 4 a 6. Prvá je krivka prírodnej vzorky, druhá je vzorky nasýtenej K⁺, tretia vzorky nasýtenej Ca²⁺. Zaujímavé je,



Obr. 5. Zmeny na krivke DTA vz. 8. pri nasýtení K⁺ a Ca²⁺. — Changes on DTA curve of sample 8. if saturated with K⁺ and Ca²⁺ ions.



Obr. 6. Zmeny na krivke DTA vz. 10. pri nasýtení iónom K⁺ a Ca²⁺. — Changes on DTA curve of sample 10. if saturated with K⁺ and Ca²⁺ ions.

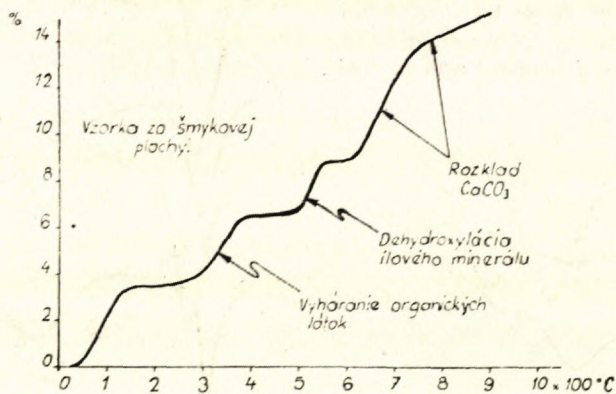


Obr. 7. Krivky DTA montmorilonitov (1, 2, 4), beidelitu (3) a ilitu (5). — DTA curves of montmorillonites (1, 2, 4), beidellite (3) and illite (5).

že endotermný efekt sa po nasýtení vzorky s Ca²⁺ opäť objavil v pôvodnom rozsahu teplôt. Pritom pri potlačení endotermného charakteru reakcie pri nižšej teplote došlo u vzorky 10 (obr. 6) k podstatnému zintenzívneniu endotermnej reakcie pri teplote 770 °C. Na prírodnej vzorke sa prejavila iba ako malá zmena nulovej polohy pri 750 °C. Na krivke po opätovnom nasýtení vzorky iónmi Ca²⁺ sa však endotermný charakter reakcie nevrátil na pôvodnú veľkosť. Z toho usudzujeme, že vo vzorke zostala zachytená časť iónov K⁺, ktoré nevytlačili ióny Ca²⁺. Podobnú situáciu — zintenzívnenie endotermného charakteru dehydroxylácie pri

týchto teplotách po nasýtení iónom Ca^{2+} vidíme na všetkých krivkách druhého typu. Na krivkách vzoriek 2 a 10 (obr. 4 a 6) sú malé endotermné výchylky pri teplotách 240 a 230 °C, ktoré sme nenašli ani na prírodných vzorkách, ani na vzorkách nasýtených iónmi Ca^{2+} . Ich príčinu zatiaľ nevieme objasniť; nepredpokladáme však, že by došlo k rozkladu ílového materiálu. To by sa totiž muselo prejavovať na krivke aj po nasýtení iónmi Ca^{2+} .

Zo všetkých prírodných vzoriek sme urobili krivky strát na váhe (ďalej iba VTA). Aj tu môžeme rozlíšiť dva typy kriviek VTA, ktoré odpovedajú spomínanému rozdeleniu pre DTA. Preto nepovažujeme za potrebné tieto krivky podrobne publikovať. Ako typickú uvádzame iba krivku vzorky 7 (obr. 8) zaujímavú značným obsahom organických látok (3 %) a ich termickou vyhranenosťou. Táto krivka je zároveň reprezentantom prvého typu kriviek VTA (obsahujúcich väčšie množstvá CaCO_3), na ktorých dochádza k prekrytiu prípadnej dehydroxylácie montmorilonitu (pri teplotách nad 600 °C) rozkladom CaCO_3 . Jednotlivé úbytky na váhe sú vyznačené na obr. 8.



Obr. 8. Váhová termická analýza vz. 7. — Thermogravimetric analysis of sample 7.

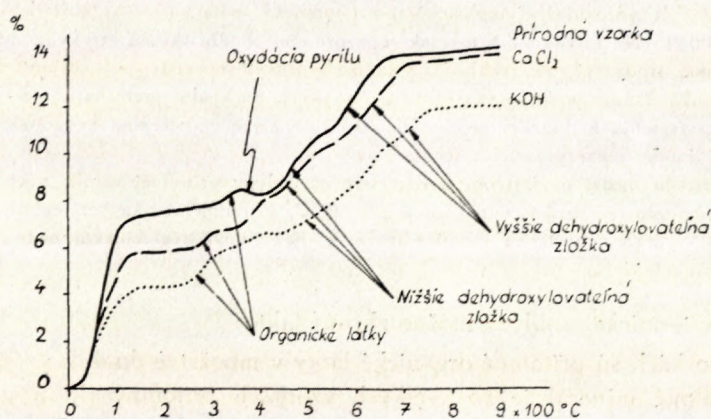
Iný charakter majú krivky VTA druhého typu. Nízky obsah CaCO_3 (v termicky nestanoviteľných množstvách, pretože nebol zachytený ani na jednej krivke druhého typu) dovoľuje, aby sa zreteľne prejavili oba stupne dehydroxylácie (pozri krivku prírodnej vzorky na obr. 9). U niektorých vzoriek oba stupne dehydroxylácie splyývajú v jeden, mohutný (obr. 10 prírodná vzorka), čo si môžeme vysvetliť dvoma spôsobmi: 1. nedostatočnou odlišovacou schopnosťou použitej metodiky — krivky boli robené prerušovane (po 50 °C), preto aj registrácia je prerušovaná a jemnosti krivky môžu uniknúť; 2. energia, potrebná na vytrhnutie hydroxylovej skupiny zo štruktúry ílového minerálu, sa menila buď plynule, alebo v intervaloch (iba s malými rozdielmi medzi jednotlivými energetickými stavmi) v celej oblasti dehydroxylačných teplôt. Zrejme uvedený zjav ovplyvňovali oba faktory, avšak za dôležitejší považujeme faktor druhý. Vedú nás k tomu niektoré závislosti

(pozri Foster 1953; Johns — Jonas 1954; Yoder — Eugster 1955; Weaver 1958; Burst 1958), zhrnuté v práci B. Čičela (1963).

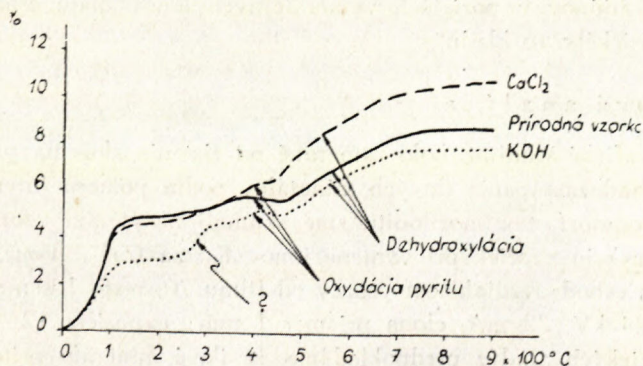
Niekoľko zaujímavých poznatkov prináša porovnanie kriviek DTA a VTA zo vzoriek 2 a 10 (obr. 4, 6 a obr. 9, 10). Ako sme už spomenuli pri nasýtení vzoriek rôznymi vymeniteľnými kationmi mení sa ich termická charakteristika ak použijeme metódu DTA.

Pri študovaní kriviek na obr. 9 zistíme, že:

1. množstvo H_2O , ktoré unikne pri dehydroxylácii prírodných vzoriek a vzoriek nasýtených K^+ a Ca^{2+} je približne rovnaké (6 %, 5,4 % a 5,7 %);
2. množstvo vyššie dehydroxylujúcej zložky je pri prírodnej a Ca^{2+} nasýtenej vzorke rovnaké (3,4 a 3,7%);



Obr. 9. Váhová termická analýza vz. 10. Charakteristické sú dva dehydroxylačné stupne. — Thermogravimetric analysis of sample 10. Dehydroxylation takes place in two separate temperature regions. DTA curves are on fig. 6.



Obr. 10. Váhová termická analýza vz. 2. — Thermogravimetric analysis of sample 2. Dehydroxylation of clay minerals is covering more than 200 °C.

3. oba stupne dehydroxylácie pri vzorke nasýtenej K^+ splývajú;

4. pokles váhy medzi teplotami 250–350 °C pri prírodnej vzorke činí 0,7 %, pri vzorke nasýtenej Ca^{2+} 0,8 %, kým pri vzorke nasýtenej K^+ až 1,6 %. Počiatok úbytku na váhe klesá smerom k nižším teplotám v spomínanom poradí:

5. množstvo medzivrstvovej vody u jednotlivých vzoriek nie je rovnaké.

Fakty pod bodom 1. a 2. sú samozrejme, ak pri nasycovaní ílového minerálu nedochádza k jeho rozkladu. Mierne zvýšenie obsahu vyššie dehydroxylujúcej zložky pri ílovom komplexe nasýtenom Ca^{2+} (o 0,3 %) môže vzniknúť chybným meraním; môže však byť aj dokladom určitej fixácie K^+ ílom. Závažná je skutočnosť v bode 3. Príčinami tohto javu sme sa už zaoberali, chceme len ešte dodať, že — na rozloženie síl a na energiu väzby OH skupiny v mriežke podľa udávaných výsledkov určitý vplyv má aj charakter vymeniteľného iónu. Nezrovnalosť, ktorú sme zaznamenali v bode 4, úzko súvisí s malou endotermnou výchylkou na krivke DTA vzorky nasýtenej K^+ .

Zaujímavé sú niektoré nezrovnalosti medzi výsledkami DTA a VTA. Podľa DTA by pri nasýtení vzorky iónom K^+ malo zmiznúť, alebo sa aspoň podstatne zmenšilo množstvo vody, ktoré uniká pri nižšej dehydroxylačnej teplote. Naproti tomu by mala narásť veľkosť dehydroxylačného stupňa nad 600 °C. Na krivke VTA to však nepozorujeme. Podľa sklonu krivky v oblasti dehydroxylácie môžeme usudzovať, že rýchlosť unikania hydroxylovej vody je v celom rozsahu teplôt približne rovnaká. Potom je ťažko vysvetliť, prečo reakcia rozkladu, prebiehajúca pri nižšej teplote sa v prípade nasýtenia K^+ iónom neprejavila ako intenzívne endotermná a naopak, prečo sa pri nasýtení Ca^{2+} iónom pomery zásadne menia.

Príčina rozdielu medzi množstvom medzivrstvovej vody v prírodnej vzorke a vo vzorke nasýtenej Ca^{2+} je v tom, že druhá bola sušená pri 60 °C, prírodná vzorka pri teplote v miestnosti. Rozdiel medzi vzorkou nasýtenou iónmi Ca^{2+} a K^+ je v množstve molekúl vody, umiestnených medzi vrstvami minerálu.

Výsledky termickej analýzy možno zhrnúť takto:

1. vo vzorkách sú prítomné organické látky v množstve do 4 %;
2. ako ílový minerál je vo všetkých vzorkách prítomný ílit a v niektorých vzorkách bola termicky dokázaná prítomnosť montmorilonitu;
3. prítomnosť termicky stanoviteľného množstva kalcitu je typická pre jednu z mineralogických asociácií študovaných zemín;
4. ílový komplex v určitej miere prednostne pohlcuje K^+ ;
5. zmeny katiónov v pozíciách vymeniteľných iónov majú značný vplyv na charakter termického rozkladu.

Röntgenová analýza

Röntgenografické štúdium bolo zamerané na zistenie zloženia prírodných vzoriek a na odhad zastúpenia ílových minerálov podľa pomeru intenzít bazálnych reflexov. Prítomnosť montmorilonitu sme skúmali nasýtením vzorky glycerínom a sledovali reakciu vzoriek pri výmene iónov K^+ za Ca^{2+} . Použili sme pritom metódu na priechod; vzdialenosť vzorky od filmu 70, resp. 100 mm, nefiltrované Fe žiarenie 24 kV, 22 mA, clona priemer 1 mm; expozícia 12–14 hodín. Na základe chemických analýz predpokladáme, že ílové minerály prítomné vo vzorkách sú dioktaedrické. Prehľad čiar (bazálnych reflexov), ktoré sme našli vo vzorkách je v tab. 7.

Tabuľka 7.

Prírodná vzorka		nasýtená K iónom	nasýtená Ca ²⁺	
	nasýt. glycerínom			nasýt. glycerínom
14,35—15,5	17,6—17,7	12,4	14,75—15,1	17,7
10,1	10,1	10,1	10,1	—

Hodnota bazálneho reflexu montmorilonitu sa pohybuje v medziach 14,35 až 15,5 kX v závislosti na vlhkosti študovaného materiálu, hoci všetky vzorky boli sušené za rovnakých podmienok. Zmeny spôsobené výkyvmi teploty a vlhkosti v laboratóriu (K o n t a 1959) predstavujú maximálne 0,7 % váhy vzorky u prakticky čistého montmorilonitu a nemôžu zapríčiniť rozdiel 1,15 kX v hodnote bazálneho reflexu. Hodnota bazálneho reflexu ilitu je rovnaká pre všetky vzorky — 10,1 kX. Vo dvoch vzorkách sme našli slabý reflex hodnoty 7,3 kX; po nasýtení vzorky glycerínom táto čiara zmizla. U vzoriek nasýtených glycerínom sa objavil reflex 17,7 kX, typicky pre napučiajúce trojvrstvové minerály. Reflex 10,1 kX sa vplyvom nasýtenia vzorky glycerínom nezmenil.

Intenzita meraných bazálnych reflexov ukazuje, že dominujúcim ílovým materiálom je montmorilonit. Aj keď preparát bol orientovaný (čo podstatne zvýšilo intenzitu 001 reflexu montmorilonitu), sú rozdiely v pomere intenzít tak veľké, že vzájomný pomer medzi montmorilonitom a ilitom je najmenej 1:3.

Štúdiom fixácie K na trojvrstvových mriežkach sa zaoberal Weaver (1958), ktorý zo stupňa prednostného pohlčovania iónu K urobil určité genetické uzávery. Zistil, že u montmorilonitov, vermikulitov a glaukonitov po nasýtení v ln KOH dochádza ku kontrakcii mriežky. Bazálny reflex nadobúda hodnotu 12,4 alebo 10,2 kX; môže dôjsť aj k interstratifikácii štruktúr s hodnotami 10,2 a 12,4 kX, pričom výsledný bazálny reflex sa pohybuje medzi oboma krajnými hodnotami. Stupeň kontrakcie je priamo závislý na pomere rozloženia iónov substituovaných v koordinácii 4 a 6 (vo vrstve tetraedrov a oktaedrov). Charakter substitúcie je značne závislý na východnom materiáli, z ktorého expandovateľný minerál vznikol. V prípade kontrakcie mriežky spojenej so vznikom bazálneho reflexu 10,2 kX, predpokladá Weaver východzí materiál s vysokým stupňom substitúcie v koordinácii 4 (sľudy, ility a pod.), pri hodnote 12,4 kX, hlavne vulkanický popol a vulkanické sklo.

Na niekoľkých vzorkách sme zisťovali stupeň kontrakcie mriežky ílového minerálu. Nasycovanie vzoriek sme už opísali v stati o termickej analýze. Výsledky sú v tab. 7. Hodnoty bazálnych reflexov sa zmenšili na 12,4 kX po nasýtení vzorky iónmi K⁺. Po spätnom nasýtení vzoriek iónmi Ca²⁺ a vysušení pri 60 °C stúpila na pôvodnú hodnotu 14,75—15,1 kX. Vzorky nasýtené glycerínom expandovali na 17,7 kX. Čiara 10,1 kX nereagovala na zmenu sýtiaceho iónu, ani na sýtenie glycerínom.

Röntgenograficky bol vo vzorkách zistený montmorilonit a ilit. Vzájomný po-

mer difrakčných čiar oboch minerálov ukazuje, že montmorilonit je prevládajúcim ílovým minerálom. Bazálny reflex vzoriek sa mení po nasýtení iónom K na 12,4 kX a nenašli sme známky prítomnosti zmiešaných štruktúr.

Kapacita výmeny iónov

bola stanovená metódou podľa ČSN 72 1592. Na stanovenie sme použili prírodné vzorky a separovanú ílovú frakciu. Kapacita výmeny iónov u prírodných zemín sa pohybovala medzi 14,78 a 37,71 mgekv/100 g zeminy, u separovaných vzoriek 41,53 až 108,6 mgekv/100 g zeminy.

Hlavným vymeniteľným katiónom je Ca^{2+} , čo je v slienitej hornine prirodzené. Obsah vymeniteľného K^+ v prírodných vzorkách bol 0,2–0,5 mgekv K^+ /100 g, v separovaných 1,7–2,8 mgekv K^+ /100 g. Obsah vymeniteľného Na^+ v prírodných vzorkách je 0,7–2,7 mgekv Na^+ /100 g, v separovaných 0,9–2,1 mgekv Na^+ /100g. Ostatný draslík prítomný v hornine nebol vymeniteľný použitou metódou. Predpokladáme, že K je v hornine viazaný čiastočne v ilite, čiastočne je zachytený v mriežke montmorilonitu a nebol vytlačený iónmi NH_4^+ pri výmennej reakcii. Priemerný obsah K v separovaných vzorkách odpovedá 47 mgekv K^+ /100 g. Ak predpokladáme prítomnosť 20–30 % ilitu vo vzorkách, je viac ako $\frac{2}{3}$ všetkého K^+ viazaného v ilite. Mineralogické rozbory ukazujú, že hlavný minerál je montmorilonit. Kapacita výmeny iónov ílovej frakcie potvrdzuje správnosť týchto údajov.

Podľa Grimma (1953) je kapacita výmeny iónov pre kaolinit: 3–15 mgekv/100 g; halozit dehydratovaný 5–10; hydratovaný 40–50; montmorilonit 80 až 150; ilit 10–40; vermikulit 100–150.

Mielenz – King (1955) udávajú pre montmorilonit 60–160 mekv/100 g, pre ilit 20–40 mekv/100 g. Naše výsledky sa pohybujú medzi kapacitou výmeny iónov ilitov a montmorilonitov a čast v blízkosti spodnej hranice kapacity výmeny iónov montmorilonitov.

Zhrnutie

V stati o mikro a makrochemizme hornín zosuvného svahu sme sa pokúsili rekonštruovať vplyv podzemných vôd na chemizmus hornín a nájsť vzájomné vzťahy medzi chemizmom a mineralogickým zložením. Mineralogický rozbor ílov ukazuje, že prevládajúcim minerálom je montmorilonit, ktorý Čičel charakterizuje ako prechodný typ medzi montmorilonitmi s nižšou a vyššou dehydroxylačnou teplotou, s priemerným stupňom substitúcie v koordinácii 4 blízky 0,40 (5 % pozícií). Tým si možno vysvetlíť, prečo na krivkách DTA sa zdá byť montmorilonit prítomný iba v malých množstvách, kým röntgenová analýza a kapacita výmeny iónov ukazujú opak. V množstve 20–30 % predpokladáme prítomnosť ilitu. Ílový komplex obsahuje nevymeniteľný K ión, viazaný prevažne na ilit a čiastočne na montmorilonit.

Lektoroval inž. J. Jonák

LITERATÚRA

- [1] Barshad I., 1948: Vermiculite and its relation to biotite as revealed by base exchange reactions, X-ray analysis, differential thermal curves and water content. Amer. Min. vol. 33. — [2] Barshad I., 1950: The effect of the interlayer cations on the expansion of the mica-type of crystal lattice. Amer. Min. vol. 35. — [3] Barshad I., 1954: Cation exchange of mica-ceous minerals: II — Replaceability of ammonia and potassium from vermiculite, biotite and montmorillonite. Soil. Sci. vol. 78. (cit. podľa 30). — [4] Bradely W. F.; Grim R. E., 1951: High temperature thermal effects of clay and related materials. Amer. Min. vol. 36. — [5] Burst J. F.: 1958: Mineral heterogeneity in „glauconjte“ pellets. Amer. Min. vol. 43. — [6] Clarke F. W., 1924: U. S. Geological Survey Bull. 770. (cit podľa 29). — [7] Čechovič V., 1959: Geológia tretohorných vrstiev severného okraja handlovskej uhoľnej panvy. Geol. práce, Zošit 53, Bratislava. — [8] Čechovič V., 1961: Zpráva o geologických pomeroch v okolí zosuvu v Handlovej v r. 1960—1961. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [9] Čičel B., 1963: On the problem of bond strength of hydroxyl group in layer silicates. Geol. práce, Zprávy 30, Bratislava. — [10] Foster M. D., 1953: Geochemical studies of clay minerals: II — Relation between ionic substitution and swelling in montmorillonites. Amer. Min. vol. 38. — [11] Grim R. E., 1953: Clay mineralogy, McGraw Hill Book Co. New York. — [12] 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. Amer. Geol. Soc. Bull. vol. 60. — [13] Gorbunov N. I., 1955: Glinistyje mineraly černoziemov i soloncovych počv. Počvoved. No. 11. — [14] Heystek H., Schmidt E. R., 1953: The technique of DTA and its application to some South-African minerals. Trans. Geol. Soc. of S. Africa, vol. 61. — [15] John W. D., Jonas E. C., 1954: Some observations on the relation between isomorphism and properties of clays. Journ. Geol. vol. 62. — [16] Keith M. L., Degens E. T., 1959: Geochemical indicators of marine and fresh-water sediments. In Researches in geochemistry, editor P. H. Abelson, John Wiley and sons, New York. — [17] Konta J., 1959: Studium jílových minerálů za konstantních pracovních podmínek v laboratoři. Silikáty roč. 3. — [18] Kukovskij E. G., 1958: O minerale bejdelite, zborník Issl. i ispolz. glin., Izd. Lvov. univ. Lvov. — [19] Lehotayová R., 1959: Mikrobiostratigrafický výskum terciéru severnej časti handlovskej panvy. Geol. práce, Zošit 53, Bratislava. — [20] Mach C., Tužinský A., Jakubec L., 1961: Inžiniersko-geologické a hydrogeologické pomery handlovského zosuvu. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [21] McEvan D. M., 1951, Neglinistyje mineraly v glinach, v knihe I X-ray identification and crystal structures of clay minerals, G. W. Brindley (editor), ruský preklad 1955, Izd. Inostr. Lit. Moskva. — [22] McLaughlin R. J. W., 1955: Geochemical changes due to weathering under varying climatic conditions. Geochim et Cosmochim. Acta, vol. 8. — [23] Mielenz R. C., King M. E., 1955: Physical-chemical properties and engineering performance of clays. Dep. Nat. Res. of California, Bull. 169, San Francisco. — [24] Pašek J., Rybář J., Nemček A., Buroš J., 1961: Zpráva o inžiniersko-geologickom mapovaní Handlovskej kotliny 1:5000. Rukopis, archív GÚDŠ, Bratislava. — [25] Pospíšil P., 1961: Hydrogeologické pomery širšieho okolia zosuvnej oblasti v Handlovej. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [26] Vaškovský I., Gazda S., Halouzka R., Škvarka L., Dorotiak V., 1961: Zpráva o inžiniersko-geologickom výskume zosuvného územia JV od Handlovej. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [27] Vekilova F. I., Borovskaja J. B., 1960: Kobaľt i nikel' v počvach nekotorych rajonov Malogo Kavkaza. Izv. AN Azerb. SSR, geol.-geograf. No 6. — [28] Vikulova M. F., 1955: O novejšich metodach issledovanij glinistych mineralov. Trudy sovešč. rabot. min.-petr. laboratorij, Gosgeolizdat, Moskva (podľa 18). — [29] Weaver Ch. E., 1958a: Geologic interpretation of agrillaceous sediments. Part I. Origin and significance of clay minerals in sedi-

mentary rocks. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. vol. 42. — [30] Weaver Ch. E., 1958b: The effects and geologic significance of potassium „fixation“ by expandable clay minerals. Amer. Min. vol. 43. — [31] Wiklander L., 1950, Fixation of potassium by clays saturated with different cations. Soil Sci. vol. 69 (cit. podľa 11). — [32] Yoder H. S., Eugster H. P., 1955: Synthetic and natural muscovites. Geochim. et Cosmochim. Acta vol. 8. — [33] Zvjagin B. B., 1958: Elektronografičeskoje issledovanie bejdelitov i monotermitov. Zbornik Issled. i ispolz. min. glin. Izd. Lvov. univ. Lvov.

DISKUSIA

JÁN KANTOR

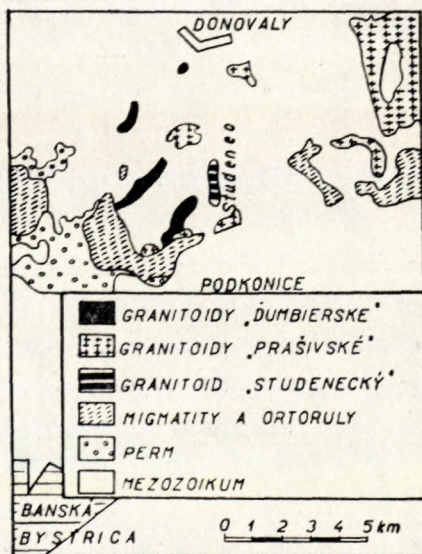
JE STUDENECKÝ GRANIT ZO ZÁPADNEJ ČASTI NÍZKÝCH TATIER KRIEDOVOU INTRÚZIOU?

Najzápadnejšiu časť nízkotatranského kryštalinika v poslednej dobe detailne študoval D. Kubíny. V svojej práci o mladých granitoidoch v Západných Karpatoch Kubíny (1962) dokazuje hlavne na základe podrobných terénnych výskumov ako i petrografického štúdia alpínsky (kriedový) vek granitu od Studeneckého potoka, tvoriaceho vraj kontakty so spodnotriasovými kvarcitami.

Biotitový koncentrát zo „studenického“ granitu vykázal podľa našich výskumov: $K = 7.413 \%$; $A/K^{40} = 0.0177$, čomu pri konštantách $\lambda_K = 0.557 \times 10^{-10} \text{ r.}^{-1}$ $\lambda_B = 4.72 \times 10^{-10} \text{ r.}^{-1}$ odpovedá absolútny vek

$$t = 296 \text{ miliónov rokov}$$

Z uvedeného vyplýva, že „studenický“ granit Kubínyho nie je kriedového, ale variskeho veku a patrí k najzápadnejším výbežkom „prašivského“ granitu (Kantor 1959); tomu nasvedčuje i jeho chemizmus uvádzaný Kubínym. Terénne pozorovania a petrografický výskum, o ktoré sa Kubíny opiera pri dokazovaní kriedového veku „studenického“ granitu, si preto vyžadujú revíziu.



LITERATÚRA

- [1] Kantor J., 1959: Príspevok ku geochronológii nízkotatranských granitoidov. Geol. práce, Zprávy 20, Bratislava. — [2] Kubíny D., 1962: Mladé granitoidy v Záp. Karpatoch a ich vzťah ku granitoidom variským. Geol. práce, Zošit 62, Bratislava.

IS THE „STUDENEC“-GRANITE FROM THE WESTERN PART OF THE LOWER
TATRAS A CRETACEOUS INTRUSION?

The westernmost part of the „core-mountain“ Nízke Tatry (Lower Tatras) has been during the last years systematically studied by D. Kubíny. In his paper „Young granites of the Western Carpathians and their relation to variscian granitoids“ (Kubíny 1962) he comes to the conclusion that the so called „Studenec“-granite represents a young, cretaceous intrusion.

A biotite concentrate of the „Studenec“-granite has been investigated at the Geological Institute D. Štúr in Bratislava and gave a potassium-argon age of 296 m. y. This is in good agreement with the dating of the main types of granitoids from the Lower Tatras (Kantor 1959) outcropping close to the East of the Studenec valley and indicates an affinity of the „Studenec“-granite to the „Prašivá“-type of variscian age. The field observations and the petrographic investigation on which D. Kubíny postulates a cretaceous age for the „Studenec“-granite need a revision.

*Geological Institute D. Štúr
Bratislava*

RECENZIE

A. S. D a g y s : Věrnětriasovuje brachiopody juga SSSR. Izdatel'stvo Akademiji nauk SSSR, Moskva 1963 (238 stran, 31 tabulí).

V publikaci jsou zpracováni svrchnotriasoví ramenonožci severozápadního Kavkazu, Krymu a jihovýchodního Pamíru. Po krátkém historickém přehledu dosavadního výzkumu triasových ramenonožců SSSR a stratigrafickém přehledu svrchnotriasových sedimentů jižních oblastí SSSR následuje podrobný popis rozsáhlého materiálu ramenonožců (pro studium byly použity i starší sbírky A. S. Mojsejeva, jediného autora, který se dříve ramenonožci triasu těchto oblastí zabýval). Popisování ramenonožců jsou v publikaci řazeni do 3 řádů, 6 nadčeledí, 15 čeledí, 36 rodů (z toho 8 nových a 1 nomen novum) a 78 druhů (28 nových). Z nových rodů uvedeme jen ty, které jsou vztahovány na druhy i u nás se vyskytující. Ze spiriferinoidních forem to jsou rody *Zugmayerella* (typický druh *Spiriferina koesse-nensis* Zug m., 1882 — dále sem patří i *Spirifer uncinatus* Sch a f h., 1851) a *Sinuocosta* (typ. druh *Spirifer emmrichi* S u e s s, 1854); z athyridních forem rod *Neoretzia* (typ. druh *Retzia superbescens* B i t t., 1890); z terebratulidních forem rod *Triadithyris* (typ. druh *Terebratula gregariaeformis* Zug m., 1882).

Triadithyris gregariaeformis je udávána A. S. D a g y s e m z nóru i rétu, zatímco u nás nebyla dosud v nepochybném rétu zjištěna. Vnitřní stavba tohoto druhu se liší podstatně od rétské vůdčí formy *Rhaetina gregaria*, zatímco vnější charakter schránek je — zvláště při porovnávání většího počtu jedinců — zcela neodlišitelný, což bylo příčinou vzájemného zaměňování těchto druhů. Základním rozdílem ve vnitřní stavbě je utváření zámkových destiček, resp. přítomnost septalia u rodu *Rhaetina*. U rodu *Triadithyris* nikdy nedochází k naznačení dorzální mediální lišty („septa“) nebo k přirůstání septaliových destiček ke stěně

hřbetní misky. A. S. D a g y s považuje oba druhy, resp. rody, za podstatně odchylné; klade v rámci nadčeledi *Terebratulacea* rod *Rhaetina* do čeledi *Dielasmatidae*, kdežto rod *Triadithyris* ponechává v čeledi *Terebratulidae*.

Na konci publikace zaujímá autor stanovisko ke stratigrafickému rozpětí jednotlivých popsaných druhů a k některým otázkám odlišení rétského stupně s ohledem na biostratonomii nóru a rétu. Ve všech studovaných oblastech jižní části SSSR končí svrchnotriasový komplex uloženinami, jejichž stáří je možno posuzovat pouze jako nóricko-rétské a které obsahuje „smíšenou“ faunu. Ve spojení s tím připomíná autor obdobné biostratigrafické problémy, v literatuře již dříve známé, z některých jiných evropských a asijských lokalit. Z našeho území se odvolává v této souvislosti na okolí Drnavy a na oblast Stratenské hornatiny. Ramenonožcová fauna těchto svrchnotriasových komplexů bývá převážně stáří rétského-„kössenského“ typu, zatímco jiné skupiny, hlavně amoniti a částečně mlži, jsou formami staršími, nórickými. Podle A. S. D a g y s e existuje v současné době řada nevyjasněných otázek rázu paleontologického a stratigrafického, které zatím znemožňují spolehlivé vyřešení vzájemného vztahu mezi biostratografií nóru a rétu ve výše jmenovaných oblastech.

Popisy zpracovávaných ramenonožců s podrobnými údaji o jejich vnitřní stavbě a — u některých druhů — o zjištěné variabilitě jsou doprovázeny v publikaci vyobrazením sériových řezů jednotlivých druhů a schematickými podélnými průřezy schránkami. Autor detailně popisuje většinou i stopy po měkkých částech ramenonožců (svaly, paliální siny); škoda, že pro názornost tuto část popisů nedoprovodil náčrtky. Značným přínosem jsou do-

konale rekonstrukce vnitřků schránek některých druhů a opravdu dobré fotografie v publikaci (pouze některé menší formy by bylo vhodnější reprodukovat ve větším zvětšení).

Dagysova práce, která je vlastně prvním

souborným zpracováním triasových ramenonožců moderním způsobem, je skutečným přínosem pro pracovníky, zabývající se paleontologií triasového útvaru nebo i systematikou ramenonožců.

Miloš Siblík

W. Simon, H. Bartenstein a kol. (Arbeitskreis Deutscher Mikropaleontologen): *Leitfossilien der Mikropaleontologie*, 2 zvázky, teWt a tabule; 432 str. (s 27 fig.), 61 tab. a 22 příloh. Bornträger (Berlin), 1962. Cena 180 DM.

V poslednej dobe sa nám dostáva do rúk súborné dielo od 15 nemeckých mikropaleontológov, ktorí spracovali mikrofaunu ako z morských, tak aj z brakických a sladkovodných sedimentov paleozoika, mezozoika a terciéru. Ide o vynikajúcu mikrobiostratigrafickú prácu, ktorá má aj veľký praktický význam. V úvodnej časti sa autori zaoberajú s taxonómiou a nomenklatúrou; stratigrafickým členením a s ním spojenou terminológiou a nomenklatúrou.

V stratigrafickej časti paleozoikum (vybrané príklady z nemeckého a stredoeurópskeho paleozoika) na základe ostrakódov, foraminifer a konodontov je spracovaný devón, karbón a perm. Najväčšiu pozornosť tu venujú konodontom.

Z triasu je mikrobiostratigraficky spracovaný keuper a rét. Mnohé ostrakódy a mezospóry, i keď sú označené len indexom, nestrácajú vôbec na stratigrafickej hodnote, pretože majú vyznačené vertikálne rozšírenie. Foraminifery, čo do významu pre stratigrafické členenie, sú iba nepatrne zastúpené.

Značná pozornosť je venovaná jure (108 str.), kde sa z jednotlivých amonitových zón uvádza bohatá fauna ostrakód a foraminifer.

Tým, že autori zároveň korelujú mikrofaunu s makrofaunou, bude možné v mnohých prípadoch aj u nás použiť iba mikrofaunu na stanovenie veku jurských sedimentov, hlavne liasu a spodného dogeru.

Sladkovodné wealdienské sedimenty vyvinuté na rozhraní jury a kriedy, ktoré u nás nemajú obdoby, sú veľmi detailne spracované. Vo vrchnom wealdiene (3, 4, 5, 6) sa už sporadicky vyskytujú i morské foraminifery z čelade *Lageninidae*.

Pre aplikáciu na mikrobiostratigrafické pomery Karpát je obzvlášť dôležitá stať o kriede (105 str.); predovšetkým spodnej, nakoľko uvádzané ostrakódy i foraminifery sa v značnej miere vyskytujú aj v Západných Karpátoch. Z vrchnej kriedy sú predovšetkým spracované rody: *Globotruncana*, *Neoflabellina*, *Stensiöina* a *Bolivinooides*.

Terciér (60 str.) je spracovaný stručnejšie. Pre nás má predovšetkým význam spracovanie mikrofauny z klasickej lokality chatu.

V prílohe sú vyobrazené jednotlivé druhy a asociácie. Spôsob reprodukcie obrázkovej a prílohovej časti je dokonalý.

J. Salaj, O. Samuel

GEOLOGICKÉ PRÁCE, ZPRÁVY 31

Vydal Ústredný ústav geologický, redakcia v Bratislave roku 1964
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave.

Vedecský redaktor pg. Ondrej Samuel, C. Sc.

301-03. 2058/I-1963. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave písmom garmond Kolektív.

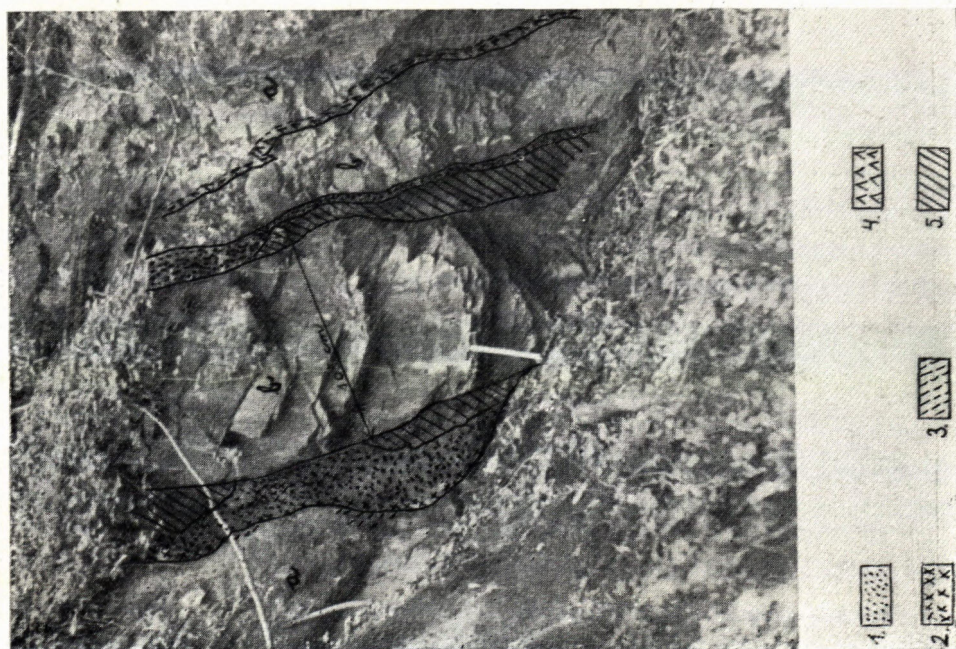
AH 16,76, VH 17,15. K-12*41242

Cena brož. Kčs 20,—

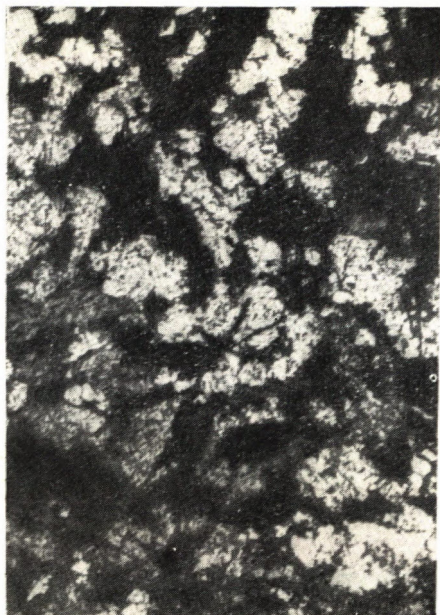
64/III-3



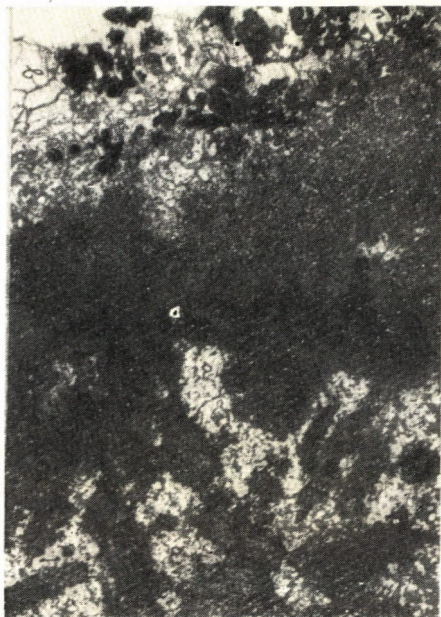
Obr. 1.



Obr. 2.



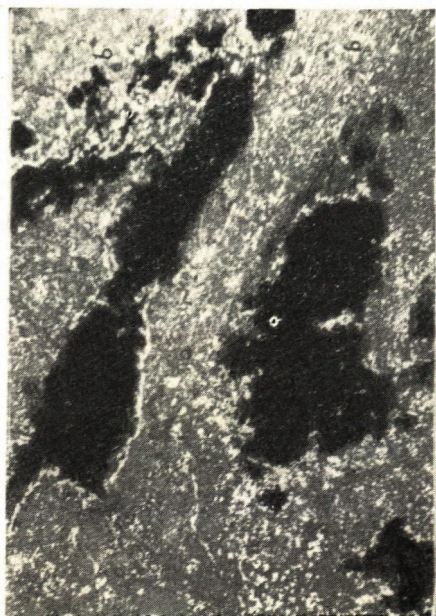
Obr. 1.



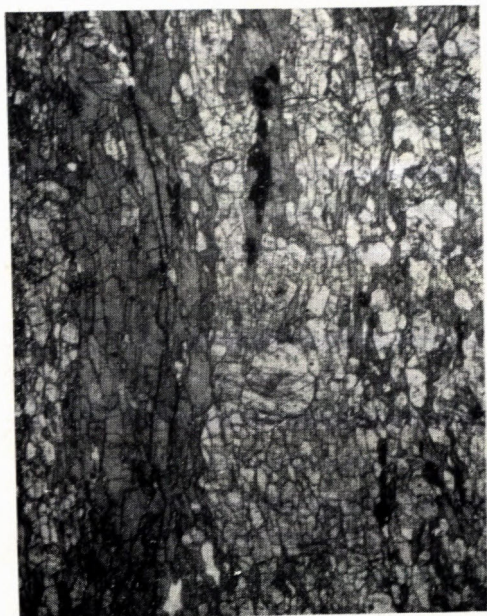
Obr. 2.



Obr. 3.



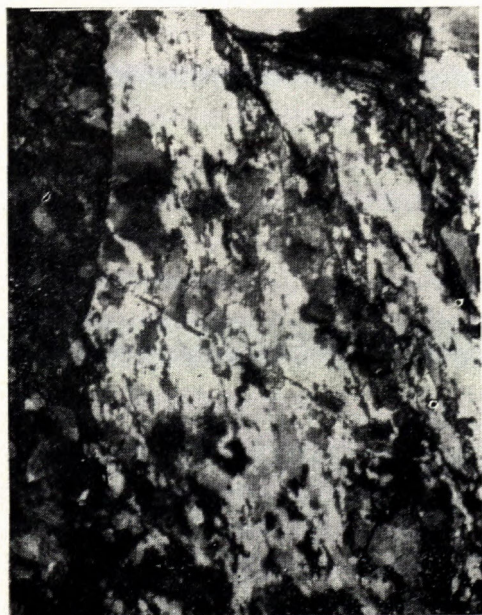
Obr. 4.



Obr. 1



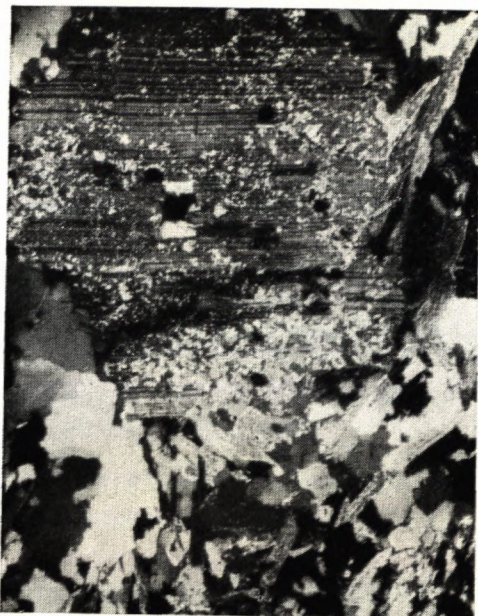
Obr. 2



Obr. 3



Obr. 4



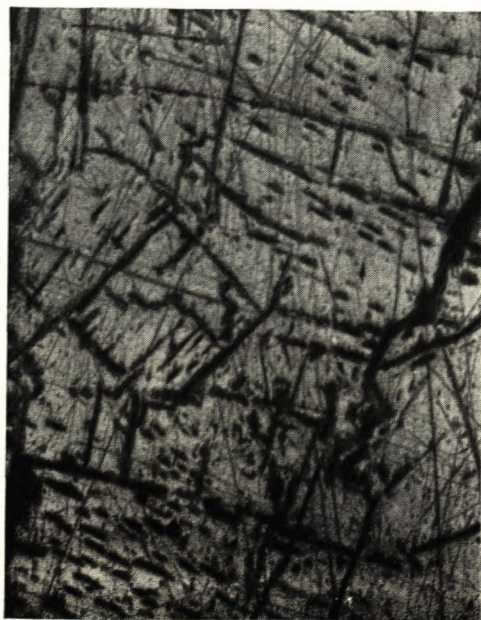
Obr. 1



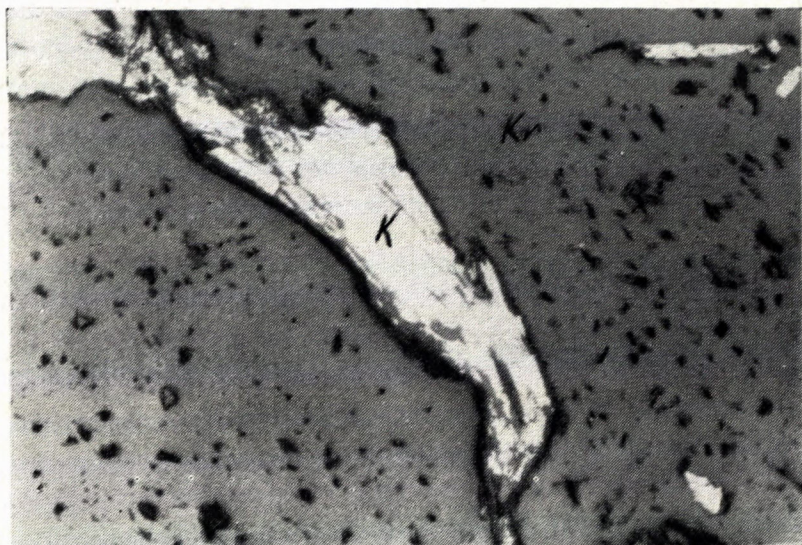
Obr. 2



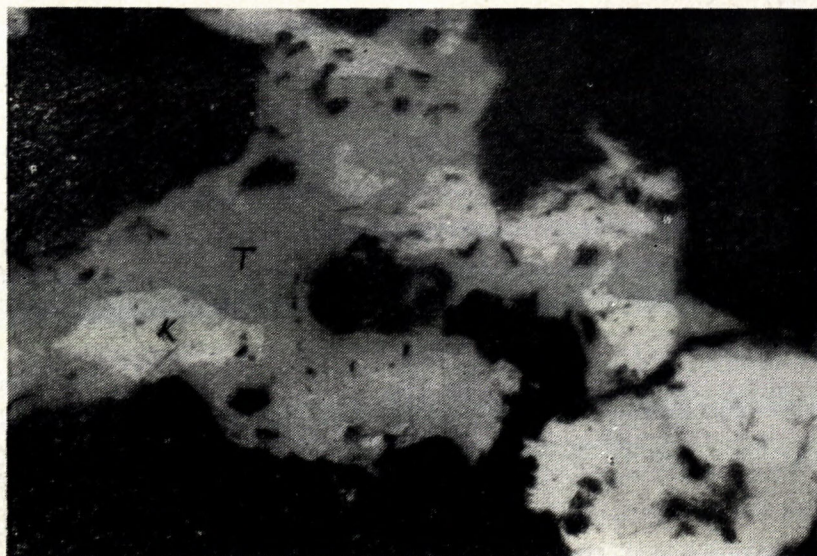
Obr. 3



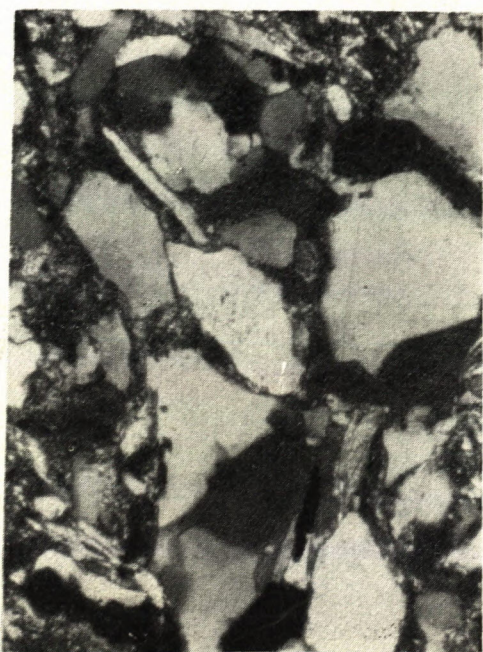
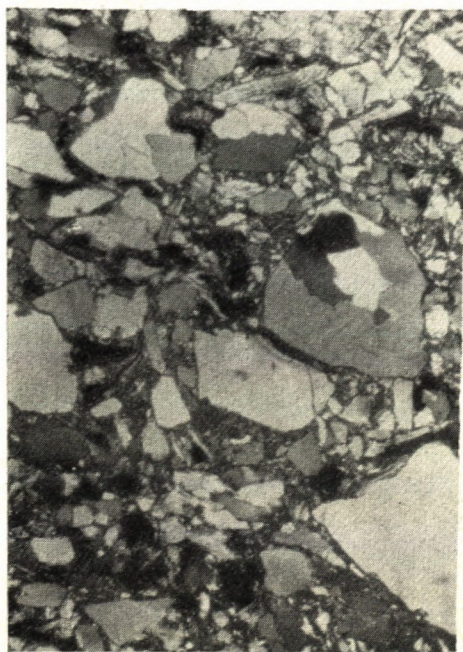
Obr. 4



O b r. 1. Prenikanie kobelitu v stebelnom vývoji cez kremeň. K — kobelit, Kr — kremeň.
Zväčš. 150×.



O b r. 2. Prerastanie kobelitu s tetradritom. K — kobelit, T — tetradrit. Zväčš. 450×.



1. 2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. 9. 10. 11. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 18. 19. 20. 21. 22. 23. 24. 25. 26. 27. 28. 29. 30. 31. 32. 33. 34. 35. 36. 37. 38. 39. 40. 41. 42. 43. 44. 45. 46. 47. 48. 49. 50. 51. 52. 53. 54. 55. 56. 57. 58. 59. 60. 61. 62. 63. 64. 65. 66. 67. 68. 69. 70. 71. 72. 73. 74. 75. 76. 77. 78. 79. 80. 81. 82. 83. 84. 85. 86. 87. 88. 89. 90. 91. 92. 93. 94. 95. 96. 97. 98. 99. 100.

