

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ZPRÁVY 39



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA

BRATISLAVA 1966

Redakčná rada:

Pg. Anton Biely (predseda redakčnej rady), dr. Edita Brestenská, dr. Oto Fusán,
pg. Jozef Gubač, prof. dr. Jakub Kamenický, prof. dr. Miroslav Kuthan,
inž. Eugen Kullman, pg. Ondrej Samuel, inž. Ján Slávik

Vedecký redaktor:

Pg. Ondrej Samuel, CSc.

1319 b



do-keš

4/1967

OBSAH — CONTENTS — INHALT

1. Koděra M.—Michalenko J.—Pástor J.: Nové poznatky o metasomatickom zrudnení a jeho perspektívach na polymetalickom ložisku Banská Štiavnica — Recent Knowledge about Metasomatic Mineralization on the Polymetallic ore deposit of Banská Štiavnica (<i>Plate V</i>)	5
2. Pecho J.: Minerálna asociácia čiernohorských rudných žíl pri Nálepko — Die Mineralassoziation der Čierna Hora-Gänge bei Nálepko (<i>Taf. I—IV</i>)	31
3. Hovorka D.—Slavkay M.: Pikrit od Poník — Pikrite bei Poniky (<i>Taf. VI</i>)	41
4. Ďurkovičová J.: Mineralogicko-geochemický výskum biotitov a granitoidných hornín Západných Karpát — Mineralogical and Geochemical Investigation of Biotites from Granitic Rocks in Westcarpathians	53
5. Eliáš K.: Príspevok k štúdiu kvapalných uzavrenín v mineráloch — Zum Studium der flüssigen Einschlüsse in den Mineralen (<i>Taf. VII</i>)	69
6. Eliáš K.: O niektorých faktoroch vplývajúcich na interpretáciu dekrepitačných analýz v paleotermometrii — Über einige die Interpretation der Dekrepitationsanalyse beeinflussenden Faktoren in der Paläothermometrie	77
7. Koráb T.—Nemčok J.—Samuel O.: K niektorým problémom geológie dukelskej jednotky na východnom Slovensku — Several Problems of the Eastern Slovakia Dukla Unit Geology	85
8. Marschalko R.—Gross P.—Kalaš L.: Paleogén a kvartér hornádskej kotliny — Paleogene and Quaternary of Hornád River Basin S of Vikartovce Ridge	95
9. Bílek K.: Stratigrafické postavení čupských šterků a pestrých vrstev v podloží lanzendorfské série — Zur stratigraphischen Stellung der Čupy-Schotter und der bunten Schichten unterhalb der Lanzendorfer Serie	105
✓ 10. Mořkovský M.: Naftové ložisko litologického typu Brodské — Erdöllagerstätten des lithologischen Types Brodské	119
✓ 11. Kocák A.—Mořkovský M.: Některé nové poznatky o stavbě západních svahů podvihorlatské deprese — Einige neuen Erkenntnisse über den Bau der Westabhänge der Vihorlat-Depression	125
✓ 12. Klír S.: Hydrogeologie podloží neovulkanitů středního Slovenska — Hydrogeological Underlier of Central-Slovakian Neovolcanites	137

- ✓ 13. Franko J.: Juhoslovenské akrototermny — Südslovakische Akrotothermen . . . 145
14. Gazda S. — Čížel B.: Hydrogeochemické štúdiá zosuvného územia v Handlovej 157
15. Zprávy — Diskusia — Recenzie: Kamenický J. — Makovický E.: Molybdenit v granodiorite kráľovohoľského pásma. — Vozár J.: O výskyte melafýrov v mezozoiku krížňanskej jednotky Malých Karpát. — Salaj J.: Deviate európske mikropaleontologické kolokvium vo švajčiarsku 179

MIROSLAV KODĚRA—JOZEF MICHALENKO—JÁN PASTOR

NOVÉ POZNATKY O METASOMATICKOM ZRUDNENÍ A JEHO PERSPEKTÍVACH NA POLYMETALICKOM LOŽISKU BANSKÁ ŠTIAVNICA

Úvod

Na polymetalickom ložisku Banská Štiavnica bolo až donedávna známe iba žilné, príp. žilnikovo-impregnačné zrudnenie vo vulkanických horninách. Až r. 1962 jeden z nás (M. Koděra) zistil v centrálnej hĺbkovej časti ložiska v oblasti žily Viliam a Bieber na III. a V. obzore šachty Emil prvé výskyty metasomatických rúd v mezozoiku. K o d ě r a (1965) uvádza okrem celkovej charakteristiky aj základné litologické, tektonické a priestorové faktory podmieňujúce výskyt tohto typu zrudnenia a načrtáva jeho perspektívy v centrálnej časti ložiska. Novším bankským a vrtným prieskumom v centrálnej časti ložiska sa zistili nové metasomatické telesá, z ktorých niektoré majú značný priemyselný význam. Súčasne sa získali nové poznatky o geologickej stavbe ložiska, hlavne o postavení sedimentov, ich rozšírení a litológii, ako aj o procesoch metasomatického zrudnenia a o jeho charaktere.

Geologická pozícia predneogénnych sedimentárnych hornín

Ojedinelé výskyty predneogénnych sedimentov na ložisku boli známe už v minulosti. Avšak pre ich priestorovú izolovanosť a nedostatočnú preskúmanosť najmä hĺbkových častí ložiska nebolo možné určiť ich presnú štruktúrno-geologickú pozíciu. Predneogénne sedimentárne horniny, vystupujúce na povrch v severnej časti ložiska v oblasti šachty Ferdinand, viacerí geológovia považovali za izolované kryhy (bez bližšieho určenia ich štruktúrnej pozície vo vzťahu k efuzívnemu neogénnemu komplexu a najmä k dioritovým a granodioritovým intrúziám). Obdobné výskyty v hlbších častiach ložiska v oblasti šachty Michal a Maxmilián sa považovali za väčšie xenolitické útržky (kryhy), vynášané intrudujúcimi dacitovými dajkami z hĺbkového podložia pod komplexom efuzívnych hornín (niekde v hĺbke pod úroveň bankských diel; napr. dacitová dajka a sedimentárne horniny v okolí žily Bieber).

Nejasná bola aj predstava o úložných pomeroch granodioritovej intrúzie, o ktorej sa predpokladalo, že vystupuje len vo forme jazykových útvarov menších rozmerov v hĺbkových častiach ložiska.

Výsledky novších štúdií a hĺbkových vrto v centrálnych častiach ložiska (1963 až 1965) uvádzame nižšie.

Predneogénny sedimentárny komplex vytvára na ložisku súvislé podložie neogénnych vulkanických hornín, a to už v nateraz prístupných hĺbkach. Podľa Štohl (1965), ktorý sa zaoberá stratigrafickým začlenením sedimentárneho komplexu, a Bieleho, ktorý porovnával „štiavnický ostrov“ s pohorím Tribeč, patrí komplex sedimentárnych hornín pravdepodobne k werfenu chočského príkrovu, pričom slienito-karbonatické súvrstvia stratigraficky odpovedajú asi kampilu, piesčito-ílovité seisu.

Sedimentárny komplex tvorí „plášť“ intruzívneho masívu, z väčšej časti tvoreného granodioritom, menej dioritom; na povrch vychádza len v severnej časti ložiska, ktorá bola voči južnej mierne vyzdvihnutá. V tejto oblasti ide prevažne o *mramorizované vápence*, ktoré vytvárajú dve kryhy oddelené od seba tektonickou líniou, vyplnenou neskôr dacitovou dajkou. V centrálnej a v južnej časti ložiska sedimentárny komplex nevystupuje na povrch, ale je prikrýty vulkanitmi (o hrúbke cca 500 m). Zatiaľ je zistený dĺžkový priebeh (viac ako 5 km) sedimentárneho komplexu (v smere SSV—JJZ) od šachty Ferdinand (severná časť ložiska) po šachtu Kristína (južná časť ložiska). Južný výskyt komplexu v slienito-karbonatickom vývoji bol zistený vrtom GÚDŠ roku 1965. V oblasti žily Bieber vytvára čiastkovú eleváciu, ktorej os má smer SSV—JJZ s upadáním krídel na VJV—ZSZ. Lepšie je známe východné krídlo elevácie, presledované štyrmi banskými obzormi vo vertikálnom rozsahu cca 230 m a vrtmi 600 až 700 m; jeho sklon kolíše v rozmedzí 25—35°. Západné krídlo je zatiaľ málo presledované.

Pri šachte Michal sú prefárané obidve krídla elevácie, nakoľko je tu zastihnutá vrcholová časť *granodioritovej intrúzie*. Granodiorit je tu silne hybridizovaný v dôsledku asimilácie plášťa. Na Voznickej dedičnej štolni pri šachte Amália je prefáraná len vrcholová časť elevácie bez granodioritového telesa. Podľa výskytu granodioritového xenolitu v dacitovej dajke dá sa predpokladať jeho priebeh pod úrovňou 12. obzoru (Štohl 1962). Potvrdzujú to i výskumy v oblasti šachty Alžbeta, kde na úrovni 12. obzoru bol zachytený granodiorit v podloží sedimentárneho komplexu s úložnými pomermi 60/66° na JV.

Granodiorit (diorit) intrudoval do štruktúr, ktoré sú pravdepodobne výsledkom vrchnokriedového [laramského (?); Rozložník — Šalát 1963] vrásnenia. Pri intrúzii došlo k čiastočnému nadvihnutiu sedimentárneho plášťa, ktorý bol pomerne intenzívne zvrásnený. Neskôr geologickú stavbu skomplikovala poklesová tektonika (staršia ako vulkanický komplex), dobre pozorovateľná najmä vo východnom krídle elevácie. Po vyliatí vulkanitov došlo opäť k porušeniu zlomovou tektonikou.

V granodioritovom telese a v jeho plášti možno teda identifikovať zlomovú tek-

toniku staršiu ako vulkanický komplex (Š t o h l 1965), pričom medzi intruzívnym telesom a vulkanitmi vystupuje v oblasti ložiska vždy sedimentárny plášť; z toho možno usudzovať, že granodiorit je starší ako vulkanický komplex. Medzi dobou intrúzie granodioritu (dioritu) a výlevom vulkanitov došlo k intenzívnej denudácii plášťa granodioritu. V poslednej dobe sme našli aj zvyšky fosílného povrchu v oblasti šachty Amália na úrovni Voznickej dedičnej štôlne, na ktorý sa vyliat pyroxenický andezit. Vekový vzťah granodioritu k dioritu bol jednoznačne potvrdený až v r. 1964, keď sa na 12. obzore v oblasti poľa Juraj (severná časť ložiska) zistili početné apofýzy granodioritu, prerážajúce cez diorit (P a s t o r 1964), resp. úlomky dioritu uzatvorené v granodiorite.

Okrem sedimentárnych hornín in situ treba spomenúť aj výskyty v podobe *xenolitov*, uzatvorených v dacite, ktorý prenikol v podobe dajok a medzivrstevných intrúzií cez sedimentárny komplex i po ich styku s granodioritom a pyroxenickým andezitom. Zatiaľ je najlepšie presledovaná intrúzia dacitu pozdĺž východného krídla elevácie, kde dacit prenikol i do vulkanického komplexu, pretože antiklinálna časť elevácie tu bola pretrhnutá. Opäť porušená bola mladšou poklesovou tektonikou, na ktorej došlo k vzniku rudných žíl. V porušenom vrchole elevácie došlo k lámaniu a uzatváraniu sedimentárnych hornín v podobe xenolitov v dacite (príp. k prenosu xenolitov, avšak amplitúda presunu nebola veľká).

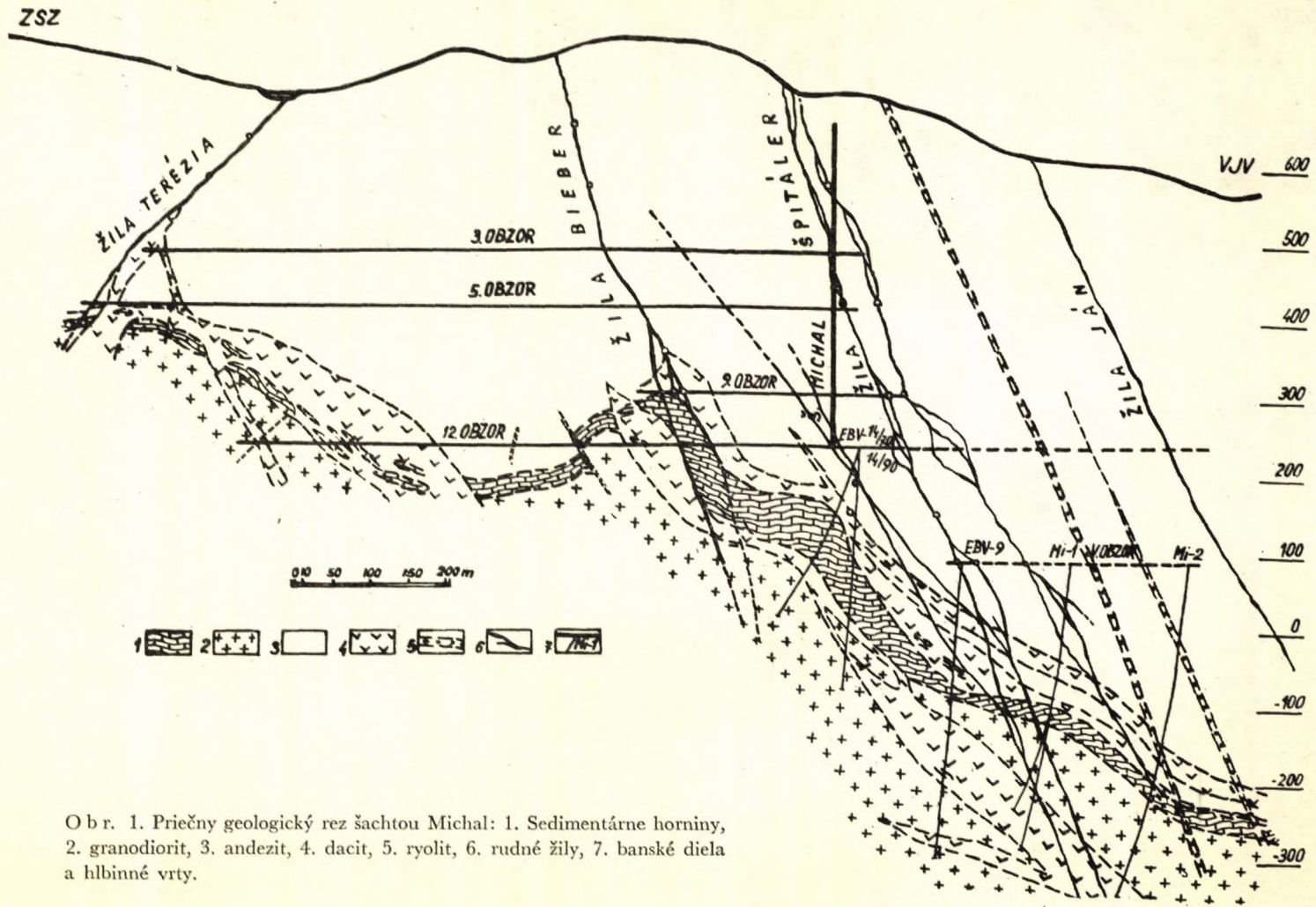
Petrografická a litologická charakteristika sedimentárnych hornín

V minulosti sa v sedimentárnom komplexe rozlišovali len karbonatické horniny, kým ostatné usadeniny sa väčšinou označovali len ako rohovce a bridlice; pod názvom „rohovce“ sa často ponímali aj iné sedimentárne horniny, hlavne rôzne typy klastík. V záujme ďalšieho vyhľadávania metasomatických rúd, viazaných len na niektoré súvrstvia, bolo nutné rozčleniť sedimentárne horniny (aspoň v hrubých rysoch) na slienito-karbonatické a piesčito-ílovité.

Slienito-karbonatické usadeniny predstavujú celistvé biele, šedé a tmavé vápence, brekciovité vápence s rôznorodým materiálom úlomkov, vápence s dobre opracovanými úlomkami svetlého vápence a slieňmi. Miestami sa vyskytujú polohy anhydritu až cez 1 m mocné. *Pelitické piesčito-ílovité usadeniny* tvoria ílovité a slienito-ílovité bridlice, psamitické horniny najmä kremenné pieskovce, pieskovce so slienito-karbonatickým tmelom, kremence, arkózovité pieskovce, arkózy a piesčito-ílovité bridlice.

Významné výskyty metasomatických rúd sú podľa doterajších poznatkov viazané výlučne na horniny slienito-karbonatické; v piesčitých a piesčito-ílovitých sú známe iba žilnikovo-impregnačné typy, prípadne miestami aj menšie telesá viazané na karbonatické vložky.

Pokiaľ ide o priestorové rozšírenie v centrálnej časti ložiska, kde sa zistili metasomatické telesá, možno pozorovať, že na sever od línie šachty Michal prevládajú klas-



O b r. 1. Priečný geologický rez ťachtou Michal: 1. Sedimentárne horniny, 2. granodiorit, 3. andezit, 4. dacit, 5. ryolit, 6. rudné žily, 7. banské diela a hlbinné vrty.

tické kremeité sedimenty; na juh od nej smerom k Voznickej dedičnej štôlni a ďalej dominujú karbonatické členy sedimentárneho komplexu, pričom sa jeho celková mocnosť zväčšuje. Toto priestorové rozšírenie platí aj pre nižšie obzory.

Premeny sedimentárnych hornín

V sedimentárnych horninách možno rozlíšiť tri základné druhy premien a to: kontaktnú, hydrotermálnu a dynamickú.

Kontaktná premena bola na ložisku spôsobená granodioritom, dioritom a nepatrne i intrúziami dacitu. Veľkosť kontaktného dvora je veľmi premenlivá; kolíše od niekoľkých metrov až cez 100 m, pričom najviac závisí na konfigurácii a úklone intrúzie. Najväčší rozsah a intenzitu premeny možno pozorovať v apikálnych častiach intrúzií (štôlna Ferdinand). Tam, kde je úklon kontaktnej plochy medzi intrúziou a plášťom strmší, je aj mocnosť kontaktného dvora veľmi malá (prekopy na žilu Bieber, hĺbkový obzor III, V). Väčšinou ide o izochemickú kontaktnú premenu, pri ktorej vznikli z pieskocov a kremencov kontaktné kvarcity s rekryštalizovanými valúnikmi a tmelom. Z vápenatých hornín vznikli na kontakte hrubozrnné mramorizované vápence, zo slieňov erlany, z ílovitých a slienitých bridlíc rohovce.

Hydrotermálna premena je čiastočne viazaná na postvulkanickú činnosť, ktorá spôsobila propylitizáciu nadložných vulkanitov, ale hlavne na hydrotermálnu činnosť, pri ktorej vznikla žilná výplň, prípadne metasomatické zrudnenie. Prejavila sa silnou dolomitizáciou, sericitizáciou, chloritizáciou, serpentinizáciou, talkizáciou a silicifikáciou.

Dynamická premena. V piesčitých horninách došlo pri tektonických pochodoch prevažne len k ich polámaniu a drveniu; v slienito-karbonatických súvrstvách vznikli pri pohyboch a tlakoch aj početné sekundárne minerály (sericit, chlorit) a ílovité minerály.

Spomenuté druhy premien sa často prelínajú. Staršiu kontaktnú premenu pôvodných minerálov zastiera mladšia hydrotermálna a dynamická premena, takže často ťažko povedať, pri ktorej premene vznikol ten-ktorý sekundárny minerál.

Nové výskyty metasomatického zrudnenia na ložisku

Po menších výskytoch polymetalického metasomatického zrudnenia, zistených roku 1962—63 M. Koděrom, našla geologická služba závodu roku 1964—65 viaceré nové väčšie výskyty, sčasti významné. Všetky novo zistené i predtým známe metasomatické rudné telesá sú vyvinuté vo východnom krídle elevácie sedimentárneho komplexu v blízkosti hlavných štruktúr žily Bieber a Špitaller, resp. ich odžilkov (žila Viliam, Michal) všade tam, kde prenikajú komplexom hornín v slienito-karbonatickom vývoji (pozri obr. 1, 2, 3). Najpočetnejšie nové výskyty metasomatického zrudnenia v meradle celého ložiska sú pozdĺž žily Bieber. Je to podmienené štruktúrnou pozí-

ciou tejto žily prenikajúcej vrcholom elevácie sedimentárneho komplexu, paralelne s jej osou, i tým, že vrcholové polohy elevácie sú dobre sprístupnené banskými prácami už na úrovni 12. obzoru pri šachte Michal, Alžbeta a Amália.

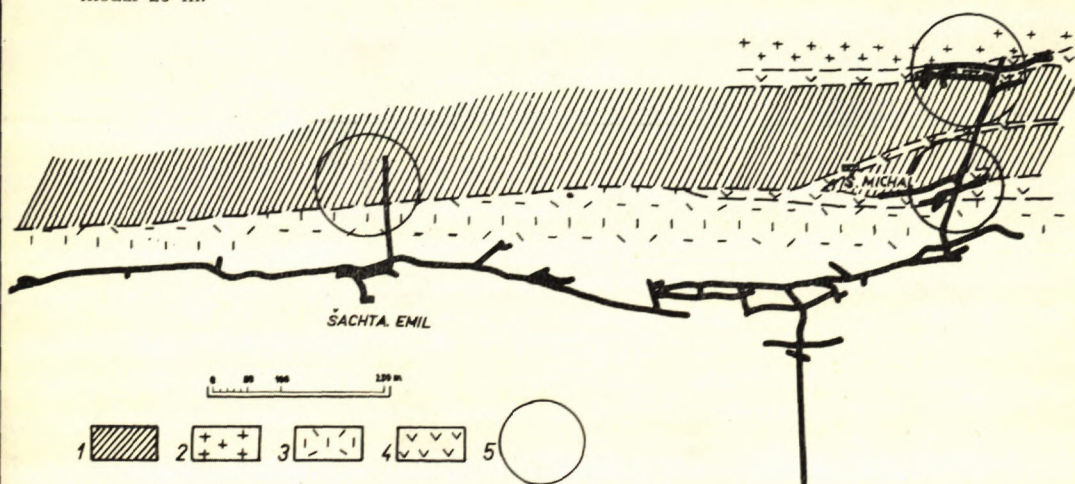
V okolí žily Špítaler sú zatiaľ známe iba menšie výskyty, väčšie telesá možno očakávať vo väčších hĺbkach pod V. obzorom. Doteraz známe výskyty metasomatického zrudenia koncentrujú sa v troch častiach ložiska, v severnej, južnej a centrálnej, (priestory medzi nimi sú zatiaľ nepresledované).

(a) Najsevernejšie známe výskyty metasomatického zrudenia sú v oblasti šachty Michal v severných prekopoch, pretínajúcich horniny východného krídla elevácie na úrovni III. a V. obzoru šachty Emil (detailný popis geologických a mineralogických pomerov týchto výskytov vypracoval K o d ě r a už roku 1962—63). Nové prejavy bilančného metasomatického zrudenia (prevažne galenitového a sfaleritového) sa zistili v sledných chodbách razených po žile Bieber (hlavná a podložná) na 12. obzore smerom na juh od hlavného prekopu vo forme šošoviek a hniezd o dĺžke 3 až 5 m a mocnosti do 0,5 m.

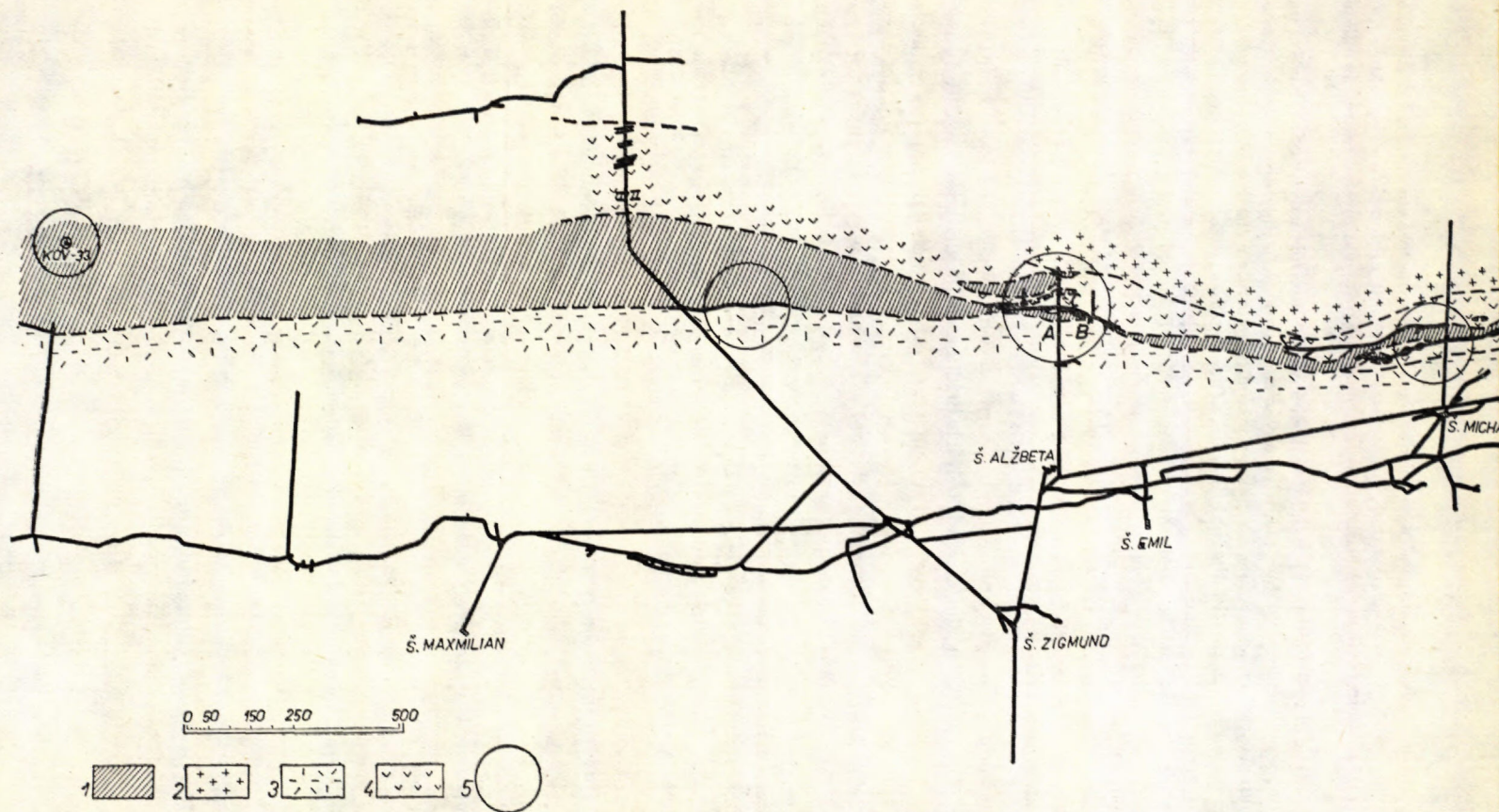
Na III. obzore šachty Emil v miestach hlavnej žily Bieber dosahuje polymetalické zrudenie v karbonatickej vložke v kremitých sedimentoch mocnosti cca 0,5 m. Táto poloha zatiaľ nebola smerne sledovaná.

Na V. obzore medzi predpokladaným priebehom hlavnej žily Bieber a podložnou žilou Bieber pozdĺž kontaktov dacitovej dajky s kremitými sedimentmi smerom na juh od hlavného prekopu je v dĺžke cca 130 m chudobnejšie žilnikovo-impregnačné polymetalické zrudenie. Šírka žilníka presahuje profil chodby.

V slienito-ílovitých horninách s karbonatickými vložkami na tektonickom styku s kremitými sedimentmi cca 10 m v nadloží žilníka je chalkopyrit-hematitové zrudenie o mocnosti 1 až 3 m; zrudnená poloha súhlasná s vrstevnatosťou je prefáraná zatiaľ dvoma prekopmi v rozmedzí 25 m.



Obr. 2. Schematická geologická mapa časti V. obzoru šachty Emil: 1. sedimentárne horniny, 2. granodiorit, 3. andezit, 4. dacit, 5. miesta lokalizácie metasomatického zrudenia.



Obr. 3. Schematická geologická mapa časti 12. obzoru: 1. sedimentárne horniny, 2. grano-diorit, 3. andezit, 4. dacit, 5. miesta lokalizácie metasomatického zrudnenia.

Zistený rozsah žilníkovno-impregnačného zrudnenia s miestnym výskytom metasomatického zrudnenia v oblasti šachty Michal zatiaľ činí smerne cca 200 m, vertikálne po úklone od 9. obzoru po V. obzor (260 m). Vertikálny rozsah chalkopyrit-hematitového zrudnenia nie je zatiaľ známy.

Pri žile Viliam, ktorá predstavuje podložnú bočnú vetvu žily Špitaller, spomína Koděra na styku dacitu so sedimentárnymi horninami polohy metasomatických rúd. Zistilo sa, že tvoria súvislé metasomatické teleso viazané na polohu tektonicky rozrušených, jemne laminovaných slienito-karbonatických a piesčito-ílovitých hornín. Zatiaľ známa dĺžka na III. obzore činí cca 100 m, mocnosť 0,5 až 1,5 m.

Na V. obzore tá istá poloha zrudnenia bola overená slednou chodbou v dĺžke asi 110 m (z toho cca 80 m v bilančnom vývoji); mocnosť polohy je 0,5 až 1 m. Charakter zrudnenia je tu obdobný ako na III. obzore; pokračuje (podľa overenia vrtni max. až 600 m) po úklone pod V. obzorom. Najhlbšie vo vrte Mi-2 prevažne v kremitých sedimentoch o pravej mocnosti 9 m bolo na styku s granodioritom zachytené bilančné žilníkovno-impregnačné *polymetalické zrudnenie*, ktoré zasiahlo celú polohu sedimentov.

(b) *V južnej časti ložiska* boli zistené nepatrné výskyty metasomatického zrudnenia v slienito-karbonatických vložkách v ílovitých bridliciach pozdĺž kontaktu žily Bieber v slednej chodbe na 12. obzore smerom na sever od hlavného prekopu Voznickej dedičnej štôlne. Vrstvičky slienitých a karbonatických hornín sú metasomaticky zatlačané najmä svetlým sfaleritom a pyritom. Najjužnejšie výskyty v blízkosti žily Bieber boli zaznamenané pri šachte Kristína v piargskom rudnom poli v hĺbkovom vrte GÚDŠ roku 1965. V hĺbke 500 m boli navrtané slienito-karbonatické horniny o mocnosti cca 50 m, v ktorých vo forme impregnácií, zrníčok a jemných žiliek pozorovať *metasomatické zrudnenie galenitu, sfaleritu a chalkopyritu*. V hĺbke 550 a 560 m, na kontakte sedimentov s dajkou dacitu, v nadloží i podloží je bohatšie *polymetalické metasomatické zrudnenie*.

(c) *Centrálna časť ložiska*. Z priemyselného hľadiska najvýznamnejšie polohy metasomatického zrudnenia boli zistené v slienito-karbonatických horninách v hlavnom prekope na 12. obzore v oblasti šachty Alžbeta, v miestach predpokladaného priebehu žily Bieber (hlavná a podložná). Zrudnenie je lokalizované pozdĺž kontaktov dacitových dajok, prípadne pyroxenických andezitov a sedimentov vo forme dvoch, resp. troch (v južnej časti prekopu) samostatných telies šošovkovitého tvaru.

Sedimentárne horniny tu predstavujú východné krídlo vrcholovej časti elevácie a tvoria podložie neogénnych pyroxenických andezitov a „plášť“ intrudujúcim granodioritom. Pritom sú segmentované sériou dacitových dajok. Tvoria ich hlavne brekciovité slienité vápence s rôznorodými brekciami vápencov a ojedinele i vápnitých dolomitov, ktorých tmel bol čiastočne dolomitizovaný. Zriedkavé sú i karbonatické sedimenty so zvýšeným obsahom piesčitej a ílomitej zložky, piesčito-ílovité sedimenty s karbonatickými vložkami a sericiticko-kvarcitické bridlice a kvarcitty. Okrem toho sa v karbonátoch vyskytujú i vložky anhydritu (až 1 m mocné) blízko kontaktu s intrudujúcim granodioritom.

Kontaktná premena sedimentov intrúziou granodioritu je veľmi malá a prejavuje sa slabou rekrystalizáciou karbonátov a vznikom malého množstva sekundárnych minerálov; smerom ku granodioritu mierne stúpa. Aj kontaktný účinok dacitových

dajok je veľmi slabý; k tektonickému porušeniu, drveniu, mylonitizácii prípadne zbridlíčnateniu hornín došlo v dôsledku predrudnej i porudnej tektoniky. Smernú *predrudnú* tektoniku, prebiehajúcu vo viacerých fázach, doprevádzala hydrotermálna činnosť, ktorá vyvolala intenzívne premeny hornín a vznik metasomatického zrudnenia. Uplatnili sa tu (v časovom slede) tieto premeny: dolomitizácia, dedolomitizácia (vznik Mg-silikátov), rudná metasomatóza a silicifikácia. Porudná smerná tektonika spôsobila lokálne rozdrvenie už existujúceho metasomatického zrudnenia blízko styku s andezitom, menej i s dacitom.

Štruktúrna pozícia metasomatických rudných telies lokalizovaných v slienito-karbonatických súvrstviach hornín je nasledovná:

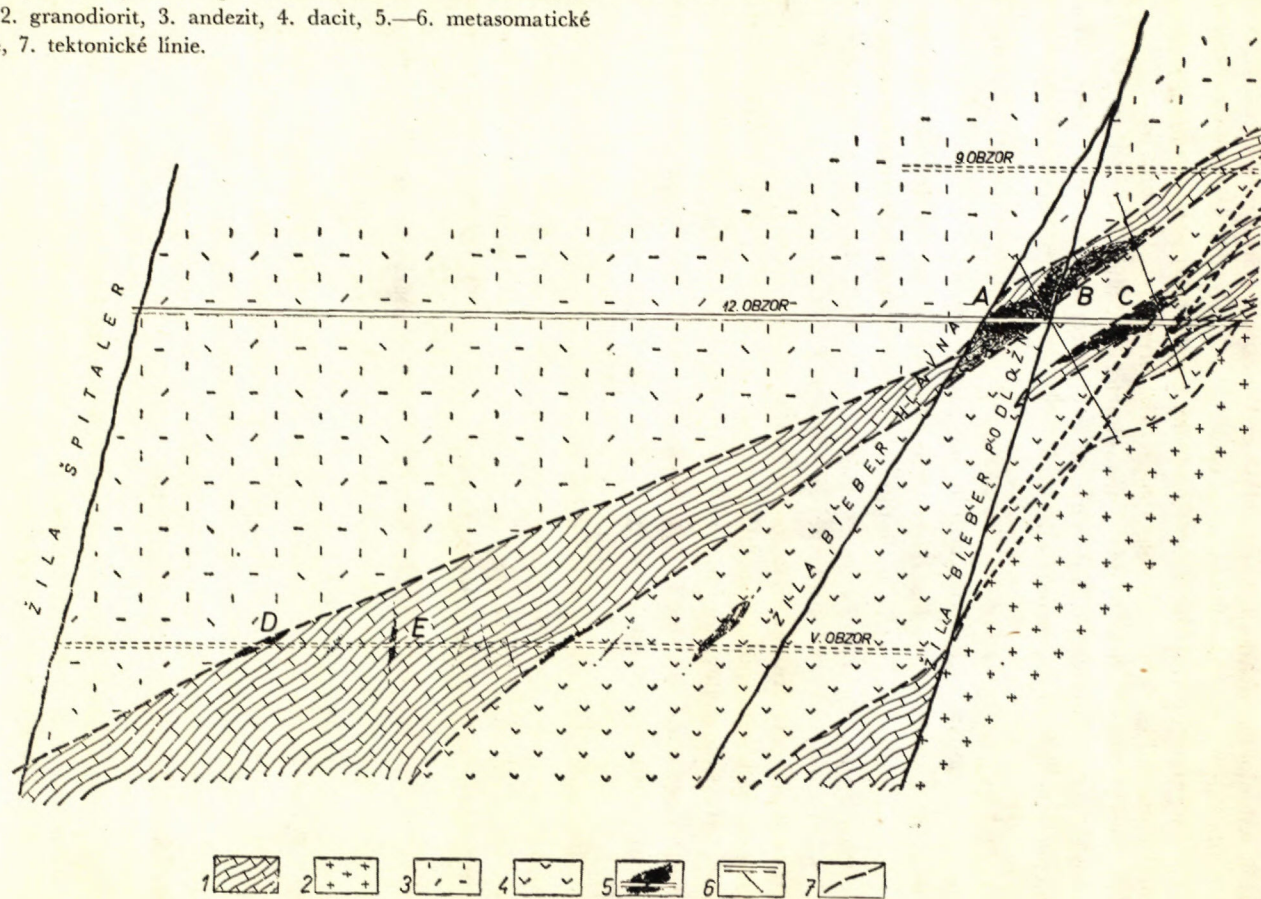
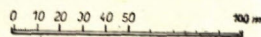
Prvé metasomatické rudné teleso (obr. 4-A) v mieste prefárania prekopmi je v silne slienitých vápencoch s malou kremitou prímесou na tektonickom styku s nadložnými pyroxenickými andezitmi, resp. ich pyroklastickými lávami. V týchto miestach sa predpokladá priebeh hlavnej žily Bieber. Polymetalické žilnikovo-impregnačné, prevažne metasomatické zrudnenie je vyvinuté až na 1 až 1,5 m od kontaktu s andezitmi. Úložné pomery rudného telesa sú: smer 30°, sklon 56 až 60° na V; zrudnenie nebolo sledované smerným banksým dielom.

Druhé rudné teleso (obr. č. 4-B) priemyselného významu bolo prefárané prekopom smerom na západ od prvého (asi 30 m). Je vyvinuté v nadloží dacitovej dajky, prerážajúcej polohu slienitých vápencov. Dajka má smer 30°, sklon 25 až 30° na východ a odpovedá i úložným pomerom rudného telesa (predstavovaného sfaleritom a galenitom, podradnejšie chalkopyritom a pyritom), doposiaľ presledovaného smernou chodbou na vzdialenosť cca 150 bm. Priemerná nepravá mocnosť rudného telesa je 2 až 2,5 m v južnej časti, 5—7 až 20 m v severnej časti. V miestach výskytu metasomatického rudného telesa sa predpokladá priebeh podložnej žily Bieber. Smerom na juh sa zistili aj ďalšie menšie telieska (o dĺžke 3 až 5 m a mocnosti 0,5 až 1 m). Výškové a hĺbkové ohraničenie telesa nie je zatiaľ určené; plytkým vrtom bolo v centrálnej časti telesa overené jeho pokračovanie 50 m po úklone nad 12. obzorom. Hĺbkové pokračovanie zrudnenia možno predpokladať až po štruktúru žily Špitaler približne na úrovni VI. hĺbkového obzoru šachty Emil, teda v rozsahu cca 500 m po úklone.

Podložie metasomatických rúd je ostro ohraničené dacitovou dajkou, do ktorej prenikajú početné žilky galenitu, sfaleritu, chalkopyritu a pyritu; miestami pozorovať aj samostatné žilnikové formy priemyselného významu. Nadložné ohraničenie metasomatického rudného telesa v brekciovitých slienitých vápencoch nie je ostré, ale zrudnenie postupne slabne až vyznieva. Iba v severnej časti telesa, kde sa spája druhá rudná poloha s prvou, je zrudnenie vyvinuté v celej polohe vápencov medzi dacitom a andezitom.

Tretie rudné teleso (4-C) je vyvinuté opäť v sedimentárnych slienito-karbonatických horninách, s podstatne väčším podielom piesčito-ílovitých zložiek, cca 30 až 40 m

O b r. 4. Schematický priečný rez metasomatickým, polymetalickým zrudnením pozdĺž žily Bieber pri šachte Alžbeta: 1. sedimentárne horniny, 2. granodiorit, 3. andezit, 4. dacit, 5.—6. metasomatické zrudnenie, 7. tektonické línie.



v podloží druhého telesa, od ktorého ho delí v nadloží mohutná dacitová dajka o nepravéj mocnosti 28 m. Podložie telesa tvorí tiež dacitová dajka (pozri obr. 4 a 5). Nepravá mocnosť zrudnenia je 12 m; zrudnenie je analogické ako na druhom metasomatickom telese. V centrálnej časti telesa sú väčšie dutiny (o šírke 0,7 až 1 m a neznámej dĺžke) s drúzami rudných minerálov na stenách. Nadložie telesa nie je ostré, makroskopicky ťažko ohraničiteľné; zaniká v mase slienitých hornín vo forme impregnácií a žiliek niekoľko mm mocnosti.

Smerné a výškové ohraničenie telesa nie je známe. V severnej časti sa teleso asi ponára pod dacitovú dajku, ktorá vo forme sillu preniká nad temer horizontálne uložené sedimentárne súvrstvia. Potvrzuje to plytký vrt, ohraničujúci teleso pod úrovňou 12. obzoru, 75 m severnejšie od hlavného prekopu.

V podloží tretieho metasomatického rudného telesa za dacitovou dajkou je ešte menšia poloha (cca 10 až 12 m) slienito-karbonatických hornín s vložkami anhydritu (o mocnosti až 1 m), do ktorých intruduje granodiorit (ide asi o východný okraj granodioritovej intrúzie) so smerom kontaktu 60° a sklonom 60° na východ.

Pozoruhodné sú výskytu metasomatického zrudnenia v prekope na V. obzore, razenom od šachty Emil smerom na západ, kde sú dve telesá priemyselného významu v podloží žily Špitaler a dve telesá nebilančného charakteru. Prvé teleso (obr. 4-D) s bohatým zrudnením *galenitu a sfaleritu* je vyvinuté na styku pyroklastických lát pyroxenického andezitu so slienitými vápencami, asi 87 m Z od žily Špitaler. Priemerná mocnosť rudného telesa v prekope činí 0,6 m (masívne rudy), s rudnými impregnáciami 1,5 až 2 m. Úložné pomery: smer 30° , sklon 60 až 69° na východ. Druhé teleso (obr. 4-E) so zrudnením obdobného charakteru bolo nafárané prekopom cca 60 m Z od prvého telesa, na styku kremenitých sedimentov a vápencov; priemerná mocnosť cca 1 m (bohatá výplň), rudné impregnácie 1 až 2 m. Úložné pomery rudného telesa sú: smer 30° , sklon 63° na Z.

Obe rudné telesá sú vyvinuté 150 m pod úrovňou 12. obzoru a 250 m severnejšie od najväčšieho metasomatického telesa na 12. obzore pri šachte Alžbeta; sú pravdepodobne jeho hĺbkovým pokračovaním (pozri obr. 4).

Zákonitosti lokalizácie metasomatického zrudnenia na ložisku Banská Štiavnica

Zákonitosti lokalizácie metasomatického zrudnenia na ložisku, uvádzané v práci K o d ě r u (1965) a novšie poznatky z posledných dvoch rokov možno zhrnúť nasledovne:

Vznik metasomatického zrudnenia podmieňujú prevažne faktory litologické a štruktúrno-geologické.

(a) **Litologické faktory.** Najvýznamnejšie metasomatické telesá sú viazané na slienito-karbonatické súvrstvia odpovedajúce asi (podľa A. Bieleho) kampilu chočského príkrovu. V piesčito-ílovitých súvrstviach s karbonatickými vložkami so zachovanou pôvodnou vrstevnatosťou vznikajú rudné telesá menších mocností, via-

zané na litologicky priaznivé polohy. V kremitých a v kontaktne silne premenených sedimentoch vznikajú iba chudobnejšie žilníky, ktoré však môžu dosahovať značných mocností.

(b) *Štruktúrno-geologické faktory.* Metasomatické zrudnenie je viazané na kontakty sedimentárnych hornín s nadložným vulkanickým komplexom (andezitmi) i podložným granodioritom. Dôležitú úlohu pri lokalizácii zohrali i predrudné dacitové intrúzie (dajky, silly). Väčšie telesá vznikajú hlavne v ich nadloží. Ideálne podmienky pre vznik väčších metasomatických rudných telies sú v polohách brekciovitých vápencov uzavretých medzi dacitovými dajkami (sillami), prípadne dacitmi a andezitmi (napr. pri šachte Alžbeta; pozri obr. 4). Priaznivé podmienky pre vznik metasomatických telies sú i vo vlastných sedimentoch, hlavne na styku kremitých sedimentov s karbonatickými, prípadne v karbonatických polohách uzavretých v kremitých sedimentoch (pozri obr. 1-E). Zriedkavejšie sú viazané na predrudné tektonické línie priamo v karbonatických sedimentoch. Z uvedeného vyplýva, že hydrotermálne roztoky využívali hlavne tektonické zóny, vznikajúce na rozhraní dvoch inhomogenných prostredí. Tieto zákonitosti lokalizácie metasomatického zrudnenia v Banskej Štiavnici sa zhodujú s poznatkami Mc Kinstryho (1957).

Vznik najväčších rudných telies možno očakávať v okolí preniku hlavných žilných štruktúr cez sedimentárny komplex, ak tento má priaznivý litologický vývoj. Priaznivý sklon komplexu sedimentárnych hornín voči žilným štruktúram (hlavne žila Špitáler a Bieber; pozri obr. 4) umožnil prenikanie hydrotermálnych roztokov pozdĺž tektonicky oslabených rozhraní sedimentárnych hornín, a tým aj vznik metasomatických telies v priestoroch medzi žilnými štruktúrami.

Intenzita metasomatického zrudňovania v doteraz presledovanom rozsahu je priamo úmerná hĺbke. Je pozoruhodné, že s hĺbkou pribúda aj priežilkovo-impregnačné zrudnenie v silne kremitých sedimentoch, ktoré na vyšších horizontoch neboli vôbec zrudnené.

Zatiaľ nemôžeme urobiť jednoznačný záver o priestorovej závislosti rudných stĺpov (na kremenno-polymetalických žilách) a metasomatických rudných telies. Zdá sa, že výskyty metasomatických rudných telies nepodliehajú genetickým zákonitostiam, ktoré sa uplatňujú pri tvorbe rudných stĺpov na žilách. Ako príklad môže slúžiť bohaté metasomatické rudné teleso pri šachte Alžbeta pozdĺž žily Bieber, kde táto v danom dĺžkovom intervale na vyšších horizontoch nebola bilančne zrudnená. Naopak, dá sa predpokladať, že úseky na rudných žilách s dobre vyvinutou nerudnou mineralizáciou nad komplexom sedimentárnych hornín, môžu byť podmienené maximálnym vyzrážaním sa rudných komponentov z hydrotermálnych roztokov už v týchto horninách. Tieto postrehy budú v priebehu ďalších výskumov spresňované.

kých rúd (dolomitizovaný pôvodný vápenec); druhé metasomatické teleso, južná smerná (pozri obr. 8). — Vzorka C: ten istý úlomok, vzorka z prechodnej zóny medzi centrálnou a okrajovou (dolomit postihnutý čiastočnou dedolomitizáciou) (pozri obr. 8). — Vzorka D: okrajová časť toho istého úlomku (dolomit intenzívne dedolomitizovaný s prevahou Mg silikátov) (pozri obr. 8). — Vzorka E: metasomatické rudy v okolí toho istého úlomku (pozri obr. 8). — Vzorka F: metasomatické rudy postihnuté silicifikáciou; severná smerná v tom istom metasomatickom telese.

Priebeh kriviek zastúpenia kalcitu, dolomitu, karbonátu celkove a nekarbonatickej zložky odzrkadľuje celkový priebeh metasomatického procesu, v ktorom možno vyčleniť 4 štádiá: *dolomitizáciu, dedolomitizáciu, rudnú metasomatózu a silicifikáciu* (oddelené od seba i tektonicky).

Počas *dolomitizácie* bol takmer všetok kalcit nahradený dolomitom. Obsah nekarbonatickej zložky a karbonátu celkove ostáva nezmenený. Pri *dedolomitizácii* klesá postupne obsah dolomitu, pričom spočiatku vzniká sekundárny kalcit, ktorý však býva v závere tiež zatlačávaný. Nekarbonatická zložka intenzívne stúpa; *rudná metasomatóza* spôsobuje ďalšie zatlačávanie karbonátov, ktoré sú pri nasledujúcej *silicifikácii* takmer úplne odstránené.

Po doplnení výsledkov manometrie výsledkami mikroskopického štúdia nekarbonatickej zložky možno charakterizovať proces metasomatózy slienitých vápencov takto:

1. štádiu: *dolomitizácia (Mg-metasomatóza)*. Pôvodné slienité vápence boli v okolí tektonických porúch prvými dávkami hydrotermálnych roztokov v rôznom stupni metasomaticky zmenené na drobnokryštalické sivobiele dolomity. Šírka dolomitizácie činí až cez 10 m (napr. v prekope na V. obzore Emil šachty — obr. 9).

2. štádiu: *dedolomitizácia*. V miestach, kde sekundárne dolomity boli porušené ďalšou tektonickou fázou, dochádza za prínosu SiO_2 (časť SiO_2 však môže pochádzať i z ílovitej prímеси) k zatlačaniu dolomitu a ku vzniku Mg-silikátov a sekundárneho kalcitu. Pri tom v tektonicky slabšie postihnutých častiach vzniká chlorit (pozri obr. 1, tab. V), v intenzívnejšie postihnutých partiách, hlavne zvrásnených a vyvalcovaných, serpentínové minerály a mastenec. Ílovitá prímes sa čiastočne mení na sericit. V oboch týchto štádiách nevzniká kremeň; preto sú horniny málo spevnené a značne porézne, čo spolu s ďalším tektonickým porušením umožnilo široké uplatnenie nasledujúcej rudnej metasomatózy.

3. štádiu: *rudná metasomatóza*: spočiatku miestami vzniká značné množstvo *pyritu*, ktorý vytvára v poréznej hornine metakrysty až cez 1 cm veľké. V ďalšom vzniká hlavná masa rudných minerálov — medovohnedý *sferit*, *galenit* a *chalkopyrit*. Kryštalizačné intervaly galenitu a sfaleritu sa výrazne prekrývajú, kým chalkopyrit je mladší a často vystupuje vo forme nesúvislých krátkych žiliek v nich. Nepatrne je zastúpený i vo forme drobných, oválnych odmiešanín vo sfalerite. Časť rudných minerálov vzniká selektívnou metasomatózou karbonatickej zložky, časť i kryštalizáciou vo voľných dutinách (porézne horniny, voľné priestory v tektonických brekciách, dutiny vzniklé čiastočným odnosom Mg-silikátov a sericitu), na puklinách

a pozdĺž plôch bridličnatosti. Z obr. 5 totiž vyplýva, že obsah karbonátu po dedolomitizácii klesá až na 20 %, kým obsah rudných minerálov v metasomatických rudách často dosahuje až 90 %. Aj v tomto štádiu chýba kremeň, alebo vzniká v podradnom množstve, takže metasomatické rudy v miestach nepostihnutých neskoršou silicifikáciou sú porézne a málo spevnené.

4. štádiu m : silicifikácia sa uplatnila iba lokálne; prínos SiO_2 nasledoval po ďalšej tektonickej fáze. Kremeň čiastočne, alebo úplne vyplnil dutiny v poréznych rudách, pričom súčasne zatláča reliktu pôvodných sedimentov, sekundárnych Mg-silikátov, sčasti i rudných minerálov a v rudnej mase vznikajú metakrysty kremeňa. Spolu s kremeňom vzniká i malé množstvo hematitu, galenitu a sfaleritu.

Na vzniku metasomatických rúd sa podieľa iba štvrtá perióda, a preto môžeme jednotlivé štádia metasomatózy považovať za subperiódy tejto periódy. Proces metasomatózy slienitých vápencov je zhrnutý v tabuľke 1.

Tabuľka 1

Priebeh metasomatického procesu v slienitých vápencoch

Prínosová perióda	Sub-perióda	Procesy	Palasom	Metasom
4	a	Mg – metasomatóza (dolomitizácia)	kalcit	dolomit
	b	dedolomitizácia	dolomit flovitá prímes	chlorit, serpentínové minerály, mastenec kalcit sericit
	c	rudná metasomatóza	kalcit, dolomit časť Mg-silikátov	pyrit, sfalerit, galenit, chalkopyrit ± kremeň
	d	silicifikácia	kalcit, dolomit časť rudných minerálov a Mg silikátov	kremeň ± hematit a rudné minerály

Chemizmus metasomatických rúd

Metasomatické rudy v karbonatických sedimentoch sa vyznačujú podstatne vyššou priemernou kovnosťou (cca 2–5× väčšou oproti žilným). Priemerné pomerné zastúpenie jednotlivých kovov podľa zásekových analýz je $\text{Pb}:\text{Zn}:\text{Cu} = 1:2$ až $2,5:0,05-0,1$. V niektorých polohách však má prevahu galenit, prípadne sfalerit a chalkopyrit. Zatiaľ sa v metasomatických rudách nezistili väčšie koncentrácie iných kovov (napr. Au, Ag, W). Obsah stopových prvkov v jednotlivých rudných mineráloch je analogický ako na žilách.

Žilnikovo-impregnačné zrudnenie v kremitých sedimentoch je chudobnejšie a jeho kovnosť sa spravidla pohybuje okolo spodnej hranice bilančnosti zrudnenia na žilách; dosahuje však oveľa väčšie mocnosti.

Typy zrudnenia v sedimentoch

Charakter zrudnenia v sedimentoch závisí na ich petrografickej povahe, na prínosových periódach (prípadne subperiódach 4. periódy), podieľajúcich sa na mineralizácii a na zonálnosti. Rozhodujúcim faktorom v nateraz prístupných častiach ložiska je petrografický charakter sedimentov.

Typy zrudnenia podmienené petrografickou povahou sedimentov

[1] *Metasomatické zrudnenie v slienito-karbonatických sedimentoch* je z praktického hľadiska najdôležitejšie. Typicky je vyvinuté na 12. obzore pri šachte Alžbeta pri podložnej žile Bieber. Podieľa sa na ňom iba 4. perióda v polymetalickom vývoji; piata a šiesta perióda sa obmedzujú iba na nesúvislé žilky v metasomatických rudách a dacite. Výsledný charakter rúd závisí na tom, ktoré štádiá metasomatického procesu sa na tom-ktorom mieste uplatnili. Sú to 3 základné typy, medzi ktorými existujú pozvoľné prechody:

(a) *jemnozrnné rudy so škvritou a páskovanou textúrou* v dolomitizovanom rekrystalizovanom vápenci bez kremeňa a Mg-silikátov (s uplatnením štádia 1 a 3) (pozri obr. 4, tab. V). Zastúpené sú iba v malom množstve.

(b) *stredno- až hrubozrnné rudy* v sekundárnych dolomitoch tektonicky silne porušených, drvených, alebo zbridlíchnatených, postihnutých intenzívnou dedolomitizáciou so vznikom Mg-silikátov. Podľa stupňa metasomatózy a tektonického porušenia vznikajú škvrité, páskované, zemité a porézne rudy s kolísavým podielom rudných minerálov, až úplne masívne rudy, tvorené takmer výlučne rudnými minerálmi s relikami karbonátov a Mg-silikátov (uplatnenie štádií 1, 2, 3). Predstavujú hlavnú masu metasomatických rúd.

(c) *silicifikované metasomatické rudy*. Predošlý typ metasomatických rúd bol lokálne silicifikovaný, pričom došlo k nahradeniu ostatných nerudných minerálov kremeňom (uplatnenie štádií 1, 2, 3, 4) (pozri obr. 3, tab. V).

[2] *Impregnačno-metasomatické zrudnenie vo vrstevnatých, piesčito-ílovitých sedimentoch s karbonatickými vložkami* typicky je vyvinuté na III. obzore šachty Emil v nadloží žily Viliam na styku sedimentov s dacitom. Zrudnenie sa lokalizuje na medzivrstevné plochy zvýraznené tektonikou, pričom v piesčitých vrstvičkách dochádza k impregnáciám, v karbonatických k metasomatóze rudných minerálov. Súčasne vzniká podľa charakteru východzieho materiálu sekundárny sericit, kaolinit a Mg-silikáty. Prevládajú rudy s páskovanou textúrou. Na zrudnení sa podieľa hlavne 4. perióda v polymetalickom vývoji, v menšej miere i karbonáty 6. periódy.

[3] *Žilnikovo-impregnačné zrudnenie v kremítych sedimentoch, prípadne v kontaktných kvarcitoch a rohovcoch* typicky je vyvinuté na V. obzore šachty Emil v miestach priebehu hlavnej žily Bieber. Polymetalické zrudnenie (druhá a štvrtá perióda) tvorí tenké žilky viazané na nepravidelnú sieť puklín. Ku konsolidácii žilnej štruktúry dochádza iba lokálne na krátkych úsekoch. Zrudnenie je chudobnejšie ako v predošlých typoch, ale môže dosahovať značných mocností.

Odlíšne zrudnenie *podmienené uplatnením mladších periód a zonálnosťou* bolo zistené iba v poslednej dobe na V. obzore šachty Emil v nadloží hlavnej žily Bieber na styku piesčito-ílovito-karbonatických sedimentov s kremítymi sedimentmi (zatiaľ nebolo detailne preštudované). Štvrtá perióda ako nositeľka zrudnenia je tu zastúpená v chalkopyritovom vývoji; mohutne je tu vyvinutá 5. perióda (prevláda nad štvrtou), tvorená prevažne hematitom. Značne sa uplatňuje i 6. perióda, reprezentovaná karbonátom a barytom. Odlíšny vývoj periód, typický pre Cu-zónu na vlastných žilách, svedčí o tom, že aj zrudnenie v sedimentoch podlieha celkovým zákonitostiam zonálnosti na ložisku, avšak hranica Cu-zóny v dôsledku topomínérálneho vplyvu sedimentov, je oproti žilám posunutá do väčšej hĺbky.

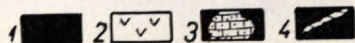
Charakter zrudnenia v hlavnom metasomatickom telese pri šachte Alžbeta

Na vzniku metasomatických rúd v tomto telese sa podieľa výlučne 4. perióda v polymetalickom vývoji. Staršie periody tu chýbajú, mladšie (5. a 6.) sa obmedzujú na menšie žilky kremeňa s hematitom (5. perióda) a kremeňa, barytu a karbonátov (6. perióda) v metasomatických rudách, prípadne v dacite. Výsledný charakter zrudnenia závisí teda od charakteru pôvodných sedimentov a od uplatnenia jednotlivých štádií metasomatického procesu.

Pôvodné sedimenty predstavujú hlavne brekciovité vápence, ktoré iba v najsevernejšej časti prechádzajú do lavicovitých vápencov a pestrejších sedimentov so striedajúcimi sa polohami piesčito-ílovitými a slienito-karbonatickými.

Dolomitizácia ako úvodné štádium metasomatózy má generálne uplatnenie; dedolomitizácia však v severnej časti telesa postupne vyznieva. Zrudnenie patrí k 4 typom.

V sekundárnych dolomitoch, postihnutých silnou dedolomitizáciou a tektonicky

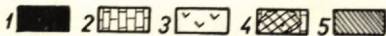


O b r. 6. Zákres čelby; hlavné metasomatické teleso na 12. obzore pri šachte Alžbeta, severná sledná. Bohaté metasomatické zrudnenie na styku s dacitom, v ktorom je vyvinutý žilník 4. periody: 1. bohaté metasomatické rudy, 2. dacit, 3. brekcie pôvodnej horniny (dolomitizovaný vápenec), 4. žilky 6. periody.

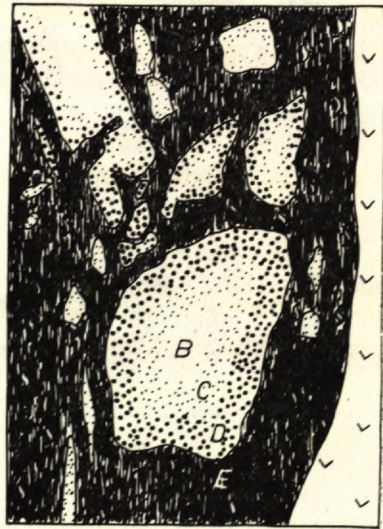
intenzívne porušených, vznikajú škvŕnité, zemité a porézne rudy s kolísavým pomerom rudných minerálov v mase sekundárnych Mg-silikátov, prechádzajúce až do masívnych, hrubozrnných rúd, s prevahou rudných minerálov (typ 1/b). Tvoria južnú a centrálnu časť telesa. Hlavná masa zrudnenia sa koncentruje pri styku sedimentov s dacitom (pozri obr. 7). V rudnине sa miestami vyskytujú úlomky pôvodných sedimentov, u ktorých je badateľná zonálna premena (obr. 8). Lokálne došlo k spevneniu tohto typu rúd porudnou silicifikáciou (typ 1/c).

V severnejšej časti telesa v lavicovitých, poréznych, sekundárnych dolomitoch, kde sa už dedolomitizácia neuplatnila, vznikajú hlavne škvŕnité a páskované metasomatické rudy bez kremeňa (typ 1/a), pričom na hraniciach lavíc vznikajú až 10 cm mocné ložné žilky 4. periódy s kremeň-polymetalickou mineralizáciou.

Pri severnom okraji metasomatického telesa v pestrých, jemne vrstevnatých piesčito-ílovitých a karbonatických sedimentoch vznikajú typické páskované a impregnačno-metasomatické rudy (typ 2). V podložnom dacite na styku so sedimentmi je miestami vyvinutý žilník 4. periódy s kremenno-polymetalickou mineralizáciou,



O b r. 7. Zákres stropu; hlavné metasomatické teleso na 12. obzore pri šachte Alžbeta, južná sledná. Bohaté zrudnenie sa koncentruje na styku dacitu so sedimentmi: 1. bohaté metasomatické zrudnenie, 2. slabozrudnelé chloritizované sedimenty, 3. dacit, 4. brekie dolomitizovaných vápencov, 5. kremeň 6. periódy.



O b r. 8. Zákres stropu; hlavné metasomatické teleso na 12. obzore pri šachte Alžbeta. Zrudnenie na styku s dacitom v tektonicky silne porušených, chloritizovaných sedimentoch s brekciami premenených sedimentov: 1. dacit, 2. brekie pôvodných sedimentov so zonálnou premenou, bez zrudnenia 3. metasomatické zrudnenie.

obdobného charakteru ako na žilách (obr. 6). V andezite za severným okrajom metasomatického telesa je mohutný žilník, tvorený tiež 4. periódou, avšak žilky sú vyplnené iba kremeňom a karbonátom, prakticky bez zrudnenia.

Dolomitizácia ako jedno z kritérií pre vyhľadávanie metasomatických rúd v karbonatických sedimentoch

Hoci zákonitosti lokalizácie metasomatického zrudnenia sú nám známe, predsa môže dolomitizácia, ktorá predchádza vlastnej rudnej metasomatóze, poskytnúť pri prieskume cenné služby; siaha totiž do značnej vzdialenosti od poruchových zón a smerne po poruchách má generálny priebeh, teda uplatňuje sa i na miestach, kde k vlastnej rudnej metasomatóze nedošlo. To umožňuje vyčleniť z tektonických porúch, prebiehajúcich či už na styku sedimentov s erupčivami, alebo v samotných sedimentoch — perspektívne, s prejavom dolomitizácie a na tieto zamerať prieskum.

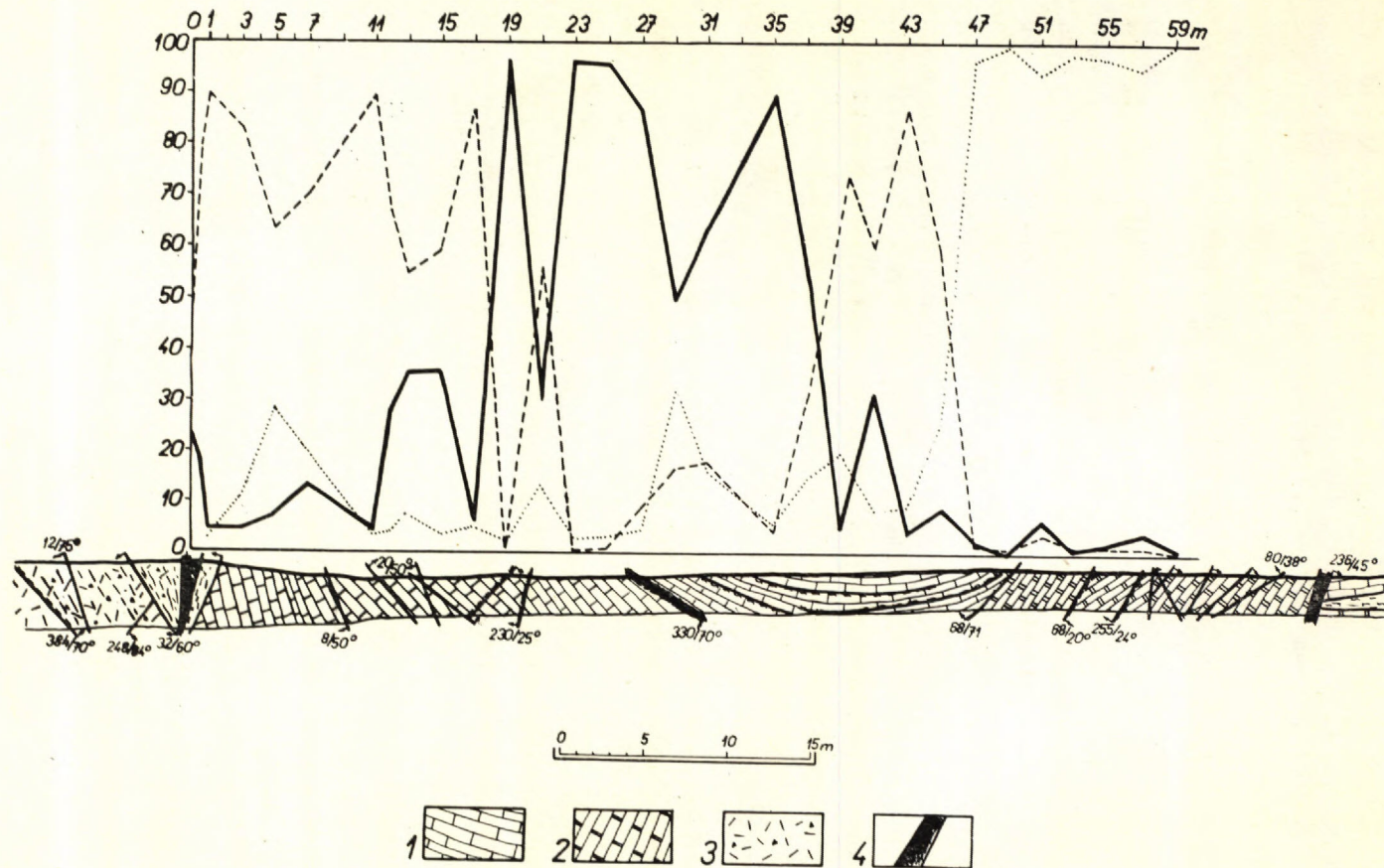
Použitie tohto kritéria zdanlivo obmedzujú dve okolnosti: prítomnosť primárnych dolomitov v sedimentoch a dedolomitizácia, odohrávajúca sa v ďalšom štádiu metasomatózy. Metasomatické dolomity možno však od primárnych ľahko odlíšiť aj makroskopicky; sú zrnité, čiastočne porézne, cukrovobielej, alebo sivobielej farby. Aj sekundárne Mg-silikáty, vznikajúce pri dedolomitizácii, sú veľmi typické a spravidla sa v miestach ich výskytu uplatňuje aspoň slabá rudná metasomatóza.

Praktický význam dolomitizácie pri vyhľadávaní metasomatických telies vyplýva z obr. 9, kde je graficky znázornený obsah kalcitu, dolomitu a nekarbonatickej zložky v prekope na V. hĺbkovom obvode v oblasti šachty Emil. Vzorky na analýzu sú odobierané po 2 m na styku s andezitom po 0,5 m. Ku grafu je pripojená geologická mapka prekopu.

Stupeň dolomitizácie vyjadrený obsahom dolomitu má značné výkyvy. Od styku sedimentov s andezitom, kde sa uplatnilo metasomatické zrudnenie, prudko klesá. Slabšia dolomitizácia sa prejavila v okolí menších tektonických porúch. Intenzívnu dolomitizáciu so vznikom takmer čistých sekundárnych dolomitov (v metroch 19 až 37) pozorovať v širokom okolí slabej, druhej polohy metasomatického zrudnenia; tretia je viazaná na karbonatickú polohu, uzavretú v kremitých sedimentoch (v grafe už nie je zachytená). Mohutná dolomitizácia v okolí druhej metasomatickej polohy (i keď jej šírka je čiastočne skreslená šikmým priebehom poruchy i zrudnenia) poukazuje na intenzívnu hydrotermálnu činnosť v jej okolí; preto jej treba venovať zvýšenú pozornosť. Obdobne bude možno sledovať stupeň dolomitizácie i v ďalších prekopoch a vrtoch.

Perspektívy metasomatického zrudnenia

Už doterajšie výsledky čo do počtu výskytov, rozsahu niektorých telies i kvality zrudnenia sú veľmi sľubné. Na základe súčasne známych výskytov metasomatických rudných telies v centrálnej časti ložiska, z ktorých časť má značný priemyselný vý-



Obr. 9. Priebeh dolomitizácie v prekope na V. obzore šachty Emil: 1. karbonatické sedimenty, 2. kremité sedimenty, 3. andezit, 4. metasomatické zrudnenie.

znam, možno predpokladať ďalšie nové výskyty v komplexe predneogénnych slienito-karbonatických hornín.

Ako už bolo uvedené, je zóna predneogénnych sedimentárnych hornín známa v dĺžkovom rozsahu od šachty Ferdinand (severná časť ložiska) po šachtu Kristína (južná časť ložiska), teda viac ako 5 km (obr. 3; sedimentárne horniny ako „plášť“ granodioritového telesa sú smerom na západ známe i na ložisku Banská Hodruša). Cez tento komplex sedimentárnych hornín vo východnom krídle elevácie preniká žilný systém žily Bieber a Špitaler. Väčšina doteraz známych výskytov metasomatických rúd leží v okolí žily Bieber. Žila Špitaler, prenikajúca cez komplex sedimentov nehlboko pod V. obzorom (pozri obr. 4), predstavuje najväčší žilný systém s množstvom odžilkov, ktoré vytvárajú v oblasti šachty Michal a Emil zónu o mocnosti 60—120 m. Za nádejnú oblasť treba preto považovať rozsiahle nepresledované úseky oboch žíl.

Známý hĺbkový dosah sedimentárnych hornín vo východnom krídle elevácie je po úklone 700—800 m. Priaznivý úklon sedimentárneho komplexu vzhľadom k žilným štruktúram umožnil komunikáciu hydrotermálnych roztokov po tektonicky oslabených zónach medzi žilami Špitaler a Bieber. Preto za perspektívne oblasti metasomatického zrudnenia možno považovať nielen okolie bezprostredného preniku žilných štruktúr cez sedimenty, ale celú oblasť medzi obidvomi žilami, čo činí po úklone cca 450 m (pozri obr. 4).

Veľmi sľubná je južná časť ložiska (piargské rudné pole), s množstvom žíl, navzájom sa pretínajúcich, v ktorých sa v minulosti ťažili Au, Ag-rudy. V podloží vulkanitov v hĺbke 500 m bol tu najnovšie (august 1965) navŕtaný vrtom GÚDŠ komplex sedimentárnych, slienito-karbonatických hornín a na kontakte dacitu so sedimentmi (v nadloží i podloží) v hĺbke 550 a 560 m polymetalické metasomatické zrudnenie.

Záver

Nové poznatky o metasomatickom zrudnení na ložisku Banská Štiavnica možno zhrnúť takto:

- (1) komplex sedimentárnych mezozoických hornín, na ktorý je viazané metasomatické zrudnenie, vytvára na ložisku v podloží vulkanitov súvislý „plášť“ granodioritovej intrúzie, ktorého priebeh je známy od SV k JZ v dĺžke cca 5 km. Vo východnom krídle elevácie má sklon cca 30° a jeho rozsah po úklone je cca 800 m.
- (2) Sedimentárne horniny patria pravdepodobne werfenu chočského príkrovu (slienito-karbonické súvrstvia kampilu a piesčito-ílovité seisu).
- (3) Smerom na juh od línie šachty Michal prevládajú karbonatické sedimenty, severne od nej klastické kemité sedimenty. Mocnosť sedimentárneho komplexu sa smerom k JZ zväčšuje.
- (4) Sedimentárne horniny boli v rôznom stupni kontaktne, hydrotermálne a dynamicky premenené. K intenzívnej kontaktnej premene účinkami granodioritu a dio-

ritu, sťažujúcej uplatnenie metasomatózy, došlo iba v apikálnej časti intrúzie. Vo východnom krídle elevácie je rozsah kontaktného dvora veľmi malý.

(5) Okrem prvých výskytov, zistených M. Koděrom, sa zistili ďalšie v severnej, centrálnej a južnej časti ložiska, z ktorých viaceré majú značný priemyselný význam. Zatiaľ najväčšie metasomatické teleso bolo zistené v centrálnej časti ložiska na 12. obzore pri šachte Alžbeta, v miestach priebehu žíl Bieber (hlavná a podložná), viazané prevažne na polohu brekciovitých slienitých vápencov, uzatvorenú medzi nadložným andezitom a podložnou dajkou dacitu.

(6) Vznik a lokalizácia metasomatického zrudnenia na ložisku je podmienená litologickými a štruktúrno-geologickými faktormi. Väčšie telesá sú viazané na slienito-karbonatické sedimenty, ale v menšom rozsahu sú zrudnené i ďalšie typy sedimentov. Metasomatické zrudnenie je viazané na tektonické zóny na rozhraní dvoch inhomogenných prostredí: sedimentárne horniny — dacit (andezit, granodiorit) a na styk kremitých sedimentov s karbonatickými, zriedkavejšie i na predrudné tektonické línie v karbonatických sedimentoch.

(7) Na metasomatickom zrudnení sa podieľa na väčšine miest výlučne 4. perióda v polymetalickom vývoji. Výnimkou je rudné teleso na V. obzore šachty Emil v oblasti žily Bieber (hlavná), kde je 4. perióda zastúpená v chalkopyritovom vývoji (vplyvom zonálnosti) a výrazne sa uplatňujú i mladšie periódy (5. a 6.).

(8) Proces metasomatózy v slienitých vápencoch prebiehal v štyroch štádiách (subperiódach): dolomitizácia, dedolomitizácia, rudná metasomatóza, silicifikácia.

(9) Celkový charakter zrudnenia závisí na litologickom charaktere pôvodných sedimentov, na prínosových periódach, prípadne subperiódach 4. periódy. Celkove bolo v sedimentárnych horninách v oblasti ložiska vyčlenených 6 odlišných typov zrudnenia. Minerálne zloženie rúd je pomerne jednoduché. Z rudných minerálov je zastúpený pyrit, galenit, sfalerit a chalkopyrit; nerudnú zložku predstavujú relikty pôvodných sedimentov a hlavne produkty ich premeny: sekundárny dolomit a kalcit, sericit, chlorit, serpentínové minerály, mastenec a kaolinit. Kremeň, doprevádzaný obyčajne malým množstvom hematitu, s výnimkou silicifikovaných polôh, je zriedkavý, čo spôsobuje malú kompaktnosť metasomatických rúd.

(10) Metasomatické rudy majú priemerne 2—5× väčšiu kovnosť ako žilné; pomerne zastúpenie hlavných kovov v rudách je $Pb:Zn:Cu = 1:2-2,5:0,05-0,1$.

(11) Proces dolomitizácie, predchádzajúci rudnú metasomatózu možno použiť ako jedno z kritérií pre vyhľadávanie metasomatických rúd v karbonatických sedimentoch.

(12) Na základe znalostí zákonitostí lokalizácie metasomatického zrudnenia boli na ložisku vyčlenené perspektívne oblasti s predpokladaným výskytom ďalších metasomatických telies.

*Katedra mineralógie a kryštalografie
PF UK, Bratislava
Rudné bane n. p., závod Banská Štiavnica*

- [1] Mc Kinstry H. E., 1955 Structure of hydrothermal ore deposits. *Econ. Geology*. —
 [2] Koděra M., 1963: Závěrečná zpráva o mineralogicko-paragenetickom výskume štiavnicko-hodrušského rudného obvodu za rok 1962. Nепublikované. Archív GÚDŠ, Bratislava. —
 [3] Koděra M., 1963: Gesetzmässigkeiten der zonalen Verteilung der Mineralisation an der subvulkanischen polymetallischen Lagerstätte Banská Štiavnica. Symposium: Problems of Postmagmatic Ore Deposition, Vol. 1, Prague. — [4] Koděra M., 1964: Zpráva o mineralogickom a geochemickom výskume štiavnicko-hodrušského rudného obvodu v rokoch 1962 až 1963. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1963/2, Slovensko, Bratislava — [5] Koděra M., 1965: Výskyt metasomatického zrudnenia v Banskej Štiavnici. Geologické práce, Zprávy 37, Bratislava. — [6] Koděra M.: Zpráva o mineralogickom a geochemickom výskume štiavnicko-hodruš. rud. obvodu r. 1964. Zpr. o geol. výsk. 1964/2. — [7] Michalenko J. — Pastor J.: Niektoré nové poznatky o geologickej stavbe polymetalického ložiska Banská Štiavnica. Zprávy o geol. výskumoch za r. 1964, Bratislava. — [8] Pastor J., 1964 (in Berenčík M.): Rozbor výsledkov geologicko-prieskumných, prípravných a dobývacích prác na ložisku B. Štiavnica za rok 1963. Rukopis; Geofond Bratislava. — [9] Rozložník L. — Šalát J., 1963: Stratigraficko-tektonická pozícia banatitov na Štiavnickom ostrove. Sborník vedeckých prác VŠT, Košice. — [10] Štohl J., 1962: Štruktúrne pomery Banskoštiavnicko-hodrušského rudného obvodu. Geologické práce, Zprávy 25—26, Bratislava. — [11] Štohl J.: Karpatské podložie v Banskej Štiavnici. Zprávy o geol. výskumoch za r. 1964/2, Bratislava. — [12] Turan J., 1965: Quantitative manometrische Bestimmung von Karbonaten des Typs Kalk-Dolomit. Geologický sborník XVI/1, Bratislava.

MIROSLAV KODĚRA — JOZEF MICHALENKO — JÁN PASTOR

RECENT KNOWLEDGE ABOUT METASOMATIC MINERALIZATION AND ITS PERSPECTIVES ON THE POLYMETALLIC ORE DEPOSIT OF BANSKÁ ŠTIAVNICA

Until lately there have been known on the polymetallic subvolcanic deposit of Banská Štiavnica ore-bearing veins only in volcanic rocks. It was in 1962 that M. Koděra found first occurrences of metasomatic ores in mesozoic sediments in the central part of the deposit. In the presented paper recent knowledge is given on geological structure of the deposit, mainly on the position of the sediments, their distribution and lithology, on recently found occurrences of metasomatic mineralization, many of which have commercial significance, as well as on processes of genesis of metasomatic mineralization and its character.

Geological position of preneogene sedimentary rocks on the deposit

The sedimentary rocks in the central parts of the deposit have been by now regarded as block masses uprised by intruding dacitic dykes from the deep-seated substratum of neovolcanites. According to latest results of mining and drilling works, sedimentary rocks form on the deposit a continuous substratum of neovolcanites, as a „mantle“ of the intrusive massif, composed of granodiorite (less of diorite). Granodiorite has intruded into structures being probably the result of upper Cretaceous (Laramide) orogenesis. During intrusion partial upraise of the sedimentary „mantle“ took place, which was folded to various degrees and had undergone contact metamorphism.

The stretch of the sedimentary complex from the shaft Ferdinand to the shaft Kristina

is about 5 km, vertical extent on the dip is 600—700 m. According to personal communication of A. Biely, these sedimentary rocks belong likely to the werfen of the Choč nappe, with marly-carbonate stratas belonging likely to the kampil and sandy-argillaceous stratas to seiss.

Petrographic character of sedimentary rocks and their alterations

In the complex of sedimentary rocks in the area of the deposit, rocks are represented mainly by marly-carbonate (compact white, grey and dark limestones, brecciated limestones and marls), as well as by sandy-argillaceous (argillaceous and marly-argillaceous shales, quartz sandstones, sandstones with marly-carbonate cement, quartzites, arcoses and sandy-clay-shales). Major metasomatic ore bodies were formed only in marly-carbonate rocks.

Three kinds of alterations can be recognized in sedimentary rocks: contact, hydrothermal and dynamic. By contact alteration under the action of granodiorite originate contact quartzites, erlans, hornfelses and marbled limestones. A major size of contact aureoles can be observed only in the apical parts of the intrusion. Hydrothermal alteration incidental to genesis of metasomatic ores became evident in the environment of dislocations by strong dolomitization, sericitization, chloritization, serpentinitization, talcization and silicification. During dynamic alteration secondary minerals as sericite, chlorite and argillaceous minerals originated in addition to tectonic disturbance of the rocks.

New occurrences of metasomatic mineralization

During the years 1964 and 1965 the geological service of the enterprise found in the northern, southern and central part of the deposit a number of new occurrences of metasomatic ore bodies, mostly in the environment of the vein Bieber, many of which are of considerable commercial significance. Up to now the biggest metasomatic body with abundant polymetallic mineralization was noticed in the central part of the deposit on the 12 horizon near the shaft Alžbeta, on places following the veins Bieber main and substratum. It is mainly attached to the position of brecciated marly limestones, enclosed between overlying andesite and the substrate dacite dyke. The length of the body is about 150 m, pseudothickness varies from 2 up to 20 m. By that time the vertical extent of the body is not exactly known. It was verified by a shallow drill that it continues by 50 m on the dip above the 12 horizon, with a depth range we may assume up to the structure of the vein Špitáler, that makes about 500 m on the dip.

The origin and localization of metasomatic mineralization on the deposit is conditioned by lithological and structuregeological factors. Major bodies of metasomatic ores are attached to marly-carbonate sediments, but mineralization of minor extent is present also in other types of sediments. Metasomatic mineralization has localized in tectonic zones formed on the boundaries of two nonhomogenous media: sedimentary rocks-dacite (andesite, granodiorite) and contact of siliceous sediments with carbonate ones. Rarely it occurs in pre-mineral tectonic lines of carbonate sediment.

Mineral composition of metasomatic ores and their chemism

On most localities it is the fourth period of polymetallic evolution, which is engaged in metasomatic mineralization. Just the ore body on the V. horizon of the shaft Emil in the area of the main vein Bieber constitutes an exception, where the fourth period is represented by chalcopyrite evolution (owing to zoning) and younger periods (fifth and sixth) are also applying conspicuously.

The mineral composition of metasomatic ores is fairly simple. Ore minerals are represented by pyrite, galenite, sphalerite and chalcopyrite, the nonmetallic constituent is given by

relicts of original sediments especially by products of their alteration: secondary dolomite and calcite, sericite, chlorite, serpentine minerals talc and kaolin. Quartz accompanied by a small amount of hematite is rare, with exception of silicified positions, and that causes the little compactness of metasomatic ores.

Metasomatic ores show a mean metal content 2 to 5 times larger than ore veins. The representation of the main metals in polymetallic ores is $Pb : Zn : Cu = 1 : 2-2,5 : 0,05-0,1$.

Course of the metasomatic process in marly limestones

A combination of two methods was used in the analysis of the metasomatic process—manometric analysis determination of the amount of calcite, dolomite and the noncarbonate constituent as a whole and microscopic investigation (mineralogical analysis of the noncarbonate component). At the same time particular tectonic phases displayed before and during the metasomatic process were determined.

The metasomatic process was realized in four stages (subperiod of the IV. period), separated one from another also by tectonics.

First stage: dolomitization (Mg-metasomatism). The original marly limestones have been altered in the vicinity of tectonic disturbances into fine-grained dolomites.

Second stage: dedolomitization. By contribution of SiO_2 , dolomite replacement and formation of Mg-silicates (chlorite, serpentine minerals, talc) and secondary calcite took place.

Third stage: ore metasomatism. The main mass of ore minerals generated by selective metasomatism of the carbonate constituent, as well as by crystallization in free cavities, on joints and along planes of schistosity.

Fourth stage: silicification. Locally a repression of relicts of carbonates, secondary Mg-silicates and of one part of the ore minerals by quartz set in.

Types of mineralization in sediments

The total character of mineralization in sedimentary rocks depends upon the lithological character of the original sediments, on the contribution periods (ev. subperiods of the IV. period), taking part in mineralization and upon total zoning. In the area of the deposit 6 types of mineralization were classed in sedimentary rocks.

Polymetallic metasomatic mineralization in marly-carbonate sediments: a) fine-grained ores with spotted and streak structure in dolomitized limestone without quartz and Mg-silicates, b) spotted, streaky, earthy, porous and quite massive ores in secondary dolomites, affected by intensive dedolomitization, with formation of Mg-silicates, practically without quartz, c) silicified metasomatic ores (in the previous ore types replacement of other nonmetallic minerals by quartz took place).

Impregnation-metasomatic polymetallic mineralization in bedded, sandy-argillaceous sediments with carbonate intercalations. Ores with streak structure predominate.

Stockwork-impregnation, polymetallic mineralization in quartzite sediments, ev. in contact quartzites and hornfelses.

The differing chalcopyrite-hematite mineralization type in sandy-argillaceous-carbonate sediments is conditioned by zoning and apparent affecting of younger periods.

Dolomitization as one of the criteria of searching for metasomatic ores in carbonate sediments

The process of dolomitization, preceding proper ore metasomatism was affecting in the environment of tectonic disturbances the alteration of carbonate sediments. The width of the dolomitized zone exceeds 10 m. The dolomitization following the direction of the dislocations has a general course and appears also at those places, where proper ore metasomatism did

not occur. This makes it possible to separate from tectonic dislocations following the contact of sediments and eruptives, or in proper sediments-perspective ones, and leads the investigations in this direction.

Perspectives of metasomatic mineralization on the deposit

Although the survey of metasomatic mineralization on the deposit is in an early stage, its results are very auspicious. Based on the knowledge of laws of localization of metasomatic mineralization, perspective regions with assumed occurrence of additional metasomatic ore bodies were grouped as follows:

(1) Extensive uninvestigated sections of the veins Bieber and Špitaler, penetrating the complex of sediments to a length of several kilometers.

(2) A complex of sediments between the veins Špitaler and Bieber measuring on the dip almost 500 m) a favourable dip of the sediments towards the vein structures permitted the transport of hydrothermal solutions along tectonically faint zones between both veins.

(3) The southern part of the ore deposit (ore field of Piargy). This region is known to have a lot of intersecting veins, with Au and Ag mined in the past. Recently by a bore hole of GÚDŠ there has been drilled in the substratum of the volcanites a complex of sediments, where a polymetallic metasomatic mineralization was found in the overlying and substratum of the dacite dyke at a depth of 550 m and 560 m.

*Department of Mineralogy and
Crystallography PFUK Bratislava,
Ore mines N. E., Plant B. Štiavnica*

Translated by inž. L. Mináriková.

Vysvetlivky k tab. V

Obr. 1. Dedolomitizácia. Sekundárny dolomit bol úplne nahradený serpentínovými minerálmi (čierne). Naprieč prenikajú žilky sekundárneho kalcitu (biely). Hlavné metasomatické teleso na 12. obzore pri Alžbeta šachte, južná smerná. Výbrus V-22/64, nik. X, zväčš. 43×.

Obr. 2. Dedolomitizácia. Sekundárny dolomit (svetlosivý) je zatlačaný jemne šupinkovitým mastencom (tmavosivý). Hlavné metasomatické teleso na 12. obzore pri Alžbeta šachte, južná sledná. Výbrus V-28/64, nik. X, zväčš. 22×.

Obr. 3. Čiastočne silicifikované rudy. Pôvodné škvrnité rudy (uchované v strede obrázku) v mase karbonátu a chloritu, sú zatlačané kremeňom, ktorý vytvára metakrysty. V nich ostávajú nezatlačené rudné minerály. Metasomatické zrudnenie na 12. obzore pri Alžbeta šachte, tretie teleso. Výbrus V-81/64, nik. //, zväčš. 11×.

Obr. 4. Snopcovité agregáty sekundárneho dolomitu sú metasomaticky zatlačané galenitom a sfaleritom. Hlavné metasomatické teleso na 12. obzore pri Alžbeta šachte, južná sledná. Výbrus V-45/64, nik. //, zväčš. 43×.

Foto: L. Osvald

JOZEF PECHO

MINERÁLNA ASOCIÁCIA ČIERNOHORSKÝCH RUDNÝCH ŽÍL PRI NÁLEPKOVE

Úvod

Spišsko-gemerské rudohorie ako významná surovinová báza je v posledných rokoch intenzívne skúmaná. Po geologickej a mineralogickej stránke sú veľké rudné ložiská zväčša spracované. Nevenuje sa však dostatočná pozornosť menším ložiskám a výskytom, ktorých je nepomerne viac a sú roztrúsené v celej oblasti. Často tieto malé výskytory môžu priniesť po paragenetickej stránke až prekvapujúce výsledky, ktoré môžu mať rozhodujúci význam pre posúdenie metalogenézy celej oblasti. K takým patria aj Čiernohorské ložiská, ktoré ležia blízko Čiernohorských kúpeľov, (cca 2,5 km Z od Nálepkova); sú epigenetické, hydrotermálneho žilného typu, bežnej siderit-kremeň-sulfidickej paragenézy. V podstate ide o niekoľko rudných žíl, ktoré vytvárajú žilník. Prebiehajú v dvoch smeroch: buď generálne V—Z, s miernym ohybom k JV, asi smeru 280°, alebo na tento smer koso (SV—JZ, cca 60°). Žily druhého smeru sa zdajú byť mladšie a zhodujú sa so smerom porúch, ktoré sa uplatňujú na žilách v tejto oblasti ako bežné porudné poruchy. Žily SV smeru sú zriedkavé považujú sa skôr za extrémny zjav. Žily oboch smerov sa navzájom pretínajú v dvoch miestach; uhol úklonu 60° až 75° k J a JV. Mocnosť žíl je veľmi premenlivá (max. 2 m). Obyčajne 100—200 m vykliňujú a opäť nasadzujú (smerné sú vysledované v celk. dĺžke 1000—1500 m). Končia rozvetvením na dve alebo viac žíliek. Smerom do hĺbky tiež pomerne rýchlo vykliňujú alebo sa trieštia do sprievodných hornín (v hĺbke cca 150 až 200 m po úklone). Okrem hlavných žíl je v ich nadloží a podloží viacej menších žíliek rôzneho smeru; všetky sú v horninách rakoveckej série. Sprievodnými horninami sú chloritické fylity, diabázy, diabázové tufy a tufity, ktoré sú v ich blízkosti hydrotermálne vybielené, prekremené a karbonatizované. Okolorudné hydrotermálne premeny sú intenzívnejšie v chloritických fylitoch alebo diabázových tufitoch než v masívnejších diabázach alebo diabázových tufoch. Sprievodné horniny nemajú veľký vplyv na ich morfológický vývoj; rovnako intenzívne

sa triešťa alebo vykliňujú v masívnych diabázach ako v bridličnatých fylitoch a tu-
fitoch.

Po mineralogickej stránke sú to prevažne siderit-kremenné žily s podradným za-
stúpením iných minerálov. Makroskopicky sa dajú určiť: kremeň, siderit, ankerit,
turmalín, spekularit, magnetit, chalkopyrit, pyrit a chlorit.

Mineralogický rozbor

Pri mineralogickom hodnotení som mal na zreteli ich dvojaký smer a sledoval
som, či nie sú rozdielnej paragenézy. Vzorky som odobral z jednotlivých žíl. Ukázalo
sa, že niet medzi nimi podstatného rozdielu v minerálnej asociácii; preto podávam
ich výsledky súhrnne (nie podľa jednotlivých žíl).

K r e m e ň je pomerne hojný; miestami je hlavným minerálom žilnej výplne,
napr. v JZ časti žíl (viď geolog. mapu) a na menších nadložných žilách. Časté sú
brekciovité a páskované textúry žiloviny, kde jasne vidieť aj makroskopicky, že ide
o kremeň viacerých generácií.

K r e m e ň I je najstarší minerál vôbec. Horninové úlomky rôznej veľkosti (tab I, obr. 1),
ktoré vznikli počas vzniku žilných trhlín, sú lemované a tmelené kremeňom I. Potom nasleduje
siderit I, ktorý vyplňa obyčajne medzipriestory medzi úlomkami hornín a kremeňom. Kre-
meň I, ktorý lemuje úlomky hornín (obyčajne sericiticko-chloritické fylity) je na styku s hor-
ninou drobnokryštalický; postupne sa vyvíjajú veľké pretiahnuté kryštály. Drobnokryštalický
kremeň je obyčajne izometrický, alotriomorfného obmedzenia. U hrubokryštalického prevlá-
dajú veľké, pretiahnuté kryštály, orientované dlhšou stranou koncentricky do stredu úlomku
horniny (tab. I, obr. 2).

Drobno a hrubokryštalický kremeň I sú časove zhodné; ich rozdielny vývoj si vysvetľujem
tým, že relatívne chladnejšie úlomky hornín pri styku s hydrotermálnymi roztokmi vyvolali
rýchlejšie chladnutie a vyžrážanie vo forme drobnokryštalického kremeňa I; potom nasledo-
valo pomalejšie ochladzovanie, ktoré umožnilo pomalé narastanie veľkých kryštálov. Hrubo-
kryštalický kremeň I je zatlačovaný drobnokryštalickým sideritom I. S kremeňom I prichádza
obyčajne drobnozrný pyrit a arzenopyrit, často zavlečený aj do trhlíniek úlomkov hornín.
Kryštáliky kremeňa zhášajú undulózne a sú tektonicky drvené.

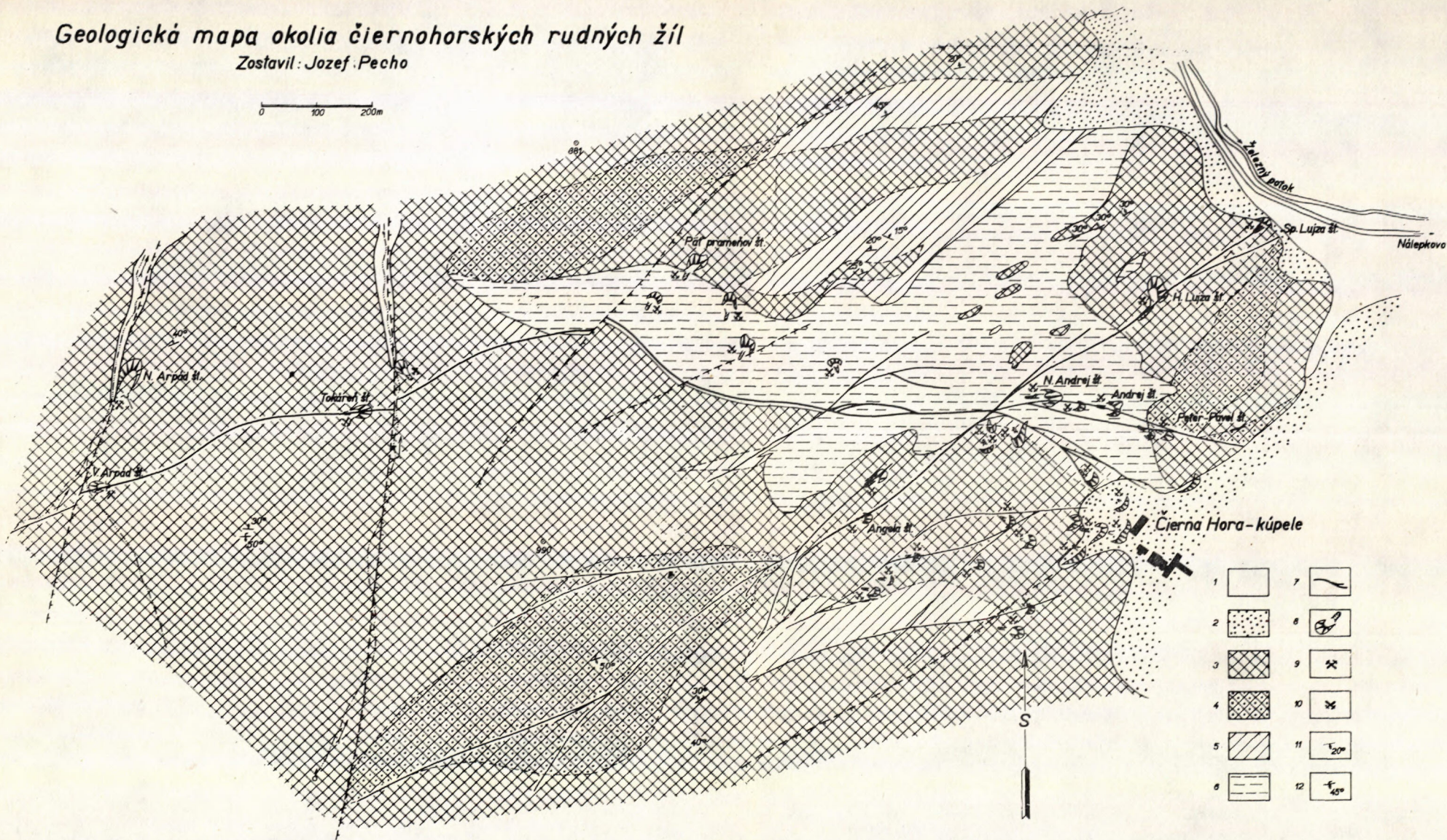
K r e m e ň II je mladší; vytvára alotriomorfné kryštáliky, navzájom zrastené a vyplňujúce
trhlinky v siderite I; podľa štiepných plôch zatláča siderit I (tab. I, obr. 3). Niektoré brek-
ciovité textúry žiloviny tvoria úlomky sideritu I (cca 1,0—2,0 cm), tmelené a zatlačované
kremeňom II. Intermineralizačná tektonika prišla po vykryštalizovaní sideritu I; prejavila sa
iba v malej miere. Aj kremeň II má dvojaký vývoj: drobnokryštalický, ktorý narastá priamo
na úlomky sideritu, a hrubokryštalický, pretiahnutých veľkých foriem (tab. I, obr. 4). Jeho
vývoj si vysvetľujem podobne ako u kremeňa I.

K r e m e ň III je najčastejšie stredne až hrubo kryštalický. Jednotlivé kryštáliky sú oby-
čajne izometrické, alotriomorfné obmedzené. Je doprevádzaný sideritom II, s ktorým kryšťa-
lizuje súčasne alebo o niečo neskôr a vytvára tak páskované textúry (tab. II, obr. 5). Okrem
sideritu II je častejšie doprevádzaný turmalínom, chalkopyritom I a pyritom III. V niektorých
prípadoch je podstatnou žilnou výplňou hlavne na menších paralelných žilách SV aj V—Z
smeru.

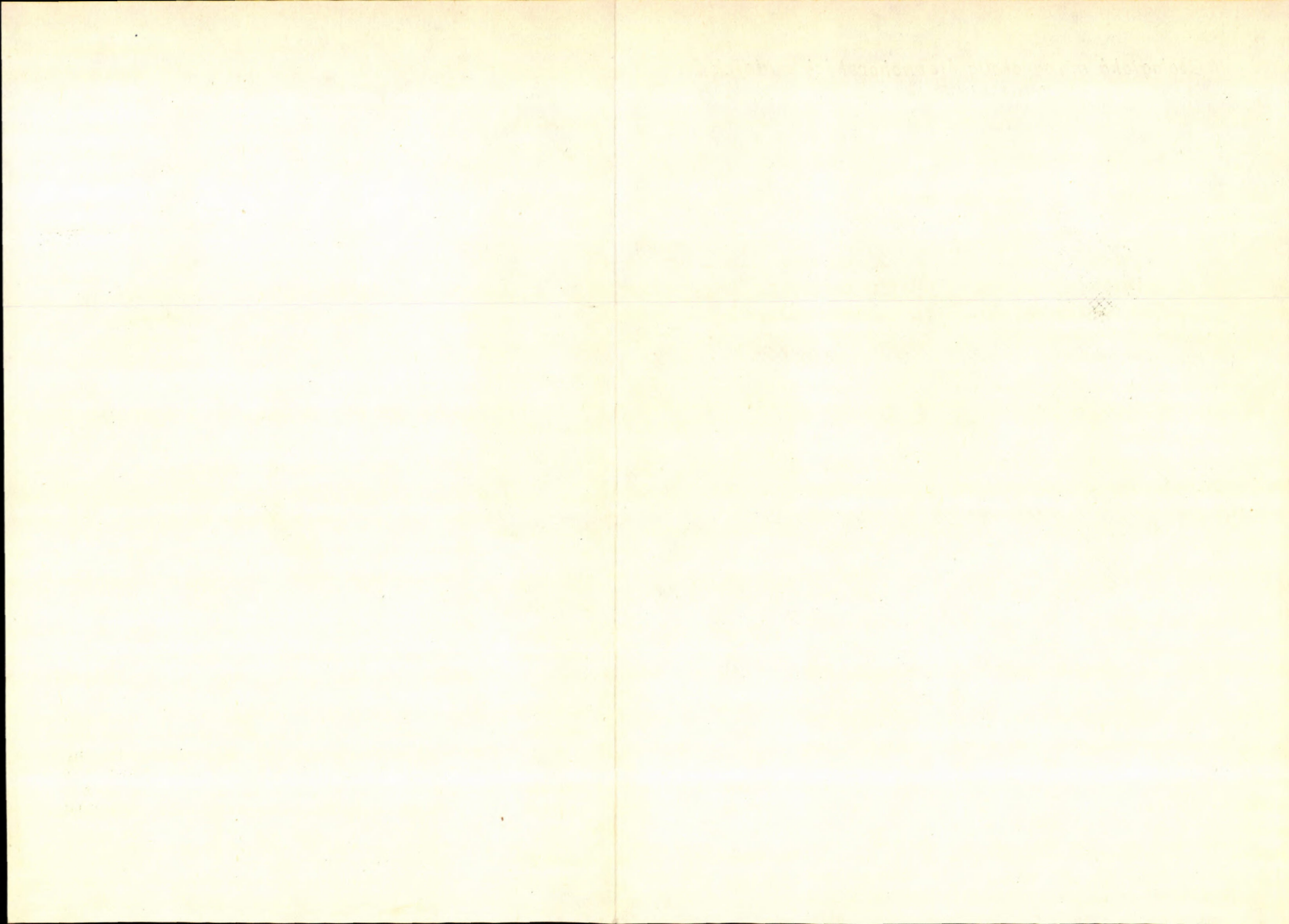
Geologická mapa okolia čiernohorských rudných žíl

Zostavil: Jozef Pecho

0 100 200m



Vysvetlivky: 1 — elúvium; 2 — hliny a sitiny (1—2 kvartér); 3. — diabázy; 4 — diabázové tufy; 5 — diabázové tufity; 6 — chloritické fylity [3—6 rakovecká (fylit-diabázová) séria — devón?]; 7 — siderit-kremenné žily; 8 — zavalené ústie štólne a haldy; 9 — t. č. prístupné ústie štólne; 10 — ústie štólne t. č. neprístupné; 11 — vrstevnatosť; 12 — bridličnatosť.



Kremeň IV je najmladší; spolu s ním vystupujú hlavne mladšie sulfidy: chalkopyrit II, tetraedrit, pyrit IV, magnetit, chlorit a spekularit, ktorý bol určený práve v súvislosti s týmito minerálmi. Kryštalizuje obyčajne súčasne s nimi, alebo pretína karbonáty v podobe žiliek (tab. II, obr. 6).

Siderit je hlavným úžitkovým minerálom čiernohorských žíl. V niektorých úsekoch prevláda nad kremeňom. Je stredne až hrubo kryštalický, s výraznou klenčovou štiepnosťou, na rozdiel od ankeritu a kalcitu hnedej farby. V puklinách a v štiepných trhlinkách je limonitizovaný, často tektonicky drvený a vytvára aj brekciové textúry. Vystupuje v dvoch generáciách.

Siderit I je jemne až stredne kryštalický, mladší ako kremeň I, ktorý tmelí úlomky hornín. Vypĺňa priestory medzi úlomkami hornín a kremeňom I, ktorý zatláča na rozhraní kryštálov (tab. I, obr. 1). Časté sú brekciovité textúry žiloviny, kde úlomky hornín sú tmelené sideritom I, a nie kremeňom I (ten v takomto prípade chýba). Siderit I tvorí hlavnú výplň rudných žíl v podobe jemne až stredne kryštalických mäs. Z hľadiska využitia má prvoradý význam. Je často tektonicky drvený; jeho úlomky sú tmelené (tab. I, obr. 4), jednotlivé kryštáliky korodované a na styku zrastania zatlačované kremeňom II (tab. I, obr. 3).

Intermineralizačná tektonika, nasledujúca po kryštalizácii sideritu I a pomerne značný prínos kremeňa II znehodnotili sideritové žily. Kremeň II podľa štiepnosti a jemných trhliniek intenzívne zatláča siderit I, ktorý potom nadobúda svetlejšiu farbu. Jemné prežilkovanie často voľným okom nezbadateľné; prezrádza sa pod mikroskopom alebo v chemických analýzach (vysokým obsahom SiO_2).

Siderit II je mladší, obyčajne stredne až hrubo kryštalický. Často sú v ňom drobné vtrúseniny chalkopyritu I, alebo drobnokryštalického pyritu III. Hrubokryštalický siderit II zatláča hrubokryštalický kremeň II, alebo narastá priamo na jemnozrnný siderit I (tab. II, obr. 5). Kryštalizácia sideritu II je na žilách zriedkavejšia ako u sideritu I.

Ankerit tvorí kompaktné zrnité masy a žily. Intenzívne prerastá kremeňom, ktorý zatláča a sám je intenzívne zatláčaný mladším kremeňom, prerastaným ihlicami turmalínu. Turmalín prichádza s kremeňom III, čiže jeho postavenie je medzi kremeňom II a kremeňom III. Ankerit je na žilách pomerne hojný. Na povrchu, na starých haldách sa rozozná od sideritu a kalcitu aj makroskopicky tým, že vplyvom oxidácie dostáva žltohnedú farbu. Na čerstvom lome je žltobiely. Okrem optických metód sa určuje aj pomocou HCl 1 : 1 a CH_3COOH 1 : 1.

Pyrit nachádzame pomerne často, no nie vo veľkom množstve; je zriedkavejším makroskopickým, ale hojnejším mikroskopickým minerálom. Aj ostatné sulfidické minerály sú pomerne vzácne. Pyrit tvorí nepravidelné zrná, alebo idiomorfne kryštály, hlavne kocky. Pyrit tvorí niekoľko generácií a vyskytuje sa vo všetkých mineralizačných periódach. Vzniká za rôznych teplôt z hydrotermálnych roztokov.

Pyrit I prichádza s kremeňom I; tvorí drobné, nepravidelne obmedzené zrnká (do 2,0 mm). Často sa vyskytuje aj v úlomkoch brekc. textúr vo forme nepravidelných drobných vtrúsenín, kde bol zavlečený kremeňom. Obyčajne je doprevádzaný arzenopyritom, čo svedčí, že vznikol za vyšších teplôt.

Pyrit II je pravdepodobne súčasný so sideritom I, v ktorom tvorí nepravidelné zrnká, alebo aj idiomorfne kryštály tvaru kociek (1—2 mm, ojedinele až 5 mm). Vyskytuje sa častejšie v siderite I, zriedkavejšie v kremeňu II a na ich rozhraní.

Pyrit III sa vyskytuje pomerne často v kremeň III, ktorý je skoro vždy doprevádzaný turmalínom a chalkopyritom I. Tvorí tu obyčajne drobnozrnité koncentrácie, niekedy aj väčšie jedince tvaru kociek alebo pentagonálneho dodekaedra (tab. II, obr. 7).

Pyrit IV je najmladší; obyčajne prichádza s kremeňom IV, ktorý pretína karbonáty v podobe žiliek, a s mladšími sulfidmi, najmä tetraedritom a chalkopyritom II. Pyrit IV tvorí drobné kryštálky, aj idiomorfne vyvinuté, často uzavreté v chalkopyrite II, alebo prichádza tiež s magnetitom.

Arzenopyrit bol zistený vo viacerých vzorkách temer vždy v kremeň I, kde je doprevádzaný pyritom I; vytvára tu drobné nepravidelné vtúseniny.

Turmalín je pomerne hojný; prichádza s kremeňom III, v ktorom vytvára spletené ihličkové až vláknité agregáty rôznej dĺžky (často až 10 cm). Ich orientácia v kremeň je rôzna, často prebiehajú kolmo, od podložia k nadložíu žily. Turmalín je tu zastúpený iba železitou odrodou zvanou *skoryl*. Ľahko sa určuje vo výbrusoch. V nábrusoch pri zaclonení má silné skelné modrofarebné reflexy. Predstavuje samostatnú mineralizačnú periódu — kremeň-turmalínovú, s ktorou prichádza skoro vždy chalkopyrit I a pyrit III. Kremeň s turmalínom temer vždy zatláča ankerit.

Chalkopyrit je bežným minerálom, obsahove nepatrným. Vytvára nepravidelné žilky, alebo zrná v kremeň alebo v siderite. Boli zistené dve generácie:

Chalkopyrit I prichádza s kremeňom III a turmalínom; s chalkopyritom I nebol zistený tetraedrit. Zo sulfidov je doprevádzaný obyčajne len pyritom (III). Zistil sa aj v siderite (asi siderit II), v ktorom vyplňa drobné trhlinky alebo aj korodované miesta v kremeň (tab. II, obr. 7).

Chalkopyrit II je mladší; vyskytuje sa s kremeňom IV, s ktorým zatláča obyčajne karbonáty (tab. II, obr. 8). V kremeň vytvára nepravidelné zrná rôznych rozmerov. Na okrajoch je obyčajne lemovaný tetraedritom; tvorí hniezda a nepravidelné zrná aj v magnetite (často až $0,5 \times 1,0$ cm veľké). Kryštalizoval asi súčasne s magnetitom, ktorý vyplňa trhlinky v siderite (tab. III, obr. 9).

Tetraedrit je veľmi vzácnym minerálom na týchto žilách. Bol zistený len pod mikroskopom s chalkopyritom II, kde lemuje jeho okraje (tab. II, obr. 8). Je doprevádzaný kremeňom IV.

Magnetit nebol doteraz v tejto oblasti na sideritových žilách známy. Bernard (1958) uvádza vzácne magnetit z Rudňan ako pseudomorfózný minerál po spekulare; Píša (1962) z oblasti Roztok a Grétla. Ďalšie výskyty sú známe z Poproča a Rožňavského Bystrého (Chrt 1949; Kértai 1934). Fusán — Kantor (1954) spomínajú výskyt magnetitu s hydrotermálnym kremeňom na SV úpätí Lingrundhüblu, a Varček (1954) v hornej časti Bystrého potoka (pozri tiež Beňo 1954).

Magnetit v našej oblasti sa vyskytuje na žilách oboch smerov (SV a VZ), hoci podradne, ale v kusoch určiteľných aj makroskopicky. Našiel som ho aj v oblasti Nálepkovala na halde štôlne Gustav, na žile Max a na ďalších paralelných menších žilách tejto oblasti, v pomerne širokom pruhu od Nálepkovala až do oblasti Roztok.

Magnetit tu vytvára zrnité, kryštalické agregáty a kompaktné masy. Sprievodné minerály sú obyčajne: chalkopyrit II, pyrit IV, kremeň IV a chlorit. Magnetit vyplňa žilky v siderite,

často spolu s chalkopyritom II a kremeňom IV (tab. III, obr. 9 a 10). Je zrejme mladší ako siderit I a II (tab. III, obr. 10). Kryštáliky má hypidiomorfné až idiomorfné; najčastejšie tvary sú oktaedre (až 2—3 mm).

Idiomorfné kryštáliky majú v nábruse trojuholníkový, štvorcový, obdĺačkový alebo nepravidelný prierez. V kompaktných masách boli zistené čisté kusy (5—10 cm veľké) v západnej časti žily na štólne N. Arpád. Magnetit v kompaktných masách uzaviera chalkopyrit II, s ktorým asi kryštalizuje súčasne (tab. III, obr. 11), alebo tmelí rozdrvený siderit (tab. III, obr. 12). S kompaktným magnetitom je zistený chlorit, kalcit a v jeho puklinách kremeň IV (tab. IV, obr. 13). Pozorovať v ňom martitizáciu, t. j. pseudomorfozu hematitu po magnetite. V nábruse sa prezrádza svetlejšími odtieňmi a vyššou odrazivosťou hematitu. Výskyt magnetitu v podobe žiliek v siderite spolu s chalkopyritom, pyritom, kremeňom a hydrotermálnym chloritom potvrdzuje, že je hydrotermálneho pôvodu.

Identifikácia magnetitu bola potvrdená aj rrtg; hodnoty sú temer zhodné s literatúrnymi údajmi.

Kalcit bol zistený len v spoločenstve s magnetitom; vyskytuje sa len v malom množstve. V kompaktnom magnetite vyplňa trhlinky a vzájomne s ním prerastá. V magnetite boli zistené aj klence čistého kalcitu (až 0,5 cm veľké).

Hydrotermálny **chlorit** na žilách roztockých zaraďuje Piša (1962) do kremeň-turmalínovej mineralizačnej periódy. Na čiernohorských žilách je mladší; vystupuje len s magnetitom v podobe jemných (až 3 mm dlhých) šupiniek, s ktorými prerastá a tmelí úlomky sideritu (tab. III, obr. 12).

Hematit (spekularit) je najmladší z hypogénnych minerálov; vyskytuje sa bežne. Lokálne tvorí väčšie koncentrácie, hlavne na menších paralelných kremených žilách. Doprevádzaný je kremeňom IV (tab. II, obr. 6). Vystupuje tu v šupinkách (spekularit) všesmerne orientovaných (tab. III, obr. 14) a prerastaných kremeňom [v jednom prípade aj chalkopyritom II (tab. IV, obr. 15), čo svedčí, že je o niečo mladší než chalkopyrit II].

Kuprit nebol v tejto oblasti doteraz známy. Vyskytuje sa v západnej časti žil v oblasti štólne Arpád a v žilkách kremeňa, ktorý preráža sideritom alebo na rozhraní sideritu a kremeňa (tab. IV, obr. 16). Kuprit tvorí nepravidelné zrná rôznej veľkosti (1×4, 2×3, 1×2 mm); niektoré zrná kupritu sa vyskytujú aj priamo v siderite. Je supergénnym minerálom; vznikol asi exogénnymi procesmi oxydácie Cu minerálov (asi chalkopyritu). Jeho výskyt je tu zaujímavý preto, že oxydačná zóna je len slabo vyvinutá.

Zo sekundárnych minerálov je v oxydačnom pásme ešte *limonit* a čierne *hydroxydy mangánu*; bežný je *malachit*, pomerne zriedkavý *azurit*.

*

Na základe štúdia makrotextúr žiloviny, mikroskopického rozboru a vzájomných vzťahov jednotlivých minerálov možno naznačiť schému sukcesie minerálov pre čiernohorské rudné žily takto:

I. mineralizačná perióda (zv. kremeň-fuchsitová): kremeň I, pyrit I, arzénopyrit;

II. perióda (zv. sideritová): siderit I, ankerit, pyrit II, kremeň II;

III. perióda (zv. kremeň-turmalínová): siderit II, kremeň III, turmalín, pyrit III, chalkopyrit I;

IV. mineralizačná perióda (zv. sulfidická): kremeň IV, pyrit IV, chalkopyrit II, tetraedrit, magnetit, kalcit, chlorit, spekularit.

K vóli prehľadu uvádzam niekoľko chemických analýz sideritov, kde vidieť kolísavé percento obsahu hlavných prvkov a kremeňa ako heterogénnej prímеси:

Chemické analýzy sideritov

Číslo vzorky	Obsah v %				
	Fe	SiO ₂	Mn	Ca	Mg
V/1	40,09	0,40	1,97	0,12	3,31
V/2	39,19	1,78	1,71	0,11	4,13
V/8	40,56	0,35	1,91	0,20	3,29
V/8a	41,69	1,05	1,89	0,18	2,43
V/8b	39,34	2,24	2,10	0,15	3,43
V/8c	42,47	0,92	2,16	0,20	2,17
V/6	35,65	7,79	1,76	0,12	3,93
V/7	40,90	0,73	1,76	0,11	3,38
1/8	39,08	1,73	1,90	0,24	4,19
1/7	43,03	0,73	2,12	0,03	3,09
2/1	40,23	3,68	1,99	0,07	2,57
VIII/2	41,57	1,19	2,08	0,13	2,68
VIII/3	37,72	0,72	1,57	0,42	4,98
IX/1	40/12	0,17	2,06	0,07	3,59
XI/14	39,68	1,03	2,21	0,10	3,45

Siderity majú pomerne nízky obsah Fe, v dôsledku pomerne vyššieho obsahu izomorfných prvkov Mn, Ca a Mg a heterogénnych prímеси, hlavne SiO₂, ktorý sa neodstránil ani starostlivým separovaním.

Z uvedených vzoriek sideritov a z dvoch vzoriek magnetitu sa vyhotovili aj spektrálne analýzy na stopové prvky (pozri tab. na str. 37).

Zo stopových prvkov u sideritov si zaslúžia zmienku hlavne Co, Ni, Pb, Ca, Sn, Zn, In, Y a B. Kvantitatívne sa tieto prvky nesledovali, avšak podľa vizuálne pozorovaných intenzít spektrálnych čiar odpovedajú skutočným stopovým obsahom. Obsah Sn sa prejavil sriedavo u niektorých sideritov. Je zaujímavé, že u tých istých vzoriek sa prejavil aj obsah B, čiže B a Sn prichádzajú asi zo spoločného zdroja.

U magnetitov spektrálne analýzy potvrdili, že ide o bežné magnetity len so stopovým obsahom Ti a Cr. Zo stopových prvkov si zasluhujú pozornosť Be a Sn, ktoré môžu svedčiť o pneumatolitických látkach kyslej magmy.

Záver

Mineralogickému štúdiu boli podrobené siderit-kremenné žily tzv. čiernohorského rudného revíru; sú žilami dvojakeho smeru (V—Z a SV—JZ), ktoré sa navzájom

Stopové prvky s približným kvantitatívnym obsahom

Siderit	Ag	Al	Ib	Au	B	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	Ga	Ge	Hg	Mg	Mn	Mo	Mi	Pb	Sb	Si	Sn	Sr	Ti	V	Zn	In	Na	Se	Zr	Y	Ir	K
Vz. V/1	-	4	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	4	1	5	-	-	1	1	-	4	4	4	2	5	-	-	-	5	4	4	4	4	5	-	-
V/2	-	3	-	-	-	-	-	-	1	-	5	-	4	1	4	-	-	1	1	-	4	4	4	1	5	-	4	5	5	4	4	5	4	4	?	?
V/8	-	3	-	-	-	-	-	-	1	-	5	-	4	1	4	-	-	1	1	-	4	5	4	2	-	-	-	?	5	4	4	5	4	5	?	?
V/8a	-	3	5	-	4	-	-	-	1	-	5	-	4	1	4	-	-	1	1	-	4	-	4	1	5	-	-	5	4	5	4	4	4	4	?	5
V/8b	-	3	4	-	-	-	-	-	1	-	-	5	4	1	4	-	-	1	1	-	4	-	-	1	-	-	5	5	4	5	4	5	4	4	?	5
V/8c	-	2	4	-	4	-	-	-	1	-	5	5	4	1	4	-	-	1	1	-	4	4	-	1	-	-	4	4	4	5	4	4	4	4	?	5
V/6	-	1	4	-	4	-	-	-	1	-	4	4	3	1	4	-	-	1	1	-	4	4	-	1	4	-	4	4	?	4	2	4	4	4	?	3
V/7	-	3	5	-	5	-	-	-	1	-	4	-	4	1	4	-	-	1	1	-	4	5	-	1	5	-	5	5	5	5	4	4	4	4	?	5
1/8	-	3	-	-	4	-	-	-	1	-	-	-	4	1	-	-	-	1	1	-	4	4	4	1	4	-	?	?	5	4	4	4	4	?	?	?
1/7	-	3	5	-	-	-	-	-	1	-	4	-	4	1	4	-	-	1	1	-	4	5	-	1	-	-	?	5	5	5	5	5	4	4	?	?
2/1	-	2	5	-	-	-	-	-	1	-	5	-	4	1	4	-	-	1	1	-	4	4	-	1	-	-	4	5	5	5	4	5	4	4	?	5
VIII/2	-	3	4	-	-	-	-	-	1	-	5	-	5	1	4	-	-	1	1	-	4	-	-	1	-	-	5	5	4	5	4	?	4	4	?	5
VIII/3	-	3	5	-	-	-	-	-	1	-	4	-	4	1	4	-	-	1	1	-	4	5	-	1	5	-	5	4	5	5	4	?	4	4	?	5
IX/1	-	3	5	-	-	-	-	-	1	-	4	-	4	1	4	-	-	1	1	-	4	5	-	2	-	-	5	5	4	5	4	4	4	?	?	?
XI/14	-	3	5	-	-	-	-	-	1	-	4	-	4	1	4	-	-	1	1	-	4	5	-	1	5	-	4	5	4	5	4	4	4	4	?	4
Magnetit																																				
Vz. 32	?	2	5	?	?	?	4	?	1	?	4	?	4	1	4	?	?	1	3	?	?	4	?	2	4	?	?	4	4	?	4	5	4	5	?	?
5/9	?	2	?	?	?	4	4	?	1	?	5	4	4	1	4	4	?	1	3	?	4	4	4	1	4	5	4	4	5	?	?	4	4	?	?	

1 - obsah nad 1 %; 2 - obsah od 1,0 - 0,1 %; 3 - obsah 0,1 - 0,01 %; 4 - obsah 0,01 - 0,001 %; 5 - obsah stopový;

pretínajú. Zistilo sa, že okrem bežnej minerálnej asociácie sa vyskytuje na týchto žilách v menšom množstve aj žilný magnetit, ktorý nebol doteraz známy v tejto oblasti ani na žilách rudňanských (Bernard 1953—1957), ani v blízkej oblasti roztockej (Píša 1962). Na sideritových žilách v Spišsko-gemerskom rudohorí bol známy v Poproči (Chrt 1949), v Rožňavskom Bystrom (Kértai 1934), blízko Rožňavy (Varček 1954) a na menších žilách (Ferenc a Mária Stankovič) pri Rožňavskom Bystrom (Beňo 1954). Žily čiernohorského rudného revíru sú charakteristické pomerne vysokým obsahom kremeňa a turmalínu na úkor sideritu, s pomerne nízkym obsahom sulfidov. Magnetit na týchto žilách nie je ojedinelý; zistil sa aj na žilách pri Nálepkove (žila Gustav a Max), čiže je známy zo širšieho areálu na sideritových žilách tejto oblasti. Tieto poznatky môžu mať význam aj pre objasnenie metalogenézy celého Spišsko-gemerského rudohoria.

*Geologický prieskum, n. p.,
Spišská Nová Ves*

LITERATÚRA

- [1] Ahlburg J., 1913: Über die Natur und Alter der Erzlagerstätten des oberungarischen Erzgebirges. Jahrbuch der k. geolog. Reichsanstalt, Budapest. — [2] Bartels V., 1910: Spateisenstein — Lagerstätten des Zipser Comitatus in Oberungarn, Berlin. — [3] Beňo J., 1954: Výskyt magnetitu na sideritových žilách okolia Rožňavy. GP, Zošit 38, Bratislava. — [4] Bernard J., 1959: Výročná zpráva o mineralogicko-geochemickém výskumu rudných žil Spišsko-gemerského rudohorí za rok 1958. Geofond, Praha. — [5] Fusán O. — Kantor J., 1953: Chalkografické pozorovania na sulfidickom ložisku „Alžbeta“ v Bystrom potoku. Geol. sborník IV/1, 2, Bratislava. — [6] Fusán O. — Kantor J., 1954: Zpráva o geologickom výskume na liste Švedlár (4465/4). GP, Zprávy 1, Bratislava. — [7] Chrt J., 1949: Geologicko-montanistické pomery železorných ložisek v okolí Lucia-bane a Poproče na Slovensku. Posudek, Praha. — [8] Ilavský J., 1951: Povaha rudných žil v Spišsko-gemerskom rudohorí. Uhlí — rudy I/5, Praha. — [9] Ilavský J., 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. GP, Zošit 46, Bratislava. — [10] Kértai Gy., 1934: Ércmikroszkópiái és paragenetikai megfigyelések a Szepes-Gömöri erchegységben, Budapest. — [11] Píša M., 1962: Mineralogické pomery na rudných žilách v oblasti Gretl—Ráztoky—Bindt u Spišské Nové Vsi. Sborník ÚÚG, Praha. — [12] Schönnenberg R., 1949: Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone (Karpathen). Zeitsch. d. deutsch. geol. Ges. 99, Berlin. — [13] Schwartz J., 1954: Niekoľko poznámok k rudnej paragenézií oblasti Nálepkova. GP, Zprávy 1, Bratislava. — [14] Varček C., 1954: Predbežná zpráva o výskume metalogenetických pomerov okolia Rožňavy. GP, Zprávy 1, Bratislava. — [15] Varček C., 1954: Predbežná zpráva o štúdiu sideritovej formácie pri Rožňave. GP, Zprávy 1, Bratislava.

DIE MINERALASSOZIATION IM BADEORT ČIERNÁ HORA

Die Erzgänge von Čierna Hora im nördlichen Teil des Zips-Gömörer Erzgebirges (etwa 2,5 Km W von Nálepkovo) sind durch ihre geologische Position und Mineralassoziation sehr interessant. Sie treten in den Schichten der Rakovec-Serie auf und sind E—W, bzw. NE—SW gerichtet, oft gestört, auskeilend, bzw. neu einsetzend.

Beim mikroskopischen Studium konnte man die Mineralassoziation bzw. Sukzession der Ausscheidung einzelner Minerale festlegen. Es handelt sich überwiegend um die Siderit-Quarz-Gänge mit untergeordneter Vertretung der Sulfide. Die Mineralisation verlief in vier Perioden:

In der *ersten* (Quarz-Fuchsit) *Periode* hat sich Quarz I, Pyrit I, und Arsenopyrit ausgeschieden.

Zur *zweiten Periode* (Siderit-Periode) gehören: Siderit I, Ankerit, Pyrit II, Quarz II.

In der *dritten Periode* (Quarz-Turmalin-Periode) entstanden: Siderit II, Quarz III, Turmalin, Pyrit III, Chalkopyrit I und endlich in die

vierte (sog. sulphidische) *Periode* fallen: Quarz IV, Pyrit IV, Chalkopyrit II, Tetraedrit, Magnetit, Kalcit, Chlorit, Spekularit und Cuprit.

Als neu wurde in dieser Vergesellschaftung Magnetit festgestellt, der bisher an den Siderit-Gängen im nördlichen Teil des Zips-Gömörer Erzgebirges nicht bekannt war.

*Geologický prieskum,
Spišská Nová Ves*

Vysvetlivky k tab. I—IV

T a b. I

O b r. 1. Brekciovitá textúra žily — úlomky chlorit. fylitov (sivé) lemované kremeňom I (svetlý); medzipriestor vyplňa siderit I (tmavý). — O b r. 2. Drobný úlomok chlorit. fylitu (čierny) lemovaný drobnokryštalickým kremeňom I, z ktorého sa vyvíja hrubokryštalický kremeň (pretiahnutý). Veľké pretiahnuté kryštály sú orientované koncentricky do stredu kokardy. Nikoly +, zväčš. 36×. — O b r. 3. Kremeň (svetlý) zatláča siderit v trhlínkách (výbrus); nikoly +, zväčš. 36×. — O b r. 4. Úlomky sideritu I (šedý) s klencovou štiepnosťou lemované drobnokryštalickým kremeňom II (tmavošedý a svetlý), z ktorého sa vyvíja hrubokryštalický kremeň II (výbrus); nikoly +, zväčš. 36×.

T a b. II

O b r. 5. Páskovaná textúra žily; na okraji (pod i nad) je jemnozrnný siderit I; za ním nasleduje siderit II a stred žily vyplňa kremeň III (svetlý); nábrus, zmenšené o 55%. — O b r. 6. Siderit II pretína žila kremeňa IV (svetlý) so spekularitom (tmavý šupinatý); nábrus, zmenšené o 55%. — O b r. 7. Kryštáliky pyritu III (P) uzatvára chalkopyrit I (cu), ktorý zatláča po trhlínkách siderit II (Si); nábrus, nikoly //, zväčš. 37%. — O b r. 8. Hrubokryštalický siderit II (Si) zatláčaný kremeňom IV (Kr), s ktorým prichádza chalkopyrit II (Cu) s drobnými odmiešavinami tetraedritu (Te); nábrus, nikoly //, zväčš. 37%.

T a b. III

O b r. 9. Siderit I (Si) zatláčaný kremeňom II (Kr) a obidva chalkopyritom II (Cu) a magnetitom (Mg); nábrus, nikoly +, zväčš. 37%. — O b r. 10. Siderit (svetlý a sivý) prerastaný

žilkami magnetitu (čierny); nábrus, zmenšené o 55 %. — O b r. 11. Chalkopyrit (Cu) kryštalizuje súčasne s magnetitom (Mg); nábrus, nikoly //, zväčš. 37×. — O b r. 12. Úlomky sideritu (Si) tmelené magnetitom (čierny) a chloritom, s ktorým prichádza kremeň IV (Kr); nábrus, zmenšené o 40 %.

T a b. IV

O b r. 13. Trhlinky v celistvom magnetite (svetlý) vyplňa kremeň IV (šedý); nábrus, nikoly //, zväčš. 55×. — O b r. 14. Rozlične orientované šupinky spekuláritu (svetlý) prerastané kremeňom IV (šedý); nábrus, nikoly //, zväčš. 55×. — O b r. 15. Kremeň (tmavošedý) ako najstarší je zatláčaný chalkopyritom II (Cu) a obidva prerastá spekulárit (sivý) ako najmladší; nábrus, nikoly //, zväčš. 55×. — O b r. 16. Kuprit (K) s kremeňom (Kr) a sideritom (Si); nábrus, nikoly //, zväčš. 37×.

Všetko foto J. P e c h o

DUŠAN HOVORKA—MIROSLAV SLAVKAY

PIKRIT OD PONÍK

V ý t a h : Pri Ponikách (okres Banská Bystrica) v karbonatických horninách, patriacich pravdepodobne chočskému príkrovu, sa navrávalo teleso ultrabázických hornín. Ide o prvý výskyt ultrabázika v mezozoiku Západných Karpát S od Iubenickej línie. Študovaná hornina má charakter biotitického pikritu premenlivého minerálneho zloženia. V práci podávame petrografickú a petrochemickú charakteristiku horniny a stručnú interpretáciu jej genézy.

Pri prieskumných prácach v roku 1963, navštívili sa asi 250 metrov Z od severného okraja obce Poniky vrtom PO-1 v hĺbke 459,3 m tmavozelené ultrabázické horniny (Kravjanský 1964), v komplexe dolomitov, ktoré vystupujú pod sériou Drienka. Podľa B y s t r i c k é h o (1964) súvrstvie pod sériou Drienka patrí chočskej sérii. Aj K r a v j a n s k ý (1964) súvrstvie dolomitických vápencov a dolomitov, ktoré sú v profile vrtu PO-1 okolnými horninami ultrabázika, podmienčne pričleňuje k chočskému príkrovu. Teleso ultrabázika, mocné necelých 5 m, leží v sivých brekciovitých dolomitoch. Na trhlinách v dolomite sú žilky karbonátov, pyritu a sadrovca. Pyrit miestami zatláča karbonát a vytvára typickú koróznu štruktúru. Ide o produkt hydrotermálnych procesov. Žilky sadrovca vznikli pravdepodobne z roztokov infiltrovaných z nadložnej série Drienka, kde sa vo veľkej miere vyskytujú polohy sadrovca a anhydritu.

Ultrabázické horniny v širšom okolí Poník neboli doteraz zistené. V chočskom príkrove tejto oblasti sa vyskytujú melafýrové mandľovce (vrt St-1 a St-2; Stráža S od Ponicej Lehôtky) pod strednotriasovými dolomitmi a nad slienitými vápencami križňanskej jednotky. Na povrchu sú známe len J od Slovenskej Lupče a S od Šálkovej (Z o r k o v s k ý 1958).

Petrografia ultrabázika

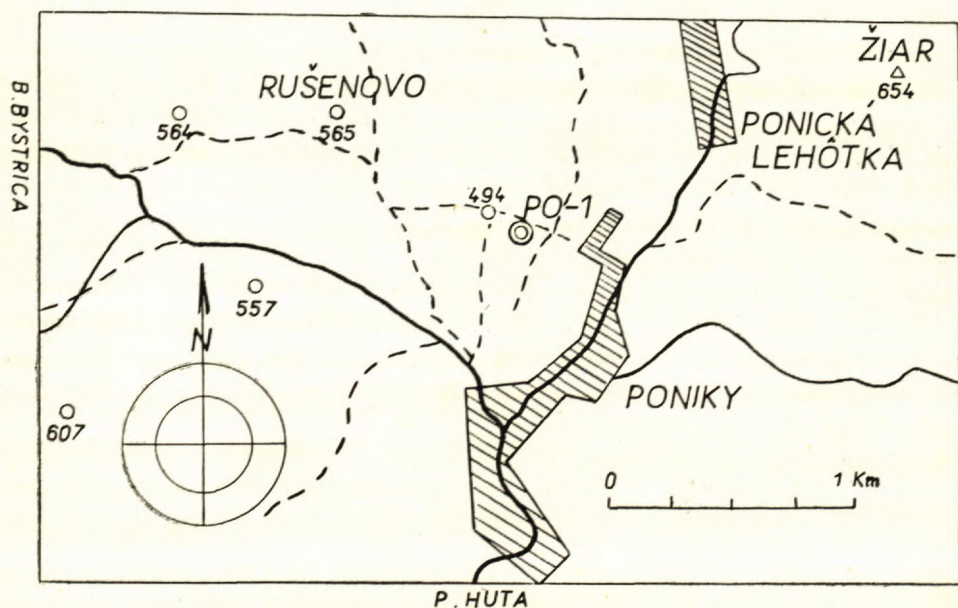
Študovaná hornina má tmavozelenú farbu a prevažne masívnu textúru. V strednej i „podložnej“ časti telesa boli zistené silne podrvené polohy; v masívnej hornine sú už makroskopicky viditeľné žltozelené očka olivínu (2—6 mm), tmavé lupene biotitu

(2—3 mm), ojedinelé zrnká pyritu a svetlé karbonátové žilky (1—3 mm). V žilkách okrem prevládajúcich karbonátov je prítomný aj pyrit. Matrix ultrabázickej horniny je tmavozelená, veľmi jemnozrná.

Štruktúra horniny vo väčšine výbrusov je výrazne porfyrická s výrastlicami olivínu a pyroxénov. Miestami pozorovať náznaky vzniku poikilitickej štruktúry so vzájomným prerastaním amfibolu, biotitu a pyroxénu druhej generácie.

Olivín tvorí porfyrické výrastlice a je silne serpentinizovaný. Serpentinizačné procesy podmienili vznik typických slučkovitých štruktúr s jadrami tvorenými serpentinizovaným olivínom, kalcitom, mastencom a izotropným amorfným serpentínom. Často pozorovať, že v okrajovej časti porfyrických výrastlíc olivínu je viac slučiek s jadrami, tvorenými serpentinizovaným olivínom, ako v centrálnej časti. Vo väčšine študovaných výbrusov v strede „kanálov“, ktoré tvoria slučkovité pletivo, je sústredený rudný pigment. Stredná časť kanálov (trhlín) bola najdlhšie prístupná cirkulácii roztokov, ktoré spôsobili serpentinizáciu. U niektorých kanálov stredná časť je vyplnená svetlým serpentínom. Serpentinová hmota slučiek nemá rovnaké zafarbenie. Slučky na okraji pôvodného olivínu majú často svetlú farbu, v strede zrn sú svetlohnedé. Nerovnomerné zafarbenie je odrazom nerovnako intenzívneho odnosu Fe. Množstvo olivínu v hornine kolíše medzi 20—50 obj. %.

Picotit vytvára ojedinelé zrná nepravidelne lalokovitého a kostrovitého tvaru. Je tabakovohnedý, ojedinele až 0,8 mm veľký, na okrajoch zrn lemovaný rudnými minerálmi.



Obr. 1. Schematický náčrt výskytu pikritov.

Magnetit-titanomagnetit sú prítomné najčastejšie v podobe reakčného lemu okolo picotitu, prípadne v podobe drobných nepravidelných uzavrenín, najmä v pyroxénoch prvej generácie.

Pyroxén tvorí 2 generácie; porfyrické výrastlice (2—5 mm) patria intratelurickej fáze (pyroxén I); majú idiomorfný habitus, ružovohnedú farbu so slabým pleochroizmom, zhášanie $\gamma/c = 54\text{—}56^\circ$; $2V\alpha = 48\text{—}50^\circ$. U časti porfyrických výrastlíc pozorovať náznaky zonárnej stavby s postupným undulóznym zhášaním zŕn od stredu k okrajom. Pritom farebný odtieň je intenzívnejší na okraji ako v strede zrna. Pyroxény II. generácie tvoria drobné idiomorfné stĺpčeky (0,1—0,4 mm), prípadne zhluky nepravidelných zŕn. Sú bezfarebné až svetloružovohnedé, veľmi slabo pleochroické. U drobných stĺpčekov zriedkavo pozorovať aj jednoduché zrasty podľa „c“. Pyroxény I. a II. generácie sú reprezentované *titanoaugitom*.

Hnedý amfibol je prítomný vo vedľajšom až akcesorickom množstve. Zriedkavo vytvára idiomorfné stĺpčeky, väčšinou nepravidelné zrnká. Vyznačuje sa silným pleochroizmom: $\alpha =$ hnedožltý, $\gamma =$ tabakovohnedý, zhášanie $\gamma/c = \text{max. } 26^\circ$; $2V\alpha = 74^\circ$. Ide o obecný amfibol.

Biotit tvorí lupenmi pravidelne obmedzené nepravidelné zhluky, a býva desiatiny mm až 2—3 mm veľký. Je intenzívne pleochroický: $\alpha =$ svetložltohnedý, $\gamma =$ sýtohnedočervený. Tvorí 15—25 obj. % horniny. Oproti sekundárnym premenám je vcelku stály. V blízkosti žíliek karbonátov pozorovať zmenu jeho sfarbenia: $\alpha =$ svetložltohnedý, $\gamma =$ sýtotrávovozelený. Miestami zatláča minerály magmatickej fázy.

Apatit je typický akcesorický minerál horniny; vytvára dlhostĺpčekovité kryštály s pomerom predĺženia 10—21:1; dosahuje veľkosť 1,5 mm. Kryštály apatitu sú číre, u časti kryštálov v strede stĺpčekov pozorovať úzke tmavé uzavreniny. Nevystupuje vo forme uzavrenín v mineráloch intratelurickej fázy, ale vykryštalizoval medzi poslednými minerálmi horniny. Nachádza sa uzavretý vo vykryštalizovanej zbytkovej tavenine.

Medzi minerálmi I. a II. generácie miestami je prítomná bezfarebná, častejšie šedo-hnedá a žltohnedá amorfná matrix, tvorená prevažne *vulkanickým sklom*. Charakteristická je preň mikrosférolitická štruktúra, hojné zhluky drobných rudných minerálov a zhluky nepravidelných lupenov chloritu. Miestami spolu so sklom sú prítomné aj nepravidelné zhluky jemnolupenitého antigoritu. Predstavuje pravdepodobne produkt serpentinizácie základnej sklovitej hmoty ultrabázika.

Produkty sekundárných premien horniny, okrem už uvedených minerálov zastupuje aj pyrit, kalcit, mastenec a limonit.

Minerálne zloženie študovaných hornín podávajú výsledky dvoch planimetrických analýz (tab. 1). Obsah hlavných minerálov vo všetkých študovaných výbrusoch horniny (24 výbrusov) sa mení medzi uvedenými krajnými typmi. Sukcesia kryštalizácie ultrabázika a následnosť jeho premien je v tab. 2.

Tabuľka 1

	KP-24	KP-27
olivín (serpentinizovaný)	48,4 %	21,2 %
I	3,4	2,6
titanoaugit	18,8	22,7
II	15,4	20,1
hnedý amfibol	1,5	7,7
biotit	15,1	23,5
apatit	1,4	2,1
sklo + chlorit + serpentín	12,1	17,5
pyrit	0,8	3,8
kalcit	1,6	0,7
ostatné	0,3	0,8
	100,0 %	100,0 %
počet bodov	3726	3439
vzdialenosť	0,2 mm	0,2 mm

	INTRATELURICKÉ ŠTÁDIUM	EFUZÍVNE ŠTÁDIUM	HYDROTHERMÁLNE ŠTÁDIUM
PICOTIT	—		
TITANOMAGNETIT	—		
MAGNETIT	—		
OLIVÍN	—		
PYROXÉN I	—		
PYROXÉN II.		—	
AMFIBOL		—	
BIOTIT		—	
APATIT		—	
SKLO			—
KARBONATIZÁCIA I.			—
STEATITIZÁCIA			—
SERPENTINIZÁCIA			—
CHLORITIZÁCIA			—
KARBONATIZÁCIA II.			—
PYRITIZÁCIA			—

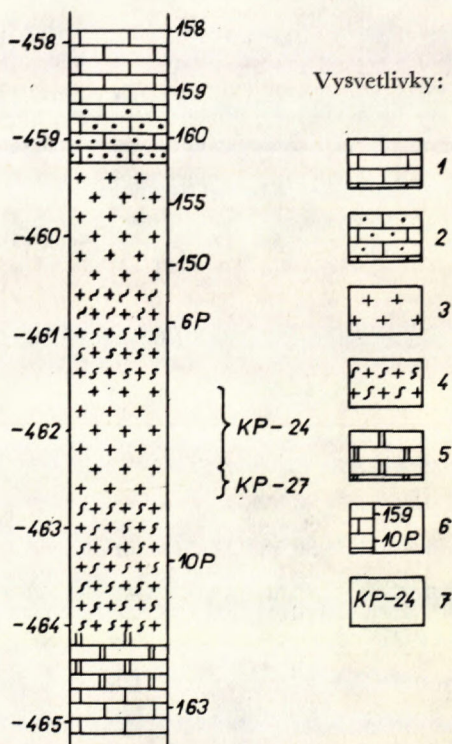
T a b. 2. Sukcesia vylučovania minerálov.

Karbonatizácia I predstavuje prvú premenu horniny. Spolu so vznikom jemnozrn. agregátu karbonátu prebiehala aj steatitizácia. Roztoky, ktoré spôsobili karbonatizáciu, obsahovali aj dostatočné množstvo SiO₂ pre vznik mastenca. Produkty týchto premien tvoria jemnozrné agregáty, vyplňujúce jadrá slúčiek. Serpentinizácia sa uplatnila najmä na olivíne a v základnej sklovitej hmote.

Lupenitý antigorit tvorí sietivo serpentinizovaného olivínu. Serpentín základnej hmoty má charakter jemnolupenitého antigoritu až amorfného serpentínu. Na ostatných mineráloch horniny sa tento typ premeny uplatňuje len veľmi nepatrne. Spolu so serpentinizáciou prebiehala pravdepodobne aj chloritizácia. Produktom poslednej fázy hydrotermálnej premeny ultrabázika je vznik žiliek kalcitu a pyritu. Výsledkom tohto procesu je aj hydratácia (?) biotitu v najbližšom okolí trhlín.

Pri určovaní názvu horniny vychádzame z práce Pacáka (1926), ktorý medzi eruptívnymi horninami severného úpätia Beskýd rozlíšil 5 skupín, pričom v každej skupine vyčlenil niekoľko oddelení. Študovaná hornina svojím minerálnym zložením, textúrnymi a štruktúrnymi znakmi je najbližšia horninám I. skupiny a 3. oddelenia, charakterizovaným prítomnosťou 30—50 % olivínu, neprítomnosťou, prípadne akcesorickým množstvom svetlých minerálov, prítomnosťou pyroxénu, amfibolu a biotitu. Horniny tohto zloženia s porfyrickou štruktúrou označil Pacák (1926) v zmysle Tschermaka (1866) ako *pikrity*.

Na základe minerálneho zloženia a štruktúry študovanej horniny označujeme ju ako biotitický pikrit.



Obr. 2. Časť profilu vrtu PO-1.

- 1 — podvrvené sivé až tmavosivé dolomity; pu klíny vyplnené uhličitanmi (kalcit); 2 — podvrvené dolomity s klastickými úlomkami pikritu
 3 — biotitický pikrit; 4 — podvrvený biotitický pikrit, sčasti tmelený karbonátmi (kalcitom); 5 — podvrvené sivé dolomity striedajúce sa s polohami silne podvrveného biotitického pikritu;
 5 — čísla spektrálnych analýz; 7 — čísla chemických analýz.

V ďalšom uvádzame prehľad postupov stanovení jednotlivých kysličníkov v analyzovaných vzorkách. Spôsob stanovenia je uvedený podľa oznámenia analytikov.

	KP-24	KP-27
	SiO ₂	34,06 %
TiO ₂	1,34	2,02
Al ₂ O ₃	5,72	7,57
Fe ₂ O ₃	6,75	6,52
FeO	3,93	4,04
MnO	0,12	0,19
MgO	22,26	16,94
CaO	9,05	10,65
Na ₂ O	0,41	0,96
K ₂ O	0,92	1,02
P ₂ O ₅	0,74	0,85
H ₂ O — str. žfh.	3,07 10,87	1,86 8,15
	99,24 %	98,89 %

Analytik: J. Ujc, 1965 (KP-24); H. Tkáčzyk, 1965 (KP-27); Laboratórne stredisko GP, Turč. Teplice.

SiO₂ — vážkové, dehydratáciou s HCl a odkúrením vyžihaného SiO₂ s HF + H₂SO₄; Al₂O₃ — gravimetricky; Fe₂O₃ — fotometricky s kyselinou sulfosalicylovou ako fialový komplex; FeO — rozpúšťaním s HCl v neoxydačnej atmosfére a titračne s KMnO₄; CaO — vy-zrážaním oxalátom a titračne s KMnO₄; MgO — vážkove ako pyrofosforečnan; TiO₂ — foto-metricky s peroxydom vodíka; MnO — fotometricky oxydáciou s K₂Cr₂O₇; P₂O₅ — fotometricky ako žltý komplex fosfovanadomolybdenovej kyseliny; S — rozpúšťaním Lungheho lúčavkou

Tabuľka 4

Spektrálne analýzy

	1 %	1-0 %	0,1 — 0,01 %	0,01 — 0,001 %	stopy
158	Si, Mg, Al, Fe, Sr, Ca,	Mn, K, Na,			Ti, V?, Cu, Ag, Ni, Cr, Ba,
159	Si, Mg, Al, Fe Ca,	Mn, K, Na, Sr,		Ti	V?, Cu, Ni, Ba,
160	Si, Mg, Al, Fe, Ca,	Mn, K, Na, Sr,	Ti, Cr,	Ba,	Pb?, Ni, Co, V, Cu, Ag?, Pb, Cu, Sr,
163	Si, Mg, Al, Fe, Ca,	Mn,	K, Na,	Ti, V, Ba, Cr	
150	Si, Mg, Al, Fe Ti, Ca,	Mn, K, Na,	Ni,	Co, Cr,	V, Sr, Cu, Ba,
155	Si, Mg, Al, Fe Ti, Ca,	Mn, K, Na,	Ni,	Co, Cr, Ba, Sr,	V, Pb, Zn, Cu,
KP-24	Si, Mg, Al, Fe Ti, Ca,	Mn, K, Na,	Ni,	Co, Cr,	Ba, V, Zn, Pb Sr, Cu, Sb, As,
KP-27	Si, Mg, Al, Fe, Ti, Ca,	Mn, K, Na,	Ni,	Co, Cr,	Ba, Zn, Pb, V, Cu?, Sb?, As?,
6P	Ca,	Si, Al, Mg,	Sr,	Mn, Ba,	Ti, V, Cu, Ni, Cr,
10P	Ca,	Si, Al, Mg,	Sr,	Mn, Ba,	Ti, V, Cu, Ni, Cr,

a vyzrážaním ako BaSO₄; S spál. — spálením v Marschovej peci a titráciou jódou; Na₂O, K₂O — plameňovým fotometrom Zeiss; str. žih. — žiňaním v silitovej peci do konštantnej váhy. Na stanovenie alkálií, Fe²⁺, a straty žiňaním bola odobratá nová navážka.

V tab. 4 sú výsledky spektrálnych analýz karbonatických hornín z nadložia a podložia pikritu (158, 159, 160, 163), biotitického pikritu (150, 155, KP-24, KP-27) a apatitu vyseparovaného z pikritu (6P, 10P).

V asociácii stopových prvkov okolných karbonátových hornín pikritu je typické postupné zvyšovanie obsahu Ti smerom k pikritu (158 159 160). Celkový chemizmus horniny sa odrazil aj na asociácii stopových prvkov v apatitoch.

Tabuľka 5

Niggliho číselné charakteristiky

	si	ti	p	k	mg	al	fm	c	alk
KP-24 s	60,96	1,79	0,56	0,60	0,80	6,02	74,87	17,35	1,76
KP-27	74,36	2,95	0,70	0,41	0,75	8,68	65,98	22,26	3,08

Q	L	M	π	γ	α	μ
7,98	13,83	78,19	0,55	0,15	0,05	0,68
14,44	18,96	66,60	0,48	0,20	0,08	0,60

Analyzované horniny v Niggliho systéme nemajú presného ekvivalenta. Hlavnými hodnotami sa najviac približujú ortoaugitickoperidotitickej skupine, peridotitickému typu magmy.

V ďalších tabuľkách uvádzame prepočty chemických analýz biotitických pikritov a hodnoty štandardných buniek vypočítaných metódou T. W. F. Bartha.

Tabuľka 6

Hodnoty prepočtu podľa T. W. F. Bartha

	Q	Px	Fl	Δ
KP-24	-16,93	103,74	12,26	2,85
KP-27	- 7,09	89,00	17,00	2,75

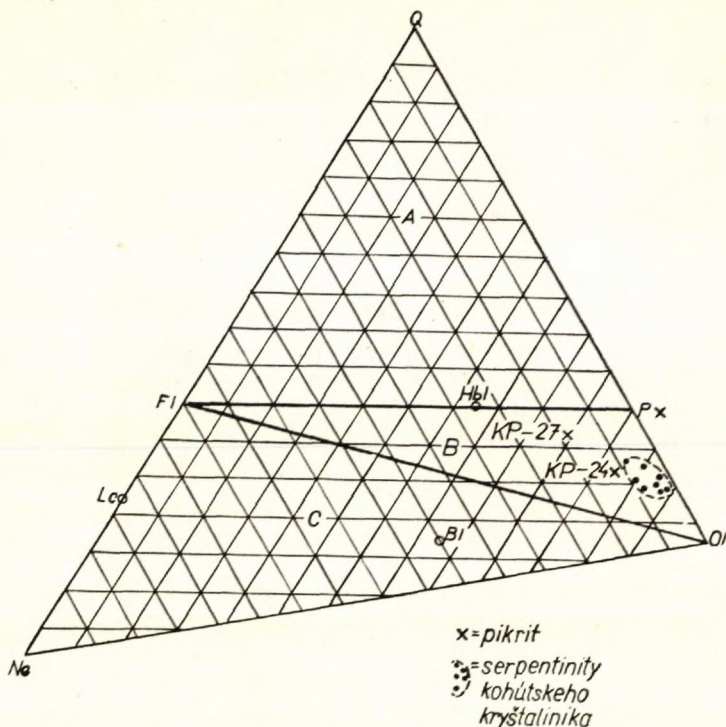
Tabuľka 7

Hodnoty štandardných buniek

KP-24	Si _{33,44}	Ti _{0,98}	Al _{3,30}	Fe ²⁺ _{2,48}	Fe _{3,21}	Mn _{0,10}	Mg _{32,78}	Ca _{9,52}	Na _{0,39}	K _{0,57}	P _{0,30}
KP-27	Si _{38,41}	Ti _{1,52}	Al _{4,48}	Fe ²⁺ _{2,46}	Fe _{3,39}	Mn _{0,16}	Mg _{25,61}	Ca _{11,50}	Na _{0,94}	K _{0,65}	P _{0,57}

Na obr. 3. v Barthovom trojuholníku sú vynesené projekčné body serpentinitov kohútskeho kryštalinika Západných Karpát (Hovorka 1965) a projekčné body biotitických pikritov od Poník. U biotitických pikritov sú projekčné body oproti

serpentinom kohútskeho kryštalinika posunutú smerom k projekčným bodu amfibolu a k pólu nenasýtených hornín. Táto pozícia projekčných bodov pikritov súhlasí s ich minerálnym zložením.



Obr. 3. Barthov trojuholník.

Genéza pikritov

Vychádzajúc z minerálneho zloženia a štruktúry študovanej horniny interpretujeme ju ako produkt efuzívnej submarinnej činnosti v sedimentačnom prostredí okolných hornín (dolomitov). Nakoľko stratigrafia karbonatického súvrstvia vo vrte PO-1 nebola doteraz doriešená, predpokladaný triasový vek pikritu nie je jednoznačný. Na základe jedného vrtu nie je možné stanoviť veľkosť a tvar ultrabázického telesa. Z mikroskopického štúdia karbonatických hornín z „nadložia“ pikritu vyplýva, že pikrit vznikol pred sedimentáciou karbonátov. Klastické úlomky pikritu, najmä úlomky sklovitej hmoty sú prítomné v karbonátoch až do 50 cm vzdialenosti od styku dolomitov s pikritom, pričom množstvo klastických úlomkov sa so vzdialenosťou od pikritu znižuje (viď obr. 2).

Úlomky pikritu v karbonátoch majú nepravidelný tvar, rôznu veľkosť a sú zložené prevažne z izotropnej šedozelenej hmoty. Úlomky minerálov intratelurickej fázy vývinu horniny (olivín, pyroxén I) sme nezistili. Neprítomnosť úlomkov minerálov

ranného štádia kryštalizácie ultrabázika interpretujeme nasledovne: klastický materiál v karbonátoch pochádza zo submarínne rozrušenej okrajovej časti vulkanického telesa, ktorá mala prevažne sklovitý charakter. Klastický materiál z ultrabázika sa dostal do karbonátov v období ich spevňovania (štádium rannej diagenézy). Vodné prostredie sa odrazilo aj na charaktere niektorých klastických úlomkov pikritu. Tak napr. pre biotit je typická jeho premena v tyrkysovozelený minerál (hydrobiotit, chlorit?). Pikrit v styčnej zóne s nadložnými dolomitmi nie je mechanicky ovplyvnený; vo výbrusoch dolomitov z tesnej blízkosti pikritu účinky kontaktného pôsobenia pikritu na karbonáty sme nezistili.

Styk biotitického pikritu s „podložnými“ dolomitmi z vrtného jadra nie je možné jednoznačne riešiť. Jadro z podložnej časti pikritu má charakter silne podrveného ultrabázika, tmeleného karbonatickým tmelom. Uplatnenie sa tektonických deformácií v samotnom pikrite dokumentujú aj silne podrvené zóny pikritu (obr. 2).

Porovnaním biotitického pikritu so serpentinitmi Západných Karpát dochádzame k záveru, že pikrit predstavuje produkt utuhnutia ultrabázického diferenciátu intermediárneho až bazického typu magmy.

Záver

V chočskom príkrove Západných Karpát Slovenska na mnohých miestach vystupujú eruptívne horniny kyslého až bazického charakteru. Pikrit od Poník predstavuje v mezozoických sériách S od ľubenickej línie prvý raz zistenú efuzívnu ultrabázickú horninu. Týmto sa asociácia efuzívnych hornín Západných Karpát rozširuje aj o sporadického ultrabázického člena.

Pri umiestnení telesa biotitického pikritu v jeho terajšej geologickej pozícii uplatnili sa aj tektonické procesy. Na základe charakteru styku pikritu s nadložnými dolomitmi usudzujeme, že biotitický pikrit predstavuje synsedimentačného člena karbonatického súvrstvia. Podľa Bystrického (1964) a Kravjanského (1964) súvrstvie dolomitov a dolomitických vápencov patrí pravdepodobne chočskej sérii. Tektonické procesy postihli celé sedimentárne vulkanogénne súvrstvie, pričom k ich uplatneniu na styku pikritu s nadložnými dolomitmi (podľa pozorovania na horninovom materiáli z vrtu PO-1) nedošlo. Tektonická pozícia biotitického pikritu oproti podložným dolomitom je pravdepodobná.

Na základe prítomnosti 2 generácií niektorých minerálov horniny, jej štruktúry, prítomnosti vulkanického skla a na základe jej vzťahu k nadložným karbonatickým horninám predpokladáme submarínne efuzívny pôvod horniny.

Lektoroval prof. dr. J. K a m e n i c k ý.

*Katedra petrografie Prírodovedeckej fakulty UK,
Bratislava
Geologický prieskum, Žilina*

LITERATÚRA

- [1] Barth T. W. F., 1959: Principles of classification and norm calculations of metamorphic rocks. Journ. Geology, vol. 67. — [2] Bystrický J., 1964: Stratigrafia a vývin triasu série Drienka. Zprávy o geologických výskumoch v r. 1963/2 — Slovensko, Bratislava. — [3] Hovorka D., 1965: Serpentinity kohútiskeho kryštalinika a ich metamorfne produkty. Acta geol. et geogr. Univ. Com., Geologica, Nr. 9; Bratislava. — [4] Kravjanský I., 1964: Prieskumné práce na okolí Poník. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1963/2 — Slovensko; Bratislava. — [5] Losert J., 1963: Geologie a petrografie západní části Fubietovské zóny a přilehlého subtatrika. Rozpravy ČSAV, 73, 12, Řada matematických a přírodních věd, Praha. — [6] Pacák O., 1926: Sopečné horniny na severním úpatí Beskyd moravských. ČAVU, Praha. — [7] Slavík F., 1930: Pikrit z podloží naftonosného neogenu gbelského. Příroda, XXIII/10. — [8] Slavík F., 1930: Pikrit z podloží naftonosného neogenu gbelského II. Příroda, XXIII/12. — [9] Slavkay M., 1964: Petrografia vulkanických a niektorých sedimentárnych hornín spodného triasu. Zprávy o geologických výskumoch v r. 1963/2 — Slovensko; Bratislava. — [10] Tschermak G., 1866: Felsarten von ungewöhnlicher Zusammensetzung in der Umgebung von Teschen und Neutitschein. Sitzber. d. Ak. d. Wiss., Wien 53/I. — [11] Zorkovský V., 1949: Bázické erupzíva v mezozoiku západného a stredného Slovenska. Práce štát. geol. úst., Zoš. 26, Bratislava. — [12] Zorkovský B., 1958: Petrograficko-chemická povaha melafýrových hornín z lokality „Paseka“ severne od obce Šalková. Geologické práce, Zprávy 13., Bratislava.

D. HOVORKA — M. SLAVKAY

PIKRITE AUS DER UMGEBUNG VON PONIKY

In der Chočdecke der Westlichen Karpaten der Slowakei sind an vielen Stellen saure basische Effusivgesteine anwesend. Sie weisen den Charakter von Melaphyren, melaphyrischen Mandelsteinen, Porphyren, Mandelsteinen, Quarzporphyren a u. auf. In der Bohrung bei Poniky (Bezirk Banská Bystrica) in Dolomiten, welche nach J. Bystrický (1964) und J. Kravjanský (1964) wahrscheinlich zu der Chočdecke gehören, wurde ein Körper ultrabasischer Gesteine festgestellt. Das Ultrabasikum hat den Charakter eines biotitischen Pikrits veränderlicher Mineralzusammensetzung (siehe Tab. 1).

Biotitischer Pikrit hat eine ausgeprägte porphyrische Struktur mit Olivin- und Pyroxen-Phenocrysten. Die Grundmasse des Gesteins ist dunkelgrün, feinkörnig mit vitrophyrischer bis poikilitischer Struktur. Das Gestein besteht aus folgenden Mineralen: *Olivin* — stark serpentinisiert. Die Serpentinisierungsprozesse bedingen die Bildung typischer schlingenartiger Strukturen. *Pyroxen* hat den Charakter des Titanogaugits. Er ist in zwei Generationen anwesend. Auslöschung $\gamma/c = 54-56^\circ$, $2V\gamma = 48-50^\circ$. Bei Pyroxen I kann oft zonares Gefüge beobachtet werden. Brauner Amphibol ($\gamma/c = 26^\circ$, $2V\alpha = 74^\circ$) bildet idiomorphe säulenartige und unregelmässige Körner. Biotit ist in Form von dunklen braunroten Schuppen anwesend. Ein typisches akzessorisches Mineral des Gesteins ist langsäulenartiger (bis 1,5 mm) Apatit und unregelmässiger Picotit. Die Grundmasse des Gesteins bildet Glas, Chlorit und Serpentin; Produkte sekundärer Umwandlungen des Gesteins sind auch: Pyrit, Kalkspat, Talk, Limonit.

Das beschriebene Gestein hat im Niggli-System keinen präzisen Äquivalent. Mit den errechneten Hauptwerten weist es die grösste Ähnlichkeit mit dem peridotischen Magmatyp der ortoaugitisch-peridotischen Gruppe auf. Im Gegensatz zu diesem Typ, hat das analysierte Gestein einen hohen c und niedrigen fm Gehalt.

Pikrit stellt das Produkt submariner effusiver Tätigkeit im Sedimentationsgebiet der Chočdecke (?) dar. Ihre Stratigraphie im Gebiet des ermittelten Pikrits ist nicht eindeutig gelöst. Pikrit entstand vor Sedimentation der Karbonate (mittlere Trias?) in seiner Überlagerung. Klastische Pikrit-Bruchstücke in den hangenden Dolomiten sind in einer Entfernung bis zu 50 cm von dem Pikrit vorhanden. An den Dolomiten wurden keine Erscheinungen von Kontaktmetamorphose festgestellt. Der biotitische Pikrit stellt das sinsedimentäre Glied der Schichtenfolge dar. Der Kontakt des Pikrits mit den liegenden Karbonaten kann nicht eindeutig gelöst werden, da der Kern aus diesem Teil der Bohrung den Charakter eines stark zerstückelten mit karbonatischem Bindemittel verkitteten Ultrabasikums besitzt.

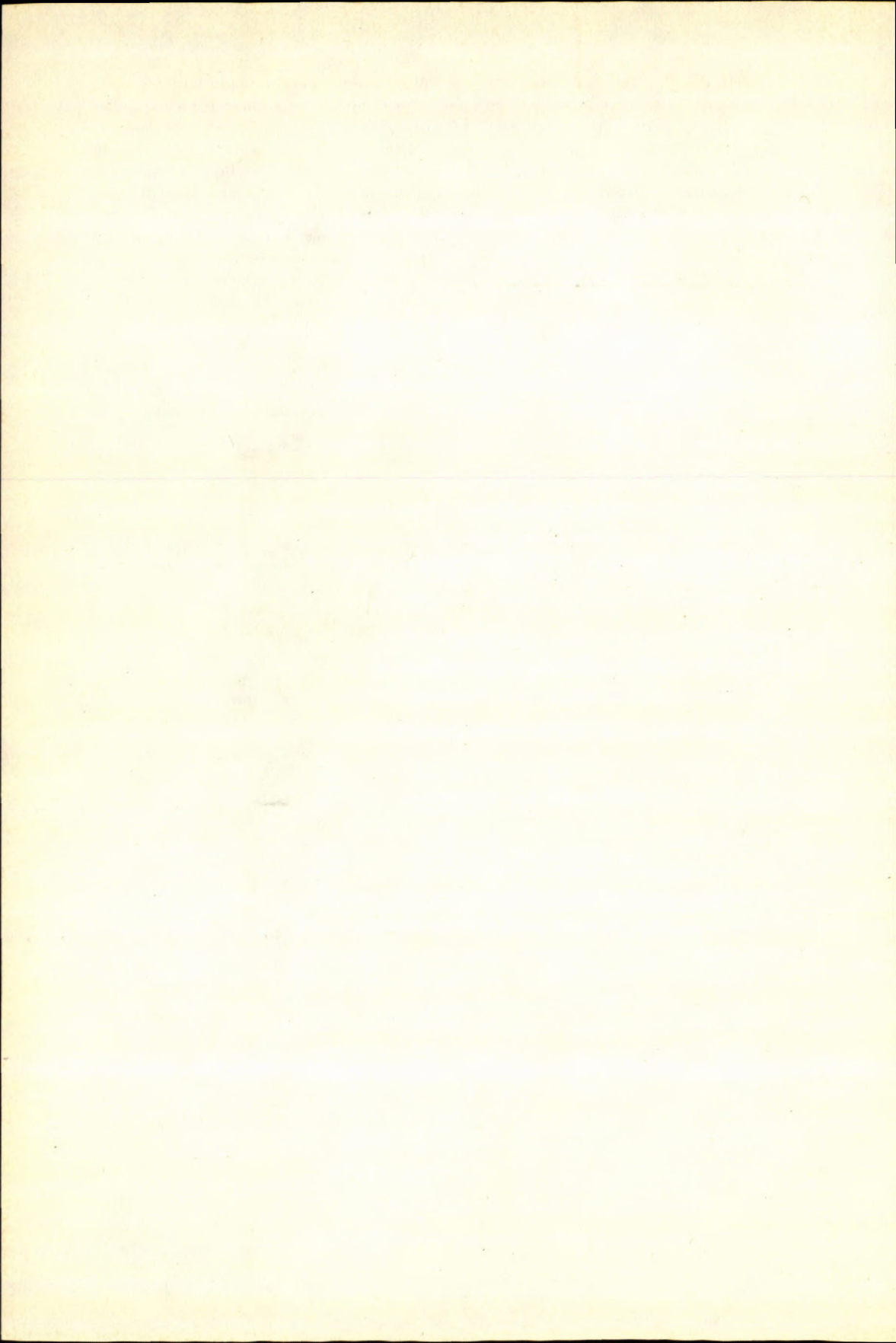
Die Karbonat-Schichtenfolge mit pikritischem Körper wurde von tektonischen Prozessen ergriffen. Anhand von Mustern des Bohrkernes nehmen wir an, dass der Kontakt des Pikrits mit den liegenden Dolomiten tektonisch ist.

*Lehrstuhl für Petrographie
der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Komenský Universität, Bratislava
Geologische Forschung,
Žilina*

Übersetzt von inž. L. Mináriková.

Vysvetlivky k tab. VI

Obr. 1. Porfyrická štruktúra biotitického pikritu; py — porf. výrastlica pyroxénu I, bt — biotit, pyII — pyroxén II. Zväčš. 35×, nikoly //. — Obr. 2. Serpentinizovaný olivín; slučková štruktúra: sn — serpentín, kt — kalcit, mt — magnetit. Zväčš. 35×, nikoly //. — Obr. 3. Resorbovaný picotit v serpent. olivíne; pt — picotit, sn — serpentín. Zväčš. 45×, nikoly //. — Obr. 4. Apatit z biotitického pikritu. Zväčš. 35×. Všetko foto Osvald.



JARMILA ĎURKOVIČOVÁ

MINERALOGICKO-GEOCHEMICKÝ VÝSKUM BIOTITOV Z GRANITOIDNÝCH HORNÍN ZÁPADNÝCH KARPÁT

V ý t a h. V rámci štúdia horninotvorných minerálov granitoidných hornín zaoberali sme sa výskumom jedného zo základných minerálov biotitom. Práca predstavuje prvú časť podrobného štúdia sľudových minerálov. Sledovali sme závislosti medzi makro a mikrochemizmom u samotných biotitov, ako aj vzťahy medzi chemickým zložením materských hornín a chemizmom biotitov. Boli sledované závislosti medzi indexami lomu biotitov, ich farbou a chemizmom.

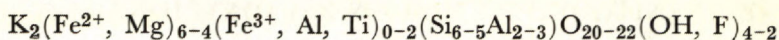
Jedným z najviac rozšírených horninotvorných minerálov, ktorý sa vyskytuje v produktoch väčšiny geologických procesov, je biotit, ktorému venovali pozornosť mnohí autori. Staršiu literatúru o problematike sľúd a biotitov u nás zhodnotil už **D u d e k** (1954), na ktorého prácu odkazujem. Tu spomeniem len niektoré novšie práce, resp. tie, ktoré sa dotýkajú priamo karpatského kryštalinika. **G o r a z d o w s k i** (1899) ako prvý izoloval a analyzoval sľudy z Tatier z biotitovej bridlice a hrubozrnného granitu. **W e y b e r g** (1901, 1909) študoval na vzorkách z Tatier závislosť chemického zloženia biotitu na zložení materskej horniny. Zistil, že chemické zloženie biotitov je závislé na obsahu Fe, Mg v hornine. **P a w l i c a** (1915, 1919) študoval metamorfované a magmatické horniny kryštalinika Tatier a zistil na základe petrografického rozboru a analýzy biotitu medzi nimi príbuznosť. **R a d z i s z e w s k i** (1924) zistil podľa chemického zloženia granitov a biotitov komagmaticnosť granitov Zobora, Hnilca a M. Karpát s tatranskými granitmi. **Z a s t a w n i a k** (1950) preštudoval biotity z metamorfovaných hornín tatranského kryštalinika a vzťah ich chemického zloženia k zloženiu materských hornín.

G o w e r (1957) študoval zmeny vzájomného pomeru vybraných difrakčných líní v závislosti na zmene pomeru Fe : Mg. **A. E. J. & C. G. E n g e l** (1960) študovali progresívny metamorfizmus a granitizáciu v pararulách, pričom skúmali vplyv uvedených procesov na zmeny chemického zloženia a fyzikálnych vlastností biotitov, resp. zmeny v obsahu mikroprvkov v biotitoch. **I s h i k a w a — S h i b a t a — N e g i s h i** (1963) zaoberajú sa chovaním mikroelementov v biotitoch granitických hornín centrálneho Japonska a rozoberajú vzťah medzi makroelementmi materských

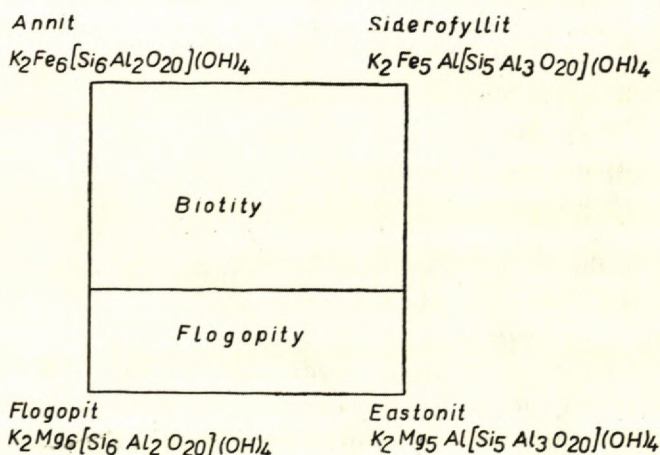
hornín a mikroelementmi biotitov. Rimšaitė (1964) zaoberala sa slúdami magmatických a metamorfovaných hornín. Diskutuje chemické zloženie slúd vo vzťahu k ich výskytu, paragenéze a podmienkam kryštalizácie.

Základná charakteristika biotitov

Biotit patrí v mineralogickom systéme do skupiny vrstevnatých silikátov. Je jedným z členov izomorfného radu minerálov, ktorých koncové členy sú flogopit, annit, eastonit a siderofyllit. Jeho všeobecný vzorec je:



Izomorfizmus v skupine biotit-flogopit je znázornený na obr. 1 (podľa Deera — Howieho — Zussmana 1963). Hranicu medzi biotitom a flogopitom uvedení autori vybrali pre $Fe : Mg = 1 : 2$. V pseudohehexagonálnej štruktúre biotitu vystupujú katióny v koordinácii 12 (K, Na, Ca, Ba, Rb, Cs), v koordinácii 6 (Al, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg, Mn, Zn, Li, Sn, Cr, Co, V, Zr, Ti) a v koordinácii 4 (Si, Al). Biotit kryštalizuje v monoklinálnej sústave a vyskytuje sa v troch polymorfných modifikáciách: 1M, 2M, 3T.



Obr. 1. Grafické znázornenie izomorfizmu v skupine biotit-flogopit podľa Deera—Howie—Zussman (1963).

Väčšina vzorkového materiálu pre štúdium biotitov pochádza z granitoidných hornín tatríd (22 vzoriek), veporíd (10) a gerneríd (1). Študované vzorky sme vyzbierali z týchto lokalít: 1—2 tatríd y: 1. Bratislava, kremitý granodiorit, 2. Tribeč, biotitický granodiorit—kremitý diorit, 3. Inovec, biotitický granodiorit, 4. Malá Fatra (Dubná skala) granodiorit, 5. Eubochna, biotitický granodiorit, 6. Šútovo, granodiorit, 7. Vysoké Tatry (Batizovská dolina) biotit-oligoklasový granit, 8. Chopok (n. v. 2023 m) granodiorit—kremitý diorit, 9. Chopok (južný svah 1830 m) žula d'umbierskeho typu, 10. Chopok (južný svah 1770 m) žula d'um-

bierskeho typu, 11. Chopok (južný svah 1480 m) žula Ďumbierskeho typu, 12. Bystrianska dolina žula Ďumbierskeho typu, 13. Vyšná Boca, žula Ďumbierskeho typu, 14. Nižná Boca, žula Ďumbierskeho typu, 15. Chopok (severný svah 1800 m) žula Ďumbierskeho typu, 16. Chopok (sev. svah 1600 m) žula Ďumbierskeho typu, 17. Magurka, biotitický granit, prašivský granit, 18—19 Magurka, 20. Dúbrava, autometamorfovaný biotitický granit, 21. Studenec, 22. Veľké Železné, 22—33 veporidy: 23. Sihla, biotitický granodiorit, 24. Hrončok, biotitický granit, 25. Revúca, biotitický granodiorit, 26. Chýžna, biotitický granodiorit, 27. Ráztočné, biotitický granodiorit, 28. Kokava n/Rimavicou, pegmatit, 29. Ratkovské Bystré, pegmatit, 30. Ratkovská Zdychava, biotitický granodiorit, 31. Muránska Huta, biotitická pararula, 32. Slavošovce, granitizovaná arkóza, 33. Muránska Huta, granitizovaná pararula, 34. Maša pri Hnúšti, biotitická pararula, 35. Krivé Blato (exotický valún z bradlového pásma) granit, 36. Betliar, granit, gemeridy.

Vzorky boli spracované na monominerálne frakcie. Rozdrvený materiál bol separovaný elektrostaticky a elektromagneticky. Takto získaný biotitový koncentrát bol pre potreby chemickej analýzy kontrolovaný pod binokulárnou lupou.

Chemické zloženie biotitov

Preštudovali sme biotity z niektorých základných typov granitoidných hornín karpatského kryštalinika a niektoré vzorky z kryštalických bridlíc. U vzoriek sa vyhotovilo celkom 15 kompletných a 8 čiastkových analýz (FeO, Fe₂O₃, TiO₂, MnO, MgO) (tab. 1) v chemickom laboratóriu GÚDŠ (Ďuriš, Dvonč) a Geol. průzkumu v Brne (Kulihová).

Zmeny v chemickom zložení biotitov sú nasledovné: v obsahu SiO₂ pozorovať len veľmi malé rozdiely u jednotlivých biotitov [34,06—36,72 % u vzoriek z granitov a pegmatitov; len vzorka z kryštalickej bridlice (granitizovaná pararula) vykazuje vyšší obsah SiO₂ — 38,03 %].

TiO₂ najnižší obsah (pod 2 % TiO₂) majú dve vzorky biotitov z kryštalických bridlíc; u väčšiny vzoriek sa pohybuje v rozmedzí 2—3 %; u vzoriek z Ďumbierskeho granitu je obsah TiO₂ zväčša pod 3 %, u biotitov z prašivských granitov nad 3 %. Obsah TiO₂ je ovplyvnený uzavreninami rutilu v biotite.

Obsah FeO u jednotlivých vzoriek značne kolíše; najnižší (10,77 %) je v biotite z pararuly z Muránskej Hutý; 14—15 % FeO majú biotity z prašivského granitu

Tabuľka 1a

	9.	10.	11.	15.	17.	25.	27.	29.	30.
FeO	19,69	19,11	15,34	18,89	14,29	18,91	17,46	18,88	16,88
Fe ₂ O ₃	0,34	0,68	5,82	0,51	6,05	2,60	3,38	1,16	2,06
TiO ₂	2,70	2,90	2,92	2,81	3,33	3,31	2,81	2,46	2,55
MgO	10,54	9,68	10,55	9,51	10,92	9,41	10,01	9,65	10,31
MnO	0,85	0,95	0,78	0,69	0,63	0,46	0,76	0,73	0,51

	2.	3.	6.	7.	12.	13.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	24.	32.	33.
SiO ₂	36,72	34,82	34,71	34,06	35,75	35,03	35,55	34,94	34,76	34,95	36,03	36,72	35,21	36,84	38,03
TiO ₂	2,47	3,20	2,85	2,58	3,27	3,14	2,88	3,25	3,33	3,16	3,35	2,75	2,85	1,92	1,60
Al ₂ O ₃	15,77	18,81	16,76	16,67	14,73	14,69	14,51	14,99	14,13	12,82	16,02	18,08	15,52	13,63	15,43
Fe ₂ O ₃	5,25	3,32	4,58	5,75	1,30	3,87	5,66	5,19	2,36	4,92	4,46	5,40	6,08	8,79	5,80
FeO	14,74	17,15	17,06	19,01	18,78	18,30	17,08	15,38	15,26	14,41	14,31	16,92	21,49	15,57	10,77
MnO	0,32	0,28	0,39	0,30	0,35	0,29	0,51	0,35	0,46	0,50	0,10	0,35	0,28	0,16	0,18
MgO	11,02	9,70	10,40	8,31	10,15	9,90	9,08	11,60	12,92	13,42	12,90	7,88	4,62	10,93	15,87
CaO	1,81	0,70	1,54	2,96	3,40	2,60	2,15	2,65	4,90	3,92	1,12	0,70	1,40	1,33	1,84
Na ₂ O	0,12	0,20	0,25	0,18	0,25	0,22	0,24	0,17	0,24	0,17	0,20	0,17	0,15	0,14	0,22
K ₂ O	10,07	8,60	7,10	8,03	7,92	7,90	8,48	7,50	6,25	5,90	8,70	9,10	8,25	9,44	8,58
Li ₂ O	0,01			0,01										0,01	0,01
H ₂ O +	1,26	2,79	4,13	2,15	3,18	3,31	3,12	3,18	4,67	4,83	2,65	2,01	3,90	1,23	1,41
H ₂ O -	0,05	0,14	0,12	0,00	0,22	0,11	0,17	0,10	0,19	0,26	0,10	0,20	0,24	—	0,03
F	0,61	0,21	0,30	0,31	—	—	—				0,28	0,29	0,35	0,36	0,42
P ₂ O ₅	—	0,05	0,20	—	0,04	0,19	0,17	0,17	0,02	0,24	0,11	0,07	0,21	—	—
	100,22	99,97	100,39	100,32	99,34	99,55	99,60	99,47	99,49	99,50	100,23	100,64	100,55	100,35	100,19

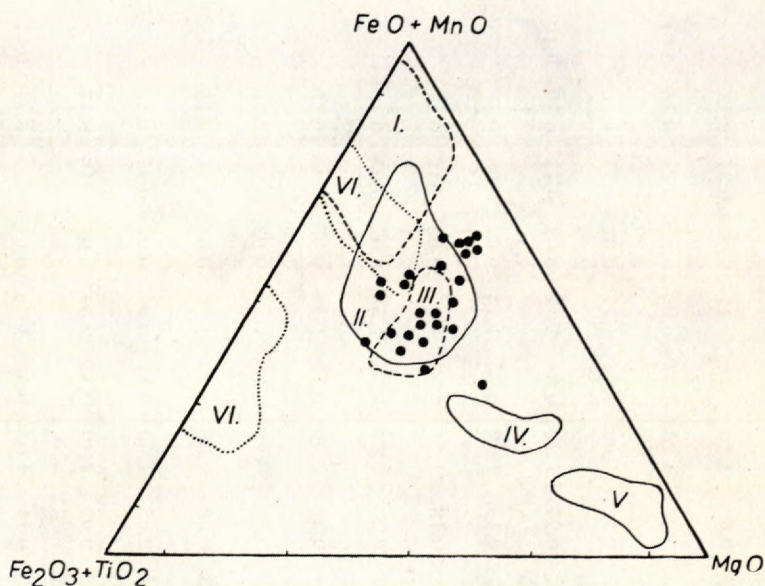
a granity Tribča; 17—19 % biotity z granitoidov Inovca, M. Fatry, Studenca a z d'umbierskeho granitu N. Tatier. Vysoký obsah FeO má biotit z hrončockého granitu (21,49 %).

Obsah Fe_2O_3 kolíše v rozmedzí 0,34—8,79 %. Nedá sa jednoznačne rozhodnúť, či sú rozdiely v obsahu Fe^{3+} spôsobené len rôznym stupňom oxydácie Fe^{2+} , alebo ide o primárne rozdiely. *W i n c h e l l* (1935) predpokladá, že všetko Fe^{3+} je produktom oxydácie Fe^{2+} v biotite. Zmeny v obsahu Fe môže spôsobiť aj menšia prímes chloritu vo vzorke.

Obsah MnO je nízky (vo všetkých vzorkách pod 1 %); obsah MgO sa mení od 4,62 do 15,87 %. Nakoľko Mg^{2+} sa izomorfne zastupuje v štruktúre biotitu s Fe^{2+} , je jeho obsah nepriamo úmerný obsahu Fe.

K_2O kolíše v rozmedzí 5,90—10,07 %; u biotitov z prašivského granitu je nižší obsah K_2O ako u d'umbierskeho typu.)

Obsah F sme zisťovali len z niektorých vzoriek; nezistili sa pritom žiadne výraznejšie zmeny v rámci študovaného materiálu. Projekčné body analyzovaných biotitov sú zanesené do diagramu *H e i n r i c h a* (1946) na obr. 2.



Obr. 2. Projekcia analyzovaných biotitov do diagramu Heinricha. I. Biotity zo žulových pegmatitov; II. zo žúl, kremitých monzonitov a granodioritov; III. z tonalitov a dioritov; IV. z gabbier, V. z peridotitov a ultrabázických hornín, VI. zo syenitov a syenitových pegmatitov.

Prepočet analýz biotitov na kryštalochemické vzorce

Použili sme prepočet podľa *S t e v e n s a* (1946). Za základ prepočtu sme vzali 24 iónov (O, OH, F). Kryštalochemické vzorce analyzovaných biotitov sú v tab. 2.

č. vzorky	K	Na	Ca	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mg	Mn	Al	Ti	Li	Si	Al	O	OH	F	Al/Fe+ +Mg	Fe/Mg
2.	1,01	0,02	0,15	0,97	0,31	1,29	0,01	0,35	0,15	0,01	2,89	1,11	10,0	0,66		0,56	0,92
		1,18						3,09				4,00					
3.	0,84	0,03	0,05	1,10	0,19	1,11	0,02	0,37	0,18		2,67	1,33	10,0	1,43	0,05	0,71	1,16
		0,92						2,97			4,00	1,48					
7.	0,81	0,03	0,25	1,25	0,34	0,98	0,02	0,24	0,15	0,01	2,69	1,31	10,0	1,13		0,60	1,62
		1,09						2,99			4,00						
6.	0,68	0,02	0,10	1,08	0,26	1,17	0,02	0,11	0,16		2,62	1,38	10,0	2,08	0,07	0,59	1,15
		0,80						2,80			4,00	2,15					
12.	0,78	0,04	0,27	1,22	0,08	1,17	0,02	0,12	0,12	0,19	2,78	1,22	10,0	1,65		0,54	1,11
		1,09						2,80			4,00						
13.	0,78	0,03	0,19	1,19	0,23	1,14	0,02	0,08	0,18		2,73	1,27	10,0	1,71		0,53	1,24
		1,00						2,84			4,00						
16.	0,84	0,04	0,16	1,11	0,33	1,05	0,03	0,12	0,17		2,77	1,23	10,0	1,62		0,54	1,37
		1,04						2,81			4,00						
17.	0,74	0,02	0,20	0,99	0,30	1,33	0,02	0,05	0,19		2,69	1,31	10,0	1,63		0,52	0,97
		0,96						2,88			4,00						
18.	0,60	0,04	0,39	0,96	0,13	1,44	0,03		0,19		2,61	1,25	10,0	2,34		0,49	0,76
		1,03						2,75			3,86						
19.	0,57	0,02	0,29	0,90	0,28	1,50	0,03		0,18		2,63	1,14	10,0	2,43		0,43	0,79
		0,88						2,89			3,77						
20.	0,84	0,03	0,08	0,91	0,25	1,46	0,01	0,18	0,19		2,74	1,26	10,0	1,34	0,06	0,55	0,79
		0,95						3,00			4,00	1,40					
21.	0,89	0,02	0,05	1,09	0,31	0,91	0,02	0,47	0,16		2,83	1,17	10,0	1,03	0,07	0,71	1,54
		0,96						2,96			4,00	1,10					
24.	0,82	0,02	0,09	1,40	0,36	0,54	0,02	0,16	0,17		2,74	1,26	10,0	2,02	0,08	0,74	3,26
		0,93						2,65			4,00	2,10					
32.	0,95	0,02	0,11	1,03	0,52	1,29	0,01	0,19	0,11	0,01	2,92	1,08	10,0	0,65		0,45	1,20
		1,08						3,16			4,00						
33.	0,83	0,03	0,15	0,69	0,33	1,80	0,01	0,29	0,09	0,01	2,90	1,10	10,0	0,71		0,49	0,57
		1,01						3,22			4,00						

V tetraedrickej vrstve v koordinácii 4 sa navzájom zastupujú Si, Al, ktorých pomer sa v našich vzorkách mení od 1,90—2,70. Najnižší obsah Al v tetraedrickej vrstve majú vzorky biotitov z kryštalických bridlíc. V oktaedrickej vrstve v koordinácii 6 vystupujú Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg, Mn, Al, Ti, Li. U väčšiny vzoriek sa prejavuje nedostatok katiónov v oktaedrickej vrstve. Pomer $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} : \text{Mg}$ sa pohybuje od 0,76 do 3,26 [podľa N o c k o l d s a (1947) mení sa v závislosti na stupni diferenciácie magmatického zdroja]; u väčšiny vzoriek činí okolo 1. Vyššia je hodnota pomeru u biotitov zo Studenca a V. Tatier (nad 1,5); veľmi vysoká u hrončockého granitu (3,26). Ako vyplýva z údajov v literatúre, čím je pomer Fe/Mg vyšší, tým je aj stupeň diferenciácie magmatického zdroja príslušného granitu vyšší.

Obsah Al v oktaedrickej vrstve sa pohybuje v rozmedzí 0—0,47. Veľmi nízke až nulové hodnoty má Al v oktaedrickej vrstve biotitov z prašivského granitu.

V koordinácii 12 sa navzájom zastupujú prvky K, Na, Ca. Oproti údajom z literatúry obsahujú študované vzorky viac Ca. Je možné, že zvýšený obsah Ca je spôsobený znečistením materiálu, avšak môže byť aj primárny. Obsah Na je veľmi nízky; vo väčšine vzoriek sa prejavuje silný nedostatok aniónov v skupine (OH, F).

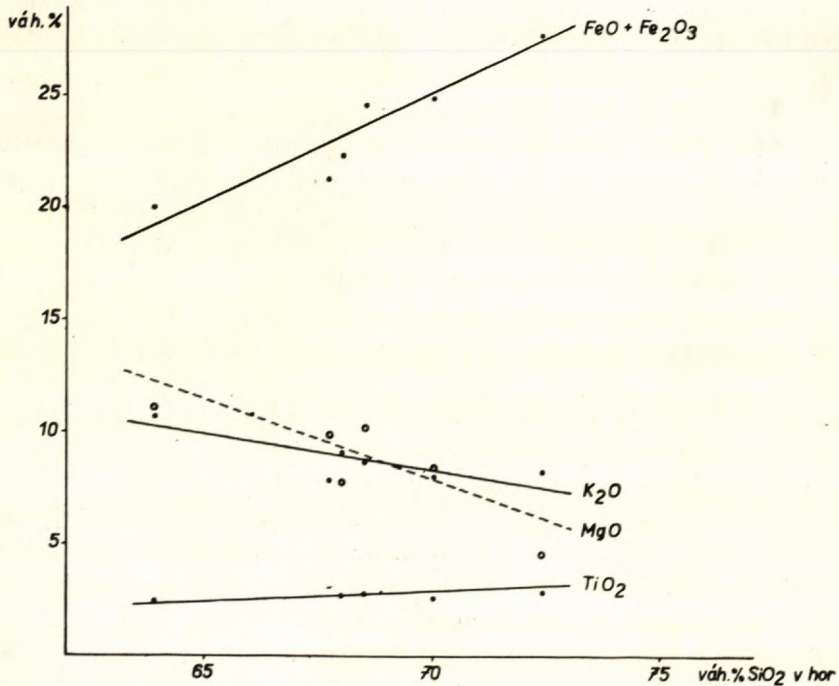
Vzťah chemického zloženia materských hornín ku chemizmu biotitov

Mnohí autori študovali závislosti chemického zloženia biotitov na zložení materských hornín. H i r s c h i (1901) zistil, že horniny bohaté na FeO a chudobné na SiO_2 obsahujú biotity chudobné na FeO a bohaté na SiO_2 . Vzťah biotitu k horninám na príklade tatranských žúl študoval W e y b e r g (1909). Zistil, že v bazickejších horninách sú biotity bohatšie na R_2SiO_4 a niekedy aj na alkálie. Podľa D e e r a (1937) biotity z kyslejších hornín majú vyšší pomer Fe^{2+}/Mg a $\text{R}^{3+}/\text{R}^{2+}$. Na podobné vzťahy poukázal aj N o c k o l d s (1941). Pre vyvrelé horniny je charakteristické narastanie množstva $\text{Fe}/\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ a zmenšovanie množstva Mg pre neskôr tvorené biotity určitej intrúzie. Z a s t a w n i a k (1951) predpokladá, že obsah SiO_2 v biotite vzrastá s bazicitou horniny. D u d e k (1954) zistil, že so stúpajúcim obsahom SiO_2 v hornine stúpa obsah FeO a Fe_2O_3 a snáď aj Al_2O_3 v biotite a klesá obsah SiO_2 , TiO_2 , MgO a pravdepodobne aj K_2O . Podľa R i m š a i t e (1964) biotity hybridných hornín kontaminované sedimentmi obsahujú veľa Al v oktaedrickej vrstve.

Nemali sme k dispozícii chemické analýzy zo všetkých materských hornín, z ktorých sme študovali biotity. Chemické zloženie 6 typov granitov západných Karpát je v tab. 3. Graficky sme sledovali vzťah jednotlivých makroprvkov biotitov obsahu SiO_2 v granitoch (obr. 3). Výrazná je závislosť medzi obsahom $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ a SiO_2 , kde so stúpajúcim obsahom SiO_2 v hornine narastá aj obsah Fe v biotite. U MgO je závislosť opačná, čo je podmienené izomorfným zastupovaním Fe a Mg v biotitoch. Obsah K_2O ukazuje klesajúcu tendenciu so zvyšovaním obsahu SiO_2 . Málo výrazná je závislosť u TiO_2 , ktorého obsah sa len veľmi málo mení so zvyšovaním % SiO_2 v hornine.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO ₂	66,67	64,50	67,94	63,89	70,32	72,39
TiO ₂	0,46	0,59	0,22	0,91	0,46	0,18
Al ₂ O ₃	15,95	15,67	15,79	15,11	15,07	14,25
Fe ₂ O ₃	1,36	1,60	1,20	2,48	1,11	0,05
FeO	2,73	3,59	2,15	1,63	1,00	2,28
MnO	0,05	0,08	0,04	st.	0,03	0,04
CaO	3,70	2,87	4,07	3,53	2,62	1,44
MgO	1,74	2,35	1,04	2,29	1,68	0,46
K ₂ O	2,60	2,60	2,70	2,78	1,64	4,70
Na ₂ O	3,40	3,30	4,20	5,07	5,08	3,36
+H ₂ O	0,64	1,27	n	1,67	0,14	n
-H ₂ O	0,21	0,12	n	0,97	0,79	0,74
P ₂ O ₅	0,10	0,12	0,33	n	0,19	0,13

1. Dúbrava prašivský granit, 2. Čertovica dumbiersky granit, 3. Studenec, 4. Tribeč,
5. V. Tatry, 6. Hrončok.



O b r. 3. Závislosť obsahu niektorých kyslíčnikov v biotite na obsahu SiO₂ v hornine.

Obsahy mikroprvkov v biotitoch

U väčšiny vzoriek biotitov bola vyhotovená kvalitatívna a kvantitatívna spektrálna analýza (Kupčo GÚDŠ; tab. 4).

Obsah Ba u väčšiny vzoriek číni nad 1000 g/t. Podľa teoretických predpokladov

P D P2
+ X O

Tabuľka 4

č. vz.	Pb	Ga	Sn	Li	V	Zr	Ni	Co	Cr	Ba	Sr	Rb	Cs
1.	10	55	30	977	447	288	10	30	45	813	25	1148	21
2.	11	44	—	501	537	219	40	45	59	1000	93		
3.	10	39	30	447	549	110	10	25	32	1000	21	501	10
4.	35	44	30	478	447	159	52	39	83	1000	25		
5.	10	68	30	1000	550	246	20	40	66	1000	31	1000	19
6.	14	56	30	661	316	182	13	32	25	1000	56	501	10
7.	17	48	30	479	447	186	15	29	32	1000	59	479	10
9 x	10	56	30	575	407	141	87	47	316	575	24		
16 x	10	59	30	525	389	145	89	42	269	513	19	1380	10
17 +	10	48	30	741	380	123	56	32	141	1000	28	1380	10
19 +	10	55	30	1585	417	145	76	43	190	1000	76	4266	
20 +	10	30	30	467	549	182	93	48	162	1000	28	708	
21 +	17	54	30	631	417	126	53	43	87	617	25	1549	10
23.	10	30	—	525	407	105	63	29	89	1000	28	631	10
24.	339	40	30	616	107	417	36	42	60	417	34	2512	83
25.	10	39	30	309	479	467	49	38	120	1000	18	741	
28.	91	51	30	316	692	120	191	50	23	1000	23	955	15
29.	11	46	30	437	339	81	79	41	174	871	21	1000	10
30.	10	43	30	417	275	219	40	30	91	1000	63	676	
31.	10	29	30	417	295	159	39	42	79	1000	26	331	
32.	10	25	30	525	537	525	10	26	14	295	15	479	45
33.	11	12	30	251	389	54	302	85	617	1000	18		
34.	10	35	30	372	257	72	126	44	159	562	20	741	16
35.	10	62	30	501	251	166	25	34	100	398	20	1000	22
36.	74	56	30	1413	347	676	26	18	78	37	25	4266	21

Ba zastupuje izomorfne v biotitoch K. Podľa Engelhardta (1936) obsah Ba v biotitoch z vyvrelých hornín by mal stúpať so stúpajúcou teplotou vzniku minerálu. Najnižšie hodnoty Ba má vzorka z betliarskeho granitu (37 g/t).

Obsah Co a Ni je vcelku nízky — u väčšiny vzoriek pod 100 g/t. Vyšší obsah Ni majú vzorky biotitov z kryštalických bridlíc z Muránskej Huty a Maše ako aj z pegmatitu v Kokave n/Rimavou.

Obsah Cr je veľmi rozdielny a kolíše v rozmedzí 14—190 g/t. Vyšší obsah majú vzorky z Ľumbierskeho granitu (316, 269 g/t) a veľmi vysoký biotit z kryštalickej bridlice z Muránskej Huty (617 g/t).

Obsah Ga v študovanom materiáli je pomerne konštantný (12—68 g/t). Biotity z kryštalických bridlíc majú obsah Ga nižší ako biotity z vyvrelých hornín.

Obsah Li sa pohybuje v rozmedzí 251—741 g/t; vyšší obsah Li majú vzorky z bratislavského (977 g/t), Ľubochnianskeho (1000 g/t), betliarskeho (1413 g/t) a prašivského granitu (1585 g/t).

Obsahy Pb sú vcelku nízke, zväčša pod 10 g/t. Väčšie množstvo Pb obsahuje biotit z pegmatitu z Kokavy (91 g/t), z betliarskeho (74 g/t) a hrončockého granitu (339 g/t).

U všetkých študovaných vzoriek je obsah Sn nižší ako 30 g/t; obsah Sr sa pohybuje v rozmedzí 20—60 g/t (vyšší obsah — 93 g/t — má biotit z Tribča) a obsah V v rozmedzí 300—700 g/t.

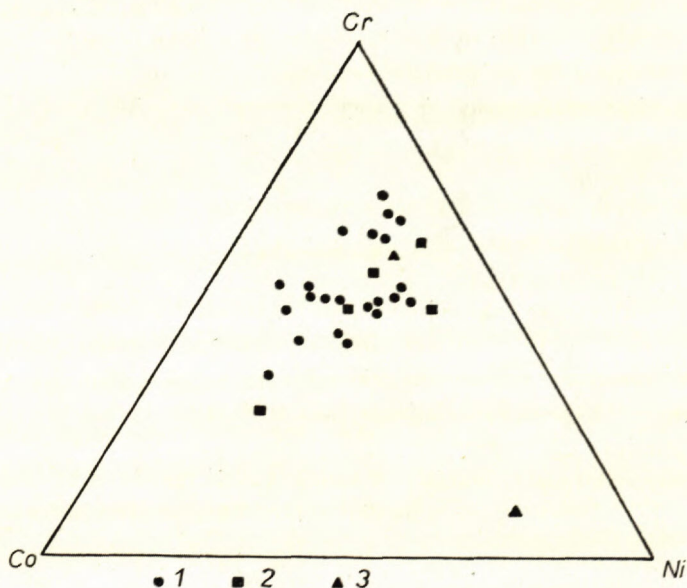
V obsahu Zr sa v študovanom materiáli prejavujú väčšie rozdiely. Čiastočne to môže byť spôsobené znečistením vzoriek minerálom zirkónom. Priemerný obsah Zr v biotitoch podľa De Vora (1955) je 77—190 g/t. Tomuto množstvu odpovedá aj väčšina našich vzoriek (100—200 g/t). Vyšší obsah Zr majú biotity v granitoch z Betliara (767 g/t), Hrončoka (417 g/t), Revúce (467 g/t) a z kryštalickej bridlice zo Slavošoviec (525 g/t). Podpriemerný obsah majú biotity z kryštalickej bridlice z Muránskej Huty (54 g/t).

Obsah Rb značne kolíše; nízky je v biotitoch z kryštalickej bridlice (331 až 741 g/t); vysoký v biotitoch z leukokrátnych granitov a z granitov, pri vzniku ktorých sa uplatnila pneumatolytická fáza. Obsah Rb u týchto vzoriek sa pohybuje v rozmedzí 1000—2000 g/t. Také sú vzorky biotitov granitoidných hornín z Bratislavy, Hrončoka, Lubochne, Studenca a z prašivského granitu. Veľmi vysoký obsah Rb (4266 g/t) má biotit Betliara a Veľkého Železného.

Obsah Cs je nepatrný (10—20 g/t). Vyšší obsah majú vzorky z Hrončoka (83 g/t) a zo Slavošoviec (45 g/t).

Obsahy všetkých uvedených stopových prvkov v biotitoch odpovedajú radové údaje z literatúry (A. E. Engel—C. G. Engel 1960; De Vore 1955; von Engelhardt 1936; Nockolds 1947).

V biotitoch sme sledovali aj vzájomný vzťah Ni, Co, Cr (obr. 4). Projekčné body väčšiny vzoriek sa koncentrujú do jedného poľa, v ktorom prevláda Cr nad Ni a Co.

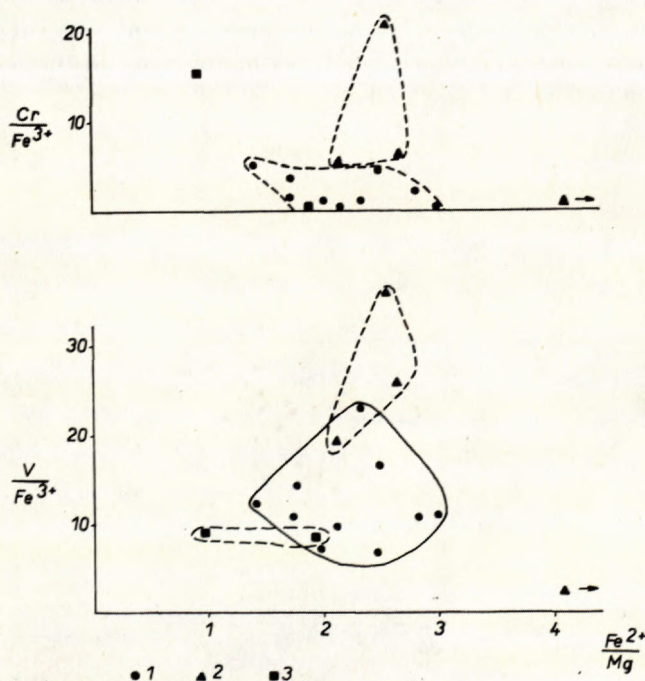


Obr. 4. Grafické znázornenie zastúpenia Ni, Co, Cr v študovaných biotitoch. 1. biotity z granitov, 2. biotity z kryštalickej bridlice, 3. biotity z žulových pegmatitov.

Vzťahy medzi obsahmi makro a mikroprvkov v biotitoch

Týmto problémom sa zaoberali I s h i k a w a a kol. (1963), ktorí študovali vzťah pomeru Fe^{2+}/Mg ku V/Fe^{3+} , Cr/Fe^{3+} , Co/Mg , $\text{V}/\text{tot. Fe}$. Podobné porovnanie sme urobili aj u našich vzoriek (pozri obr. 5). Biotity sme rozdelili do niekoľkých skupín podľa materských hornín. Nepodarilo sa nám však vo väčšine prípadov zistiť korelačné vzťahy medzi makro a mikroprvkami. Do rozdielnych polí (obr. 5) sa koncentrujú projekcie bodov pri vzťahu Cr/Fe^{3+} ku Fe^{2+}/Mg a V/Fe^{3+} ku Fe^{2+}/Mg veporidných a tatrídnych granitov. Úplne osamotene leží projekčný bod biotitu z Hrončoka. Medzi Ni a Co vo vzťahu ku Fe^{2+} a Mg sme žiadnu závislosť nezistili.

Sledovali sme aj vzťahy medzi obsahom mikroprvkov v biotitoch a obsahom makroprvkov v materských horninách (granity), a to u granitov jadrových pohorí (Malé Karpaty, Tribeč, Nízke Tatry, Vysoké Tatry, Veľká Fatra a z hrončockého granitu). Výsledky sú znázornené na obr. 7. Obsah Co je v biotitoch študovaných pohorí približne rovnaký a nemení sa ani so stúpajúcim obsahom Mg alebo Fe. Obsah V v biotitoch stúpa s narastajúcim obsahom Fe_2O_3 v hornine. Medzi obsahom Cr v biotitoch a obsahom Fe_2O_3 v hornine nebola zistená žiadna definovateľná



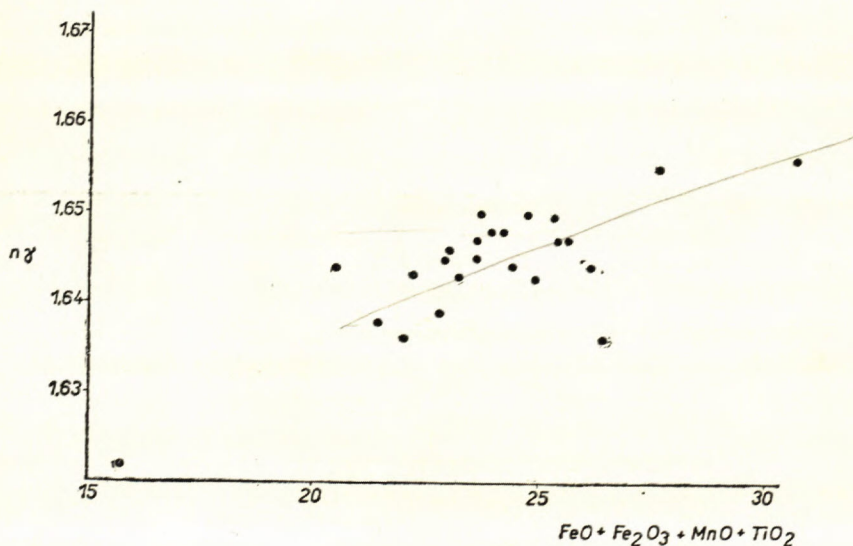
Obr. 5. Grafické znázornenie vzťahu medzi makro a mikroprvkami v biotitoch. 1. tatrídne granity, 2. veporidné granity, 3. kryštallické bridlice.

závislosť. Podobné vzťahy zistili aj *Ishikawa — Shibata — Negishi* (1963) v granitoidových horninách stredného Japonska. Závislosti medzi makro- a mikro-prvkami bude potrebné vyhodnotiť štatisticky z väčšieho počtu vzoriek.

Indexy lomu

U väčšiny vzoriek boli merané hodnoty indexu lomu n_γ metódou Beckeho svetelnej linky v sodíkovom svetle (pozri tab. 5). Hodnoty indexov lomu porovnávame s výsledkami chemických analýz, prepočítaných na Fe celkové (ako FeO) a koeficient $Fe = FeO + Fe_2O_3 + MnO + TiO_2$ (Dudek 1954). V takomto vyjadrení nie je však možné zachytiť všetky možnosti izomorfných zmien, ktoré majú vplyv na optické konštanty, takže závislosť zmien indexu lomu (n_γ) ako je uvedená v tab. 5, nie je vždy v zhode s vybranými koeficientmi. V hrubých rysoch však odpovedá názoru niektorých autorov (Hall 1941; Heinrich 1946), že hlavný vplyv na zmeny indexu lomu majú obsahy prvkov Fe, Mg, Ti. Hodnoty indexov lomu u biotitov možno využiť pre približné hodnotenie chemizmu biotitov.

Vzťahy medzi indexom lomu n_γ a obsahom Mg, Fe celk. a ($FeO + Fe_2O_3 + MnO + TiO_2$) sú graficky znázornené na obr. 6. Naše výsledky sa zhruba zhodujú s údajmi z literatúry (Dudek 1954). Vo všeobecnosti so stúpajúcim obsahom Fe narastá aj index lomu biotitov. U mnohých vzoriek sa prejavili odchýlky od celkového trendu tejto závislosti, čo najskôr možno vysvetliť rozdielnym obsahom F a H_2O , ako na to poukázal už Dudek (1954).

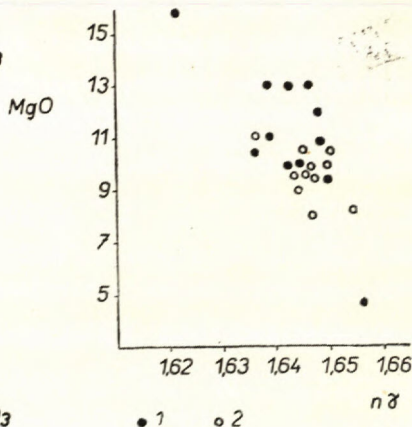
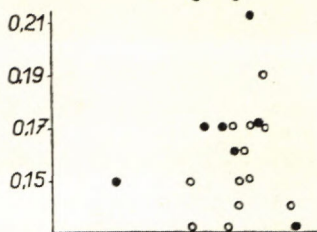
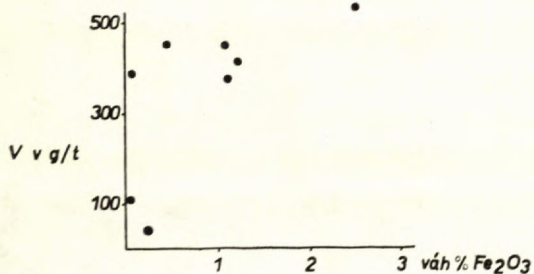
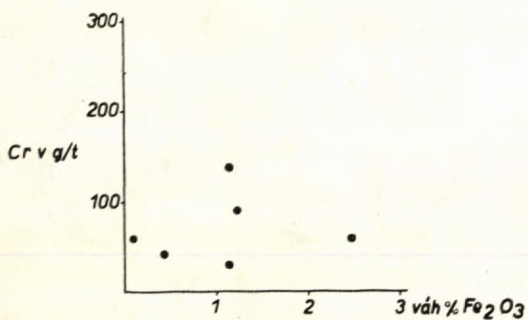
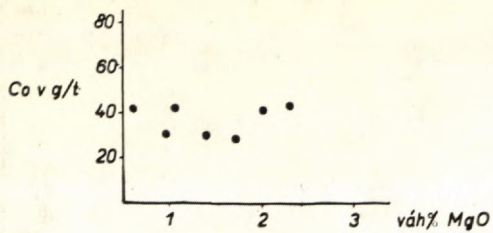


Obr. 6. Grafické znázornenie vzťahu medzi indexom lomu n_γ a obsahom Fe ($Fe = FeO + Fe_2O_3 + MnO + TiO_2$).

n	Tot. Fe ako FeO	Fe FeO + Fe ₂ O ₃ + MnO + TiO ₂	Lokalita	č. vz.
1,622	15,99	15,75	Muránska Huta	33
1,630			Maša	34
1,636	23,48	26,44	Slavošovce	32
1,636	18,73	22,00	Ratkovská Zdychava	30
1,637			Vysoké Tatry	7
1,637			Chýzná	26
1,638	17,38	21,41	Magurka	18
1,639	19,46	22,78	Tribeč	2
1,639			Sihla	23
1,640			Muránska Huta	31
1,643	18,32	22,22	Dúbrava	20
1,643	21,18	24,88	Šútovo	6
1,643	19,92	23,23	Ratkovské Bystré	29
1,644	22,17	26,13	Chopok	16
1,645	20,00	23,58	Chopok	9
1,645	19,35	22,90	Chopok	15
1,646			Chopok	8
1,646	18,84	23,09	Veľké Železné	19
1,647	19,72	23,64	Chopok	10
1,647	21,78	25,63	Vyšná Boca	13
1,647			Malá Fatra	4
1,647	21,78	25,42	Studenec	21
1,648	20,14	23,95	Inovec	3
1,648	21,50	24,62	Magurka	17
1,649	21,25	25,28	Revúca	25
1,649			Krivé Blato	35
1,650	19,95	23,70	Bystrá	12
1,650	20,58	24,90	Chopok	11
1,652			Lubochňa	5
1,655	24,18	27,64	Vysoké Tatry	7
1,656	26,96	30,70	Hrončok	24
1,661			Betliar	36
1,662			Bratislava	1
1,663			Kokava n/Rim.	28

Vzťah medzi farbou biotitov, chemickými zložením a indexom lomu n_{γ}

V študovanom materiáli sme vyčlenili biotity farby zelenej, zelenohnedej, hnedej a červenohnedej. Viacerí autori (Hall 1941; Hayama 1959) zisťovali hlavné faktory, vplyvajúce na farbu biotitov a zistili, že táto je podmienená rozličným obsahom Fe, Mg, Ti. Vzťah medzi chemickým zložením biotitov a ich farbou sledovali A. E. J. Engel—C. G. Engel (1960) na základe týchto charakteristík: TiO_2 , totál. Fe ako FeO, MgO, TiO_2/FeO , $\frac{\text{TiO}_2/\text{MgO}}{\text{FeO}}$. Pri grafickom znázornení vzťahu TiO_2/FeO ku n_{γ} (obr. 8) sa koncentrujú projekčné body biotitov hnedej farby do spodnej časti diagramu a biotitov farby zelenej do vyššej časti diagramu. Podobne sú rozmiestnené aj projekčné body biotitov zelenej a hnedej farby pri porovnávaní vzťahov medzi MgO a n_{γ} .



Obr. 7. Grafické znázornenie vzťahov medzi obsahom mikroprvkov v biotitoch a obsahom makroprvkov v granitoch.

Obr. 8. Vzťah medzi farbou biotitov, chem. zložením a indexom lomu n_g , 1. biotity farby zelenej, 2. biotity farby hnedej.

Z preštudovaného materiálu nebol jednoznačne zistený vplyv chemického zloženia biotitov na ich farbu.

Záver

V práci sú uvedené výsledky štúdia biotitov z granitoidných hornín Karpát. Chemické zloženie študovaných biotitov je značne monotónne; výnimkou je iba biotit z hrončockého granitu. Pri porovnaní chemického zloženia biotitov a materských hornín sme zistili, že obsah niektorých kyslíčnikov v biotitoch sa mení v závislosti na obsahu SiO_2 v hornine. Indexy lomu možno vhodne použiť na približnú charak-

teristikú chemického zloženia biotitov. So zvyšovaním obsahu Fe sa index lomu zvyšuje. Medzi farbou biotitov a chemickým zložením sa nám nepodarilo zistiť definovateľnú závislosť.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1958: Geológia československých Karpát, I. SAV Bratislava. — [2] Deer W. A., 1937: The composition and paragenesis of the biotites of the Carsphairn igneous complex. *Mineralogical Mag.*, vol. 24, pp. 495—502. — [3] Deer W. A.—Howie R. A.—Zussman J., 1963: Rock forming minerals, vol. 3. sheet silicates, Longmans Green Co. Ltd, London. — [4] De Vore G. V., 1955: The role of adsorption in the fractionation and distribution of elements. *J. Geol.*, vol. 53, pp. 159—190. — [5] Dudek A., 1954: Biotity hlubinných vyvřelin a jejich vztah k chemismu matečných hornín. *Rozpravy ČSAV*, roč. 64, pp. 19—53. — [6] Engel A. E. J.—Engel C. G., 1960: Progressive metamorphism and granitisation of the major paragneiss northwest Adirondack Mountains, New York. Part II. *Mineralogy. Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 71, pp. 1—58. — [7] Engelhardt W. von, 1936: Die Geochemie des Bariums. *Chemie der Erde*, 10, p. 246. — [8] Gorazdowski L., 1899: O skladzie chemicznym tatrzańskich mineralow skalotworczych. *Pam. fizj. t. XV*, Warszawa. — [9] Gower J. A., 1957: X-ray measurement of the iron-magnesium ration in biotites. *Am. J. Sci.*, vol. 255, pp. 142—156. — [10] Hall A. J., 1941: The relation between chemical composition and refractive index in the biotites. *Amer. Mineralogist*, vol. 26, pp. 34—41. — [11] Hall A. J., 1941: The relation between colour and chemical composition in the biotites. *Amer. Mineralogist*, vol. 26, pp. 29—33. — [12] Hayama Y., 1959: Some considerations upon the colour of biotite and its relation to metamorphism. *J. Geol. Soc. Japan*, vol. 65, p. 21. — [13] Heinrich E. W., 1946: Studies in mica group, the biotite phlogopite series. *Am. J. Sci.*, vol. 244, pp. 836—848. — [14] Hendricks S. B., 1939: Polymorphism of the micas. *Amer. Mineralogist*, vol. 24, pp. 739—771. — [15] Hirschi H., 1901: Beiträge zur Kenntnis der gesteinsbildenden Biotite und ihrer Beziehungen zu Gesteinen. Inaug. Dissert. Univ. Zürich. — [16] Ishikawa H.—Shibata H.—Negishi R., 1963: The geochemical behavior of minor elements in biotites of the granitic rocks from the Dando-San district, Central Japan. *Jap. Journ. of Geology and Geography*, vol. XXXIV, No. 2—4, pp. 67—80. — [17] Kantor J., 1959: Príspevok ku geochronológii nízkotatranských granitoidov. *Geol. práce, Zoš.* 55, pp. 159—169. — [18] Nockolds J. R., 1941: The Garabal Hill — Glen Fyna igneous complex. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. 96, p. 451. — [19] Nockolds S. R., 1947: The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of the igneous rocks. *Am. J. Sci.*, vol. 245, pp. 401—420. — [20] Pawlica W., 1915: Polnocna wyspa krystaliczna w Tatrach. Naklad. Akad. Umiej, Krakow. — [21] Radziszewski P., 1924: O granitach Karpackich. *Prace Pol. Inst. Geol.*, t. 1. pp. 97—154, Warszawa. — [22] Rimšaitė J., 1964: On micas from magmatic and metamorphic rocks. *Beiträge zur Min. and Petr.* vol. 10, pp. 152—183. — [23] Seidel P., 1906: Beiträge zur Kenntnis gesteinsbildender Biotite vorwiegend aus Paragneissen. *Diser. Univ. Zürich*. — [24] Serdjučenko D. P., 1948: O chimičeskoj konstituciji i klassifikaciji sfud. *Dokl. AN SSSR*, LIX, pp. 546—548. — [25] Stevens E. R., 1946: A system for calculating analyses of micas and related minerals to end members. *Contributions*

to Geochemistry 1942—1945, Geol. Surv. Bull. vol. 950, pp. 101—119, Washington. — [26] Weyberg Z., 1909: Materjaly k poznaniu chemiczesk. sostava porodooobrazujuszczich slud. Izwestja Univ. Warszawa. — [27] Weyberg Z., 1909: Zależność składu biotytów skalotworczych od zasadowości skały. Sprawozd. z Pos. Wasz. Tow. Nauk. — [28] Winchell A. N., 1935: The biotite system. Amer. Mineralogist, vol. 20, pp. 773—779. — [29] Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 (list Bratislava, Žilina, V. Tatry, B. Bystrica). — [30] Zastawniak F., 1950: Zależność składu chemicznego biotytów tatrzańskich od składu chemicznego skal macierzystych. Roczn. Pol. Tow. Geol., t. 20, pp. 117—158. — [31] Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpát. Věst. SGÚ XIII.

JARMILA ĐURKOVIČOVÁ

MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF BIOTITES FROM GRANITIC ROCKS IN WEST CARPATHIANS

One of the basical rock-forming mineral — biotite was studied from granitic rocks of Tatridy Unit (22 specimens), Veporidy Unit (10 specimens) and Gemeridy Unit (1 specimen). Chemical composition of the studied biotites is included in tab. 1. The position of analyzed biotites in Heinrich's diagram is in fig. 2. Chemical composition of biotites was recalculated to structural formulas (Tab. 2). We adopted the calculation system according to Stevens (1946). The relationships between chemical composition of mother rocks and biotites were studied. The relations of major elements from biotites to the SiO_2 content in granitic rocks were graphically investigated (Fig. 3).

$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ content shows an apparent relation to SiO_2 . With increasing SiO_2 in mother rocks increases also the amount of Fe in biotite. In MgO is the opposite relation, which is dependent on the isomorphic changes of Fe and Mg in biotites. The minor elements values in studied biotites are in tab. 4. Elements listed comprise Ba, Sr, Co, Ni, Cr, Ga, Li, Pb, V, Zr, Rb, Cs. The relation between Ni, Co, Cr, is graphically illustrated in Fig. 4. Relations between minor and major elements from biotites are in the Fig. 5.

In the majority of studied specimens the refractive index n_γ were measured by Becke's method in Na light. The obtained values are in tab. 5. Values of n_γ were correlated with total Fe (as FeO) and $\text{Fe} = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{TiO}_2$ in Fig. 6. Generally with increasing Fe increases also the n_γ in studied biotites. In many specimens there were deviations from the trend of studied dependence, which is probably caused by various content of F, OH (Dudek 1954).

According to the colour biotites were divided into several groups: green, greenish-brown, brown, and reddish-brown. We compare the colour of biotites with chemical composition and optical properties (Fig. 8). From the studied matter there were obtained no remarkable relation between chemical composition of biotites and their colour.

Dionýz Štúr Institute of Geology,
Bratislava

KAROL ELIÁŠ

PRÍSPEVOK K ŠTÚDIU KVAPALNÝCH UZAVRENÍN V MINERÁLOCH

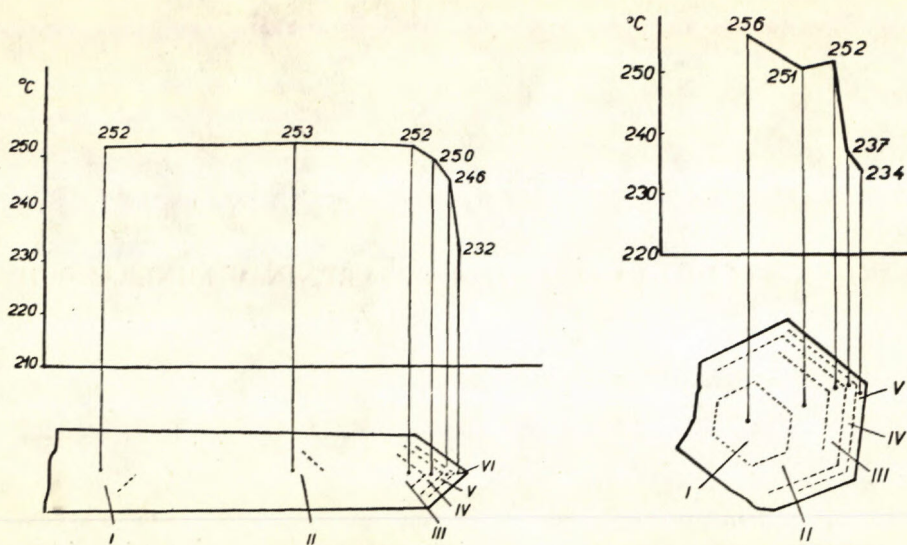
Je známe, že teplota roztokov, z ktorých vznikajú minerály, sa v priebehu kryštalizácie mení. Túto zmenu možno termometrickým štúdiom minerálov (ako výsledných produktov kryštalizácie) kvantitatívne vyčíslieť. Jednou z metód termometrie, ktorou možno do určitej miery objasniť teplotný režim minerálotvorných roztokov, je *homogenizácia kvapalných uzavrenín*.

Ako príklad uvedieme štúdium homogenizačných teplôt hydrotermálneho kremeňa z kremnických zlatonosných žíl, v ktorom bývajú kvapalné uzavreniny relatívne hojné. Vybrali sme dva kryštály z jednej drúzy, u ktorých sa na základe vzájomného prerastania predpokladalo, že vyrastali za rovnakých podmienok. Z jedného bola vyhotovená platnička (hrúbky 1 mm) v reze paralelnom s osou *c*, z druhého platnička kolmá na tento smer (náčrt obidvoch rezov s vyznačením zonálnosti na obr. 1 a 2). Boli pozorované uzavreniny primárne a sekundárne. Ich rozmery kolíšu od najmenších až do niekoľkých desiatín mm (3—4). Merali sme len primárne uzavreniny v jednotlivých zónach rastu (pozri tab. 1, 2).

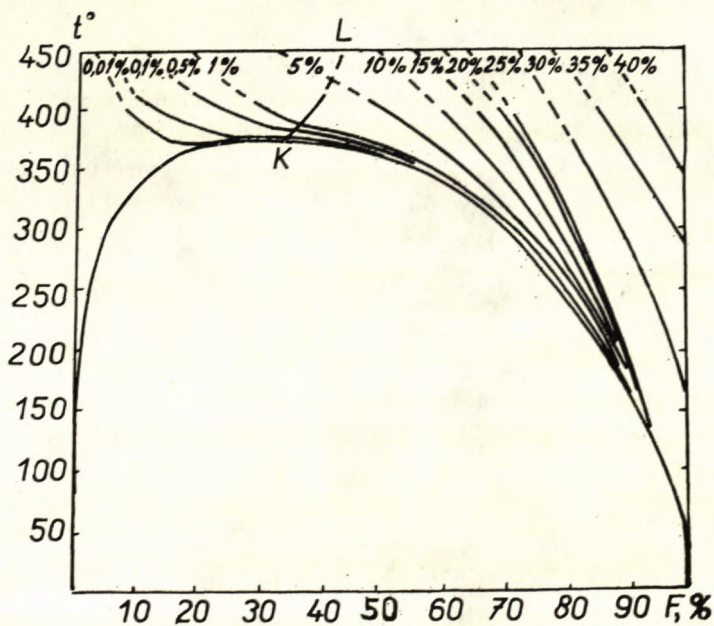
Rez paralelný s osou c: Vzorku predstavuje kryštál o rozmeroch $8 \times 1,5$ cm. Boli zmerané homogenizačné teploty 124 kvapalných uzavrenín, rozložených v zónach paralelných s plochami romboedra a nahromadené prevažne pri vrchole kryštálu. Homogenizačné teploty všetkých zón sú v intervale $221\text{--}275^\circ$ (pozri tab. 1).

Rez kolmý na os c. V tomto prípade bol vybraný kryštál o priemere 3 cm. Zmeraných bolo 143 primárnych kvapalných uzavrenín v zónach paralelných s plochami hranolov. Na schematickom reze (obr. 2) možno rozlíšiť 5 zón rastu, ktoré sa smerom k okraju zhusťujú. Grafické znázornenie priebehu teploty kryštalizácie podľa homogenizačných teplôt plynno-kvapalných uzavrenín u oboch kryštálov vidieť v hornej časti obr. 1 a 2.

Teplotu homogenizácie kvapalných uzavrenín možno vypočítať zo vzťahu fáz aj bez ich zahrievania pomocou tzv. homogenizačnej krivky (obr. 3 — spodná kupo-



Obr. 1—2. Schematický rez kryštálom kremeňa (1 — paralelne s osou c; 2 — kolmo na os c) a grafické znázornenie priebehu teploty kryštalizácie podľa homogenizačných teplôt plynno-kvapalných uzavrení (skutočná veľkosť).



Obr. 3. Závislosť teploty homogenizácie od stupňa zaplnenia objemu vodnými roztokmi chloridu sodného rôznej koncentrácie (Lemmlein—Klevcov, 1956).

T a b. 1. Homogenizačné teploty jednotlivých zón kremeňa v reze paralelnom s osou C.

Číslo zóny	Počet zmeraných uzavrenín	Homogenizačné teploty °C	Teplotný rozsah °C	Priemerná teplota °C
I	36	240, 242, 243, 244, 244, 247, 247, 248, 248, 248, 248, 249, 250, 250, 250, 250, 250, 251, 251, 251, 251, 252, 253, 253, 254, 254, 255, 257, 258, 260, 261, 263, 270, 275	240—275	252
II	15	238, 238, 239, 241, 242, 253, 253, 254, 254, 254, 261, 265, 265, 266, 270	238—270	253
III	16	218, 238, 244, 246, 252, 252, 253, 256, 256, 257, 261, 261, 263, 263, 263	218—263	252
IV	12	238, 238, 240, 240, 250, 253, 253, 254, 254, 254, 258, 260	238—260	250
V	14	228, 235, 236, 243, 245, 245, 247, 248, 249, 253, 256, 256, 258, 261	228—261	246
VI	31	221, 221, 221, 223, 223, 224, 224, 224, 225, 225, 225, 226, 226, 227, 227, 227, 227, 228, 228, 229, 229, 229, 245, 246, 246, 248, 249, 249, 249, 255, 255	221—255	232

lovitá krivka, ktorú ako prvý zostrojil Inger son (1947). Na ordináte sú vynesené stupne zaplnenia — F a na abscisse teploty homogenizácie — Th. Body, v ktorých sa pretína krivka s ordinátami, určujú teplotu homogenizácie pre daný stupeň zaplnenia. Pod stupňom zaplnenia sa rozumie pomer objemu plynnej fázy k celkovému objemu vyjadrený v percentách. Krivka má kupolovitý charakter a je bodom K, ktorý odpovedá kritickej teplote vody; je rozdelená na dve časti. Vpravo od bodu K dochádza k homogenizácii v kvapalnú fázu, vľavo v plynú.

Pomocou krivky možno však určiť homogenizačnú teplotu bez zahrievania len u uzavrenín, ktoré majú pravidelnú formu. Najlepšie sa pre tento účel hodia trubkovité uzavreniny, lineárne vzťahy fáz ktorých sú ľahko zmerateľné mikrometrickým okulárom a sú proporcionálne objemovým vzťahom.

Experimentálne sme overili túto možnosť na jednom z kryštálov (rez paralelný

T a b. 2. Homogenizačné teploty jednotlivých zón kremeňa v reze kolmom na os C.

Číslo zóny	Počet zmeraných uzavrenín	Homogenizačné teploty °C	Teplotný rozsah °C	Priemerná teplota °C
I	36	236, 236, 245, 246, 248, 248, 248, 248, 250, 250, 250, 250, 250, 250, 253, 255, 255, 255, 255, 255, 255, 260, 260, 262, 262, 262, 262, 264, 265, 265, 265, 268, 268, 270, 270, 272	236—272	256
II	26	239, 239, 244, 244, 244, 245, 246, 246, 246, 247, 248, 248, 248, 248, 250, 251, 251, 253, 254, 254, 255, 261, 268, 269, 269, 270	239—270	251
III	19	230, 235, 239, 243, 245, 245, 251, 254, 254, 254, 255, 256, 256, 249, 252, 264, 268, 269, 270	230—270	252
IV	21	223, 224, 224, 225, 236, 238, 238, 239, 239, 240, 240, 240, 240, 241, 242, 242, 243, 243, 243, 243, 244, 251.	223—251	237
V	41	221, 222, 224, 224, 224, 224, 225, 225, 225, 226, 226, 227, 227, 228, 228, 228, 229, 229, 229, 229, 229, 232, 232, 232, 233, 233, 235, 236, 236, 239, 239, 240, 240, 240, 240, 247, 251, 251, 252, 253, 254, 260	221—260	234

s osou *c*). U skupiny plynno-kvapalných uzavrenín trubkovitej formy (tab. VII/1) sme najprv premerali vzťahy fáz a potom ich homogenizačné teploty na zahrievacom mikroskope. Výsledky meraní sú v tab. 3. Zaplnenie dosahuje 80—84 % kvapalnej fázy, čomu odpovedajú teploty homogenizácie 219—250 °C (vypočítané pomocou homogenizačnej krivky).

Podobne sme premerali aj vzťahy fáz kvapalných uzavrenín vhodnej formy (tab. VII/2) v hydrotermálnom kremeň z Nálepkova (tab. 4). Ich stupeň zaplnenia je vyšší (90,3—35 %); preto sú vypočítané homogenizačné teploty hodne nižšie (115 až 160 °C).

Keďže v uzavreninách minerálov bývajú spravidla prítomné roztoky solí, treba pri používaní diagramu (ktorý platí pre čistú vodu) brať opravy na koncentráciu.

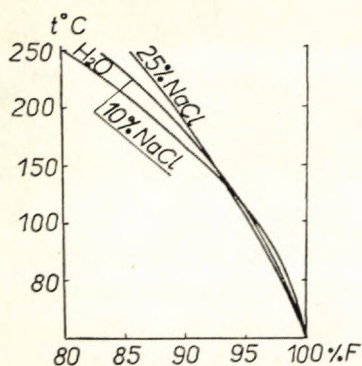
T a b. 3. Vzťahy fáz a homogenizačné teploty kvapalných uzavrení v kremeni z Kremnice.

No uzav.	No zóny	Dĺžka celej uzavreniny mm	Dĺžka časti uzavreniny vyplnenej plynnou fázou mm	Stupeň zaplnenia %	Homogenizačná teplota vypočítaná °C	Homogenizačná teplota zmeraná °C	Rozdiel °C
1	III	0,370	0,067	81,8	237	246	9
2	III	0,230	0,042	81,5	239	253	14
3	III	0,205	0,040	80,5	247	263	16
4	III	0,135	0,027	80	250	263	13
5	III	0,260	0,045	82,7	230	244	14
6	III	0,500	0,080	84	219	238	19
7	III	0,080	0,015	81,2	242	257	15
8	III	0,460	0,080	82,6	230	246	16
9	V	0,225	0,040	82,2	234	256	22

T a b. 4. Vzťahy fáz a homogenizačné teploty kvapalných uzavrení v kremeni z Nálepkova.

No uzav.	Plošný rozmer uzavreniny mm ²	Plošný rozmer plynnej fázy mm ²	Stupeň zaplnenia %	Homogenizačná teplota vypočítaná °C	Homogenizačná teplota zmeraná °C	Rozdiel °C
1	0,024	0,00156	93,5	133	156	23
2	0,260	0,02512	90,3	167	173	6
3	0,024	0,00156	93,5	133	154	21
4	0,0195	0,001	94,8	117	156	39
5	0,085	0,00628	92,6	144	168	24
6	0,063	0,00508	91,9	151	162	21
7	0,066	0,00628	90,5	165	172	17
8	0,072	0,00508	93,	139	163	24
9	0,152	0,0106	93	139	157	18
10	0,114	0,00904	92	150	168	18
11	0,114	0,00986	93,1	138	158	20
12	0,102	0,00758	92,5	145	171	26
13	0,070	0,00628	91	160	162	2
14	0,048	0,004	91,6	155	167	12
15	0,126	0,0098	92,2	148	164	16
16	0,105	0,00758	92,6	144	165	21
17	0,012	0,00076	93,7	131	156	25
18	0,07	0,00508	92,2	148	168	20
19	0,0916	0,00628	93,4	135	156	21
20	0,126	0,0098	92,2	148	156	8
21	0,024	0,001	95	115	150	35
22	0,016	0,001	93,7	131	160	29
23	0,0858	0,00628	92,7	143	162	19
24	0,06	0,004	93,3	136	157	21
25	0,056	0,0044	92,1	149	173	24
26	0,011	0,00056	94,9	116	148	32

Preto boli zostrojené homogenizačné krivky pre vodné roztoky solí rôznych koncentrácií (Ingerson 1947; Lemlein — Klevcov 1956). Na obr. 3 vidieť sústavu takýchto kriviek pre koncentrácie vodných roztokov solí od 0,01 % do 40 %.



Obr. 4. Závislosť teploty homogenizácie od stupňa zaplnenia u vody, 10 a 25 %-ných roztokov NaCl pri vysokých stupňoch zaplnenia (Lemlein — Klevcov, 1956).

stupňa zaplnenia teplota homogenizácie vodných roztokov NaCl klesá, až na malú výnimku, keď koncentrácia $\leq 0,01$ a pri stupňoch zaplnenia blízkych kritickým. Vtedy sa roztoky chovajú ako čisto vodné, t. j. so stupňom zaplnenia stúpa aj teplota homogenizácie (K al j u ž n y j 1960). V druhej časti diagramu vpravo od krivky K—L ($F > 33$) teplota homogenizácie vodných roztokov i čistej vody so zvyšovaním stupňa zaplnenia klesá.

Tento diagram má pre štúdium kvapalných uzavrení v mineráloch veľký význam. Pomocou neho možno vypočítať nielen teplotu homogenizácie, ale aj koncentráciu uzatvorených roztokov, ak poznáme stupeň zaplnenia a máme možnosť zmerať homogenizačnú teplotu. Stupňu koncentrácie odpovedá rozdiel medzi homogenizačnými teplotami vypočítanými a zmeranými. V našom prípade je to 9—22 °C; z toho môžeme usúdiť, že koncentrácia roztokov v študovaných uzavreninách je približne 5 až 10 %. U kvapalných uzavrení v kremeň z Nálepka čini tento rozdiel priemerne 20 °C. Pri stupni zaplnenia 92,0 %, čo je priemerná hodnota získaná zo zmeraných vzťahov fáz 26 uzavrení, odpovedá tento rozdiel približne 20—25 %-nej koncentracii. Tieto uzavreniny majú veľmi malé rozmery (10^{-2} — 10^{-3} mm²), takže pri meraní vzťahu fáz môže dôjsť k relatívne veľkej chybe; preto nemožno uvedené údaje o koncentracii považovať za dostatočne hodnoverné.

čistej vody na ich zaplnení pri teplote 20 °C. Ostatné krivky odpovedajú vyznačeným koncentráciám vodných roztokov NaCl. Krivka K—L označuje body kritických teplôt pre dané koncentrácie.

Pri porovnaní homogenizačných kriviek pre čistou vodu a pre roztoky solí rôznej koncentrácie vidieť, že so zvyšovaním koncentrácie roztokov v uzavreninách stúpa i teplota homogenizácie. Toto pravidlo ovšem neplatí, keď $F \geq 93$ a $T_h < 150$; v tomto úseku je závislosť (ako to vidieť aj z obr. 4) obrátená. To poukazuje na to, že „koeficient rozťažnosti koncentrovaných vodných roztokov pri vysokých teplotách (vyše 150 °C) je značne menší než koeficient rozťažnosti vody a znižuje sa so zvyšovaním koncentrácie roztoku“ (Lemlein — Klevcov 1956). V úseku homogenizácie v plynú fázu (vľavo od krivky K—L) so zvyšovaním sa

Záver

Merania homogenizačných teplôt študovaných kryštálov kremeňa ukazujú, že ich rast prebiehal v rozmedzí teplôt od 232 do 256 °C. Kryštalizácia vnútornej časti kryštálov prebiehala pri stálej, alebo málo sa znižujúcej teplote. Pri vzniku vonkajších zón vidieť prudký pokles teploty. Celkový tepelný spád od vnútornej časti k vonkajšej je v prvom prípade 20°, v druhom 22°; z toho vidieť, že pre objasnenie teplotného režimu kryštalizácie nestačí poznať iba homogenizačné teploty niekoľkých uzavrenín z jednej časti kryštálu, v ktorej nemusia byť zastúpené všetky zóny rastu. Treba premerať čo najväčšie množstvo uzavrenín celého, prípadne viacerých kryštálov. Preto je výhodnejšie použiť metódu dekrepitácie uzavrenín, pomocou ktorej možno v relatívne kratšom čase získať množstvo štatistických údajov. Tu však treba poznať genetickú stránku uzavrenín. Preto pre správne termometrické vyhodnotenie je potrebné kombinovať obe metódy.

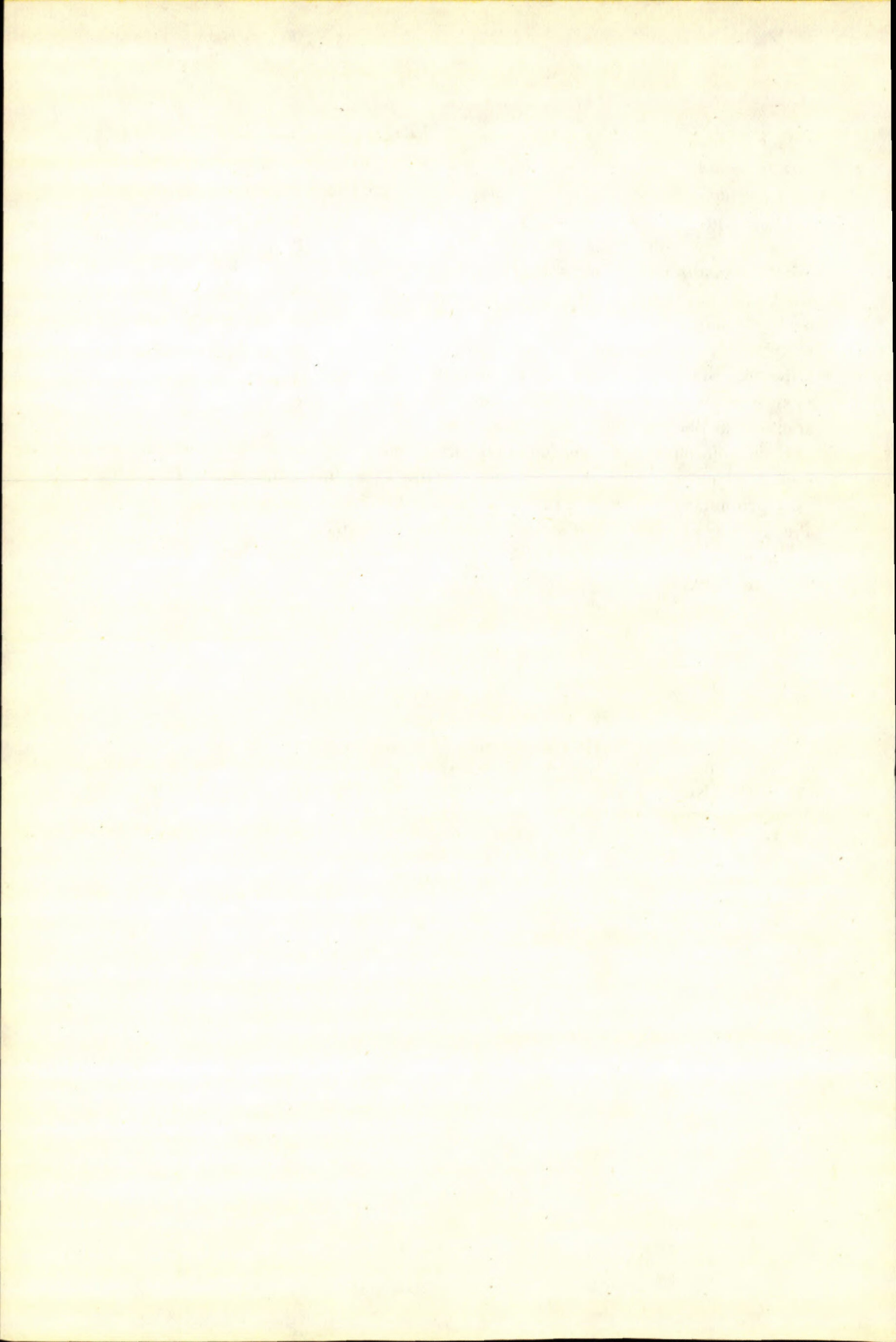
Určovanie teplôt homogenizácie pomocou homogenizačných kriviek veľmi usnadňuje a urýchľuje termometrické štúdiá podľa kvapalných uzavrenín. Predpokladá však prítomnosť uzavrenín pravidelnej formy, ktoré sú v mineráloch dosť zriedkavé. Pre určenie pravých teplôt vzniku minerálov touto metódou treba poznať koncentráciu uzatvorených roztokov i tlak, o vplyve ktorého na teplotu homogenizácie bude reč v inom príspevku.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

Lektoroval dr. J. K a n t o r.

LITERATÚRA

- [1] Ingerson E., 1947: Liquid inclusions in geologic thermometry. *Am. Min.*, 32. — [2] Kaljužnyj V. A., 1960: Metódy vivčeniya bogatofazovych vključej u mineralach. AN URSSR, Kijev. — [3] Kennedy G. C., 1950: Pressure-volume-temperature relations in water at elevated temperatures and pressures. *Am. Journ. Sci.*, 148. — [4] Lemlein G. C. — Klevcov P. V., 1956: Vlijanije koncentraciji na temperaturu gomogenizaciji sistem sostojaščich iz vodnych rastvorov solej. *Zap. Vsesojuz. min. ob.-va*, č. 81/3. — [5] Polykovskij V. S. — Gruškin G. C. — Rodoviľskij M. S., 1960: Chrustalenosnyje žily Majdantala i uslovija ich obrazovanija po dannym izučeniya vključenij v kvarce. *Izv. vyšš. uč. zav.* No 6.



KAROL ELIÁŠ

O NIEKTORÝCH FAKTOROCH, VPLYVAJÚCICH NA INTERPRETÁCIU DEKREPITAČNÝCH ANALÝZ V PALEOTERMOMETRII

Metóda dekrepitácie plynno-kvapalných uzavrenín materských roztokov v mineráloch sa v poslednom čase spolu s homogenizačnou metódou hojne používa najmä v zahraničí. Obe metódy sú založené na predpoklade anglického mineralóga Sorbyho, ktorý už viac ako pred 100 rokmi vyslovil názor, že fluid, alebo kvapalný roztok zachvacovaný minerálom pri jeho raste, predstavuje jednu fázu, z ktorej po znížení teploty sa vytvoria nové fázy — kvapalná a plynná, vytvárajúca bublinu, niekedy aj tvrdú fázu vo forme kryštálu.

Pri opätovnom zahrievaní minerálu, obsahujúceho kvapalnú uzavreninu, nastáva obrátený proces. Tvrdá fáza (ak je prítomná) sa rozpustí a plynová bublina postupne mizne, až sa pri určitej teplote celá uzavrenina zaplní rovnorodou kvapalnou fázou. Teplota, pri ktorej k tomu dochádza, sa pri homogenizačnej metóde považuje za minimálnu teplotu vzniku minerálu. Ak ďalej zahrievame uzavreninu po jej homogenizácii, dochádza v nej v dôsledku malej stlačiteľnosti kvapalín k rýchlemu narastaniu tlaku dovtedy, kým steny uzavreniny stačia klásť odpor voči roztrhávaniu. V určitom momente tlak vo vnútri uzavreniny prekoná tento odpor, čím dochádza k roztrhnutiu uzavreniny — *dekrepitácii*.

Z fyzikálno-chemického hľadiska považujeme tento proces za izochorický. Jeho priebeh je graficky znázornený na diagrame špecifických objemov vody v závislosti na tlaku a teplote (obr. 1). Ak napr. sledujeme krivku špecifického objemu 1,4 vidíme, že tlak pozvoľne narastá až do 300 °C, kedy dosiahne hodnotu približne 100 atm. Pri tejto teplote mizne plynová bublina tým, že kvapalina vyplní celý objem uzavreniny. Pri ďalšom zahrievaní tlak prudko narastá a napr. pri 310 °C dosiahne už 200 atm; pri 330 °C až 400 atm.

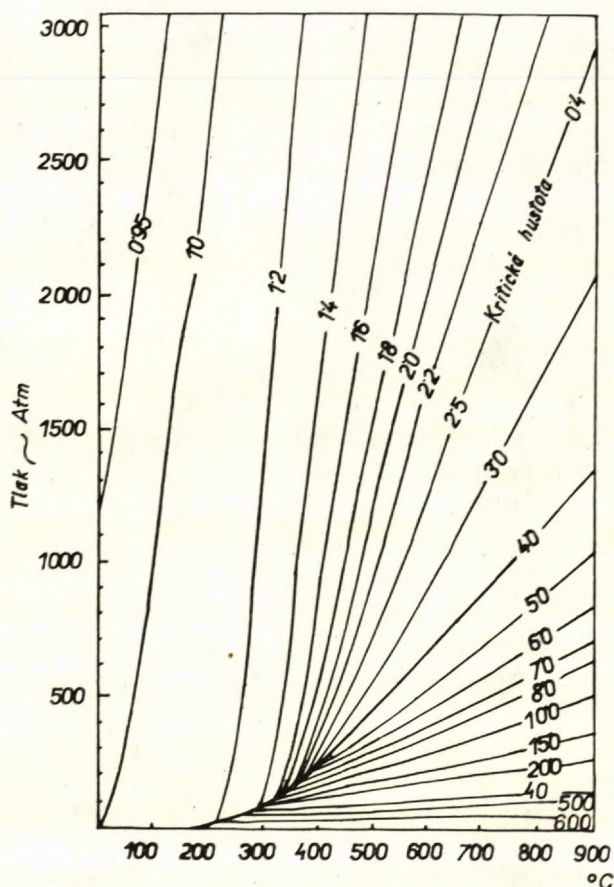
Z diagramu ďalej vidieť, že k prudkému narastaniu tlaku po homogenizácii najviac dochádza u roztokov, ktorých špecifický objem neprevyšuje hodnotu 2,5 (čo

odpovedá kritickej hustote). Pri špecifických objemoch nad 2,5 nevzrastá tlak už tak výrazne a pri vyšších hodnotách jeho vzrast postupne klesá.

Pri porovnávaní dekrepitačnej metódy s homogenizačnou vidíme, že výška teploty zistená metódou dekrepitácie býva vyššia ako pri metóde homogenizačnej. To je zapríčinené tým, že na roztrhnutie uzavreniny je potrebný zvýšený tlak, ktorý dosiahneme tak, že uzavreninu po jej homogenizácii ďalej zohrievame. Rozdiel medzi dekrepitačnými a homogenizačnými teplotami sa nazýva *prevýšenie teploty alebo prehrev*.

Pre správnu interpretáciu výsledkov získaných dekrepitačnou metódou treba poznať veľkosť prehrevu i faktory, ktoré naň vplyvajú. Pri štúdiu uzavrenín sme pozorovali, že niektoré dekrepitujú ešte pred homogenizáciou; iným zas stačí nepatrný prehrev. Mnohé sa však zachovávajú aj pri značnom prehreve (100 i viac stupňov).

Prehrev pripúšťajú tiež uzavreniny s kvapalným CO_2 , ktoré možno prehriať o 10, niekedy až o 100 °C (Čajkovskij 1951). Vysoký prehrev býva u uzavrenín



O b r. 1. Diagram špecifických objemov vody v závislosti na tlaku a teplote (Scott H. S., 1948).

plynných a plynno-kvapalných, homogenizujúcich sa v plynnú fázu. Kostyleva — Labuncov (1958) uvádzajú, že veľmi drobné, jednofázové (pravdepodobne plynne) uzavreniny v žilnom kremeň pod 1μ vo frakcii 1 mm, nedekrepitujú ani pri zahrievaní do 1200°C . To možno vysvetliť tým, že plyny sú v dôsledku malej špecifickej hustoty viac stlačiteľné než kvapaliny. Možno to overiť na diagrame špecifických objemov vody v závislosti na teplote a tlaku (obr. 1); izochory špec. objemov nad 2,5, v skutočnosti odpovedajúce uzavreninám homogenizujúcim sa v plynnú fázu, majú pozvoľnejší priebeh než u objemov pod 2,5 (odpovedajúcich uzavreninám homogenizujúcim sa vo fázu kvapalnú).

Vo všeobecnosti možno povedať, že „interval medzi dekrepitačnou a homogenizačnou teplotou rastie proporcionálne so znižovaním hustoty uzatvorených roztokov, resp. so zväčšovaním vlastného objemu, ktorý zaberá plynová bublinka pri „laboratórnej teplote“ (Jermačkov 1950). Na dosiahnutie čo najmenšieho prehrevu pri dekrepitačnej metóde je veľmi dôležité zvoliť *správnú zrnitosť* skúmaného minerálu v závislosti na rozmeroch uzavrenín. Podľa výskumov Klija & Lemleina (1951) závislosť medzi veličinou vnútorného tlaku, nevyhnutného pre roztrhnutie uzavreniny, jej rozmermi a hrúbkou stien, môže byť vyjadrená nasledujúcim vzorcom:

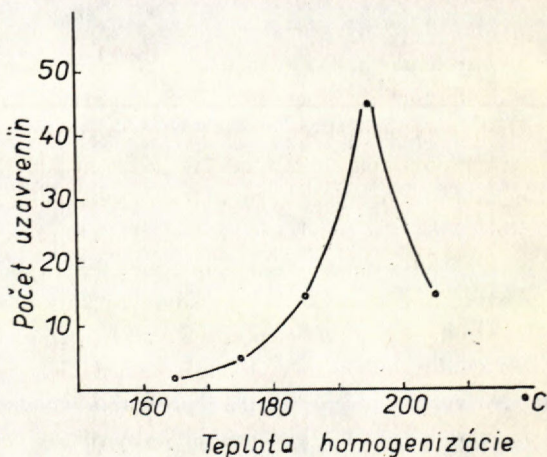
$$P_{vn} = P_{von} + \frac{4}{3} \sigma_{vr} - \frac{4}{3} \sigma_{vr} \cdot \left(\frac{b}{a}\right)^3,$$

kde P_{vn} = tlak potrebný pre roztrhnutie uzavreniny; P_{von} = vonkajší tlak; a = rozmer uzavreniny; b = rozmer vzorky (hrúbka stien uzavrenín); σ_{vr} = mechanické vlastnosti skúmaného minerálu.

Oveľa jednoduchší empirický vzorec pre optimálnu veľkosť frakcie v závislosti od veľkosti uzavrenín u kremeňa uvádzajú Rodzjanko & Trufanov (1964):

$\frac{Rf}{Rw} = 8-10$, kde Rf = rozmer frakcie a Rw = stredný rozmer uzavrenín.

My sme skúšali nájsť optimálnu zrnitosť pre dekrepitačnú metódu experimentálnou cestou. Použili sme k tomu hydrotermálny kremeň z Uralu s hojnými plynokvapalnými uzavreninami vo frakcii od 0,05 mm do 2 mm. Na zahrievacom mikroskope boli vopred premerané homogenizačné teploty v rozmedzí $160-210^\circ\text{C}$, frekv. krivka ktorých je na obr. 2. Priemerná homogenizačná teplota u 82 primár-



Obr. 2. Frekvenčná krivka homogenizačných teplôt kvapalných uzavrenín v kremeň.

nych uzavrenín je 193 °C. Pritom sme nebrali do úvahy netypické uzavreniny s homogenizačnými teplotami oveľa nižšími (110—140°). Študované uzavreniny boli niekoľko mikróv až 1 mm veľké; priemerná veľkosť 215 uzavrenín je 0,109 mm. Výsledky dekrepitácií s rôznymi frakciami sú na obr. 3.

Dekrepitačné analýzy sa robili na autoregistračnom dekrepitačnom prístroji vyvinutom na GÚDŠ (Eliáš 1962). Vzorky sa zahrievali rýchlosťou 10—12 °C/min. Na jednu analýzu sa použilo 2 gr skúmaného minerálu. Ako vidno z diagramu (obr. 3) pre dekrepitačnú metódu najvhodnejšia je frakcia 0,5—1 mm, ktorá sa najviac blíži k homogenizačným teplotám, najdeným opticky na zahrievacom mikroskope (šrafovaná časť diagramu).

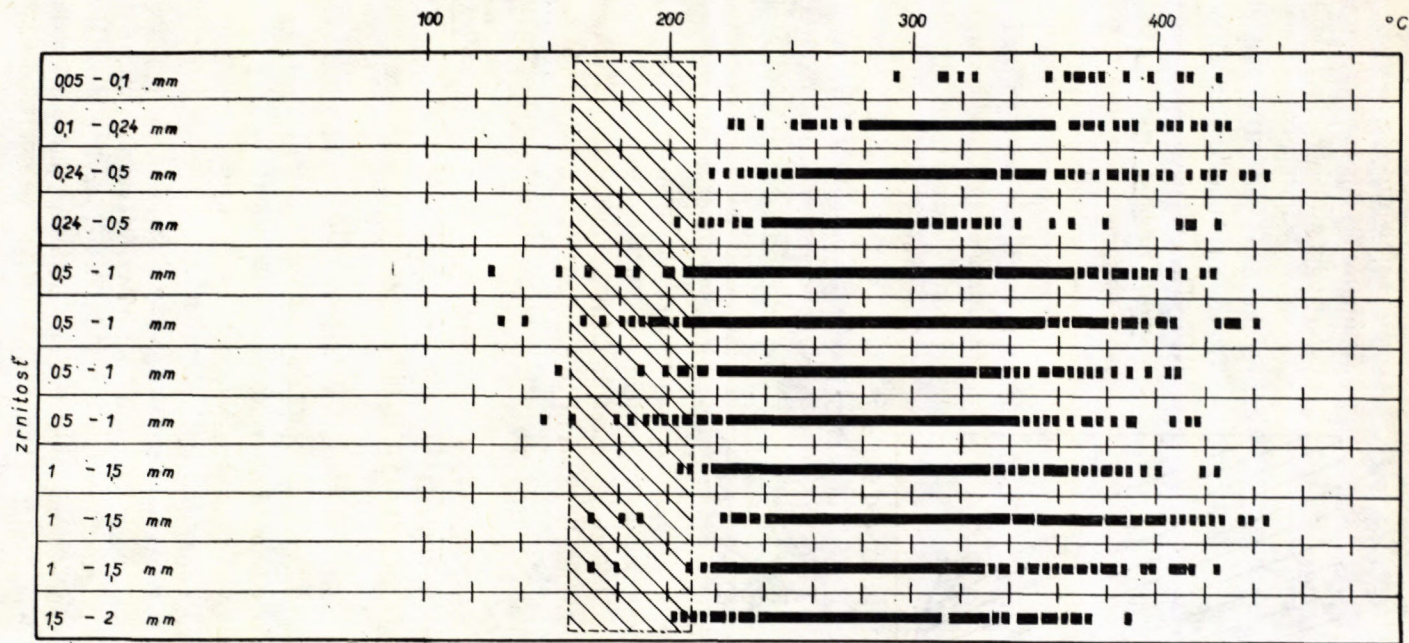
Treba pripomenúť, že za dekrepitačnú teplotu sa všeobecne považuje teplota počiatku masových dekrepitácií (nepretrušovaná čiara na diagrame), ktorá ako to dokázal Peach (1949) najviac odpovedá teplote kryštalizácie minerálu. V našom prípade je to približne 210—220 °C. Zrnitostná frakcia pod 0,5 mm má tento počiatok posunutý smerom hore a zároveň má nižšiu frekvenciu treskov. To možno vysvetliť tým, že pri drvení pod určitú hranicu sa značná časť uzavrenín, ktoré sa rozmermi blížia k získanej frakcii, zničí a zachované drobné uzavreniny potrebujú relatívne vyšší prehrev. Pri zrnitosti nad 1 mm sú tieto pomery priaznivejšie, až na to, že vzhľadom na väčšiu hrúbku stien potrebujú aj veľké uzavreniny na dekrepitáciu niečo vyššiu teplotu. Ojedinelé dekrepitácie pri nižších teplotách (pod 160°) patria asi sekundárnym uzavreninám.

Keby sme pre výpočet optimálnej zrnitosti použili vzorec Rodzjanka—Trufanova, potom pri priemernej veľkosti uzavrenín 0,109 mm by bolo potrebné na dekrepitáciu použiť frakciu okolo 1 mm, čo je v dobrom súlade s našim postupom.

Okrem správnej veľkosti zrn (v závislosti od rozmerov uzavrenín) má na veľkosť prehrevu pri dekrepitačnej metóde vplyv aj *odolnosť minerálu voči roztrhávaniu* (mechanické vlastnosti). Minerály s vysokou pevnosťou (napr. kremeň, granáty) vykazujú pri rovnakých ostatných podmienkach väčší prehrev než napr. kalcit, siderit, fluorit, baryt, galenit alebo sfalerit, pevnosť ktorých je oveľa nižšia. Okrem toho sa zistilo, že tieto minerály počnúc teplotou 270—300 °C až 500—600 °C dekrepitujú nezávisle od plynno-kvapalných uzavrenín, čo je zapríčinené pravdepodobne ich rozpadom pozdĺž štiepných plôch. Preto sa u minerálov s dokonalou štiepateľnosťou odporúča dekrepitačná metóda iba do 270 °C (Malyšev—Naumov—Panov, 1964). Richter (in Ingerson 1955) dokonca udáva, že kalcit začína dekrepitovať pri teplote okolo 250 °C a sfalerit okolo 300 °C nezávisle od teplôt, pri ktorých prebiehala homogenizácia kvapalných uzavrenín. Naproti tomu podľa Kostylevovej (1964) štiepateľnosť bezvodých minerálov nie je príčinou dekrepitácie, nesporne však aktivuje tento efekt vznikajúci iba za prítomnosti uzavrenín. S mechanickými vlastnosťami minerálov úzko súvisí aj konštatovanie Lennikova—Polina—Lebedeva (1960), podľa ktorých rozmer frakcie u kalcitu a fluoritu nemá takmer žiadny vplyv na výsledky dekrepitácie.

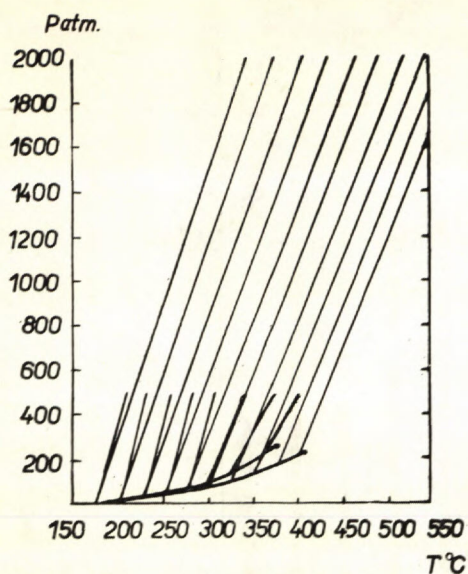
Na veľkosť prehrevu má vplyv aj *koncentrácia roztokov* v uzavreninách. Podľa diagramu P — T — F* pre 30 %-ný roztok NaCl (obr. 4) tlak v uzavreninách kon-

* F = stupeň zaplnenia uzavreniny.



Frekvencia dekpitácií a teplota

Obr. 3. Nájdenie optimálnej zrinitosti experimentálnou cestou. Šrafovaná časť v rozhraní 160—210° odpovedá oblasti homogenizačných teplôt.



Obr. 4. P — T — F diagram pre 30 %-tný roztok Vall. Krátke izochory odpovedajú časti diagramu P — T — F pre čistú vodu (Lemlein—Klevcov, 1956).

centrovaných roztokov po ich homogenizácii narastá pomalšie než v uzavreninách čistej vody; z toho vyplýva, že uzavreniny roztokov vyžadujú vyšší prehrev než uzavreniny čistej vody. Toto však platí len ak T_h (teplota homogenizácie) je $< 300^\circ$. Keď $T_h = 300^\circ$ je narastanie tlaku u oboch rovnaké; ak $T_h > 300^\circ$ sú pomery obrátené.

Treba ešte dodať, že vzrast tlaku v homogenizovaných uzavreninách je rozdielny nielen u uzavrenín s rozličnou koncentráciou, ale aj s rozličným chemickým zložením (Kennedy, 1950).

Z ostatných faktorov majúcich vplyv na veľkosť prehrevu, spomenieme ešte rýchlosť zahrievania. Čím pomalejšie stúpa teplota, tým sú výsledky hodnovernejšie. Pri prudkom stúpaní teploty môže dôjsť k nežiadúcemu oneskoreniu dekrepitácie v dôsledku zlej tepelnej vodivosti minerálov. Prejavuje sa to vo veľkej zo-

trvačnosti zahrievania minerálu od periférnych častí k vnútorným. Na druhej strane však pri pomalom zahrievaní sa proces predlžuje a znižuje sa tým intenzita zvukových efektov pri dekrepitácii (Kostyleva 1964). Je teda potrebné nájsť takú rýchlosť zahrievania, ktorá by nemala nepriaznivý vplyv na hodnovernosť výsledkov (resp. aby bol tento vplyv minimálny).

Aby sa teplota uzatvorenej kvapaliny vyrovnala s teplotou stien uzavreniny, doporujú mnohí autori strednú rýchlosť zahrievania $5\text{--}15^\circ\text{C}/\text{min}$. (Peach 1949; Scott 1948; Dolgov—Rajcher 1953; Kostyleva 1964 a iní). Jedine Hak (1961) a Kupka (1961) udávajú $30^\circ\text{C}/\text{min}$. Podľa našich pozorovaní priemerná rýchlosť zvyšovania teploty nemá presahovať $15^\circ\text{C}/\text{min}$.

Na veľkosť prehrevu nepriamo vplyva aj veľkosť návážky vzorky, ktorá je vždy funkciou množstva uzavrenín. Pri vzorke bohatej na uzavreniny stačí menšia návážka. Keď je uzavrenín vo vzorke (a tým zaregistrovaných treskov) málo, pri pomerne širokom intervale dekrepitačných teplôt sa ťažko zistí počiatok a maximum dekrepitácie. Keď však použijeme veľké množstvo vzorky (bez ohľadu na to či je v nej veľa, alebo málo uzavrenín), na jednej strane hrubá vrstva vzorky tlmi akustický efekt zrn ležiacich na spodu; na druhej strane v dôsledku zlej tepelnej vodivosti minerálov dochádza k určitému oneskoreniu počiatku i maxima dekrepitácií a k ďalšiemu zväčšeniu intervalu dekrepitovaných teplôt. Chyby vyplývajúce z veľkého množstva vzor-

ky možno odstrániť upravením nádoby, v ktorej sa zohrieva (napr. zväčšením dna skúmavky, alebo misky).

Množstvo jednotlivých minerálov pre dekrepitáciu nemôže byť rovnaké, lebo okrem hojnosti uzavrenín závisí aj na konštrukcii a citlivosti aparatúry. Podľa údajov v literatúre používajú sa navážky od 1 do 5 gr. Vzhľadom na rozdielnu špecifickú váhu minerálov je výhodnejšie určovať veľkosť navážky nie váhovými, ale objemovými mierami.

Z uvedeného vyplýva, že pre hodnoverné výsledky dekrepitačnou metódou (ktoré sa najviac blížia výsledkom metódy homogenizačnej) je najdôležitejšia voľba správnej frakcie zrna v závislosti od rozmerov uzavrenín. Pri interpretácii týchto výsledkov však treba brať do úvahy aj mechanické vlastnosti minerálov, veľkosť navážky, koncentráciu uzatvorených roztokov, ich chemické zloženie, stupeň zaplnenia uzavrenín a sčasti aj rýchlosť zahrievania, resp. citlivosť aparatúry.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

Lektoroval dr. J. K a n t o r.

LITERATÚRA

- [1] Čajkovskij S. A., 1951: Javlenije peregreva židkikh vključenij v mineralach. Dokl. Akad. nauk SSSR, 76. — [2] Dolgov Ju. A. — Rajcher L. D., 1953: Avtomatičeskij termozvukoregistrator. Min. sbor. Lvov. geol. ob.-va. No 7. — [3] Eliáš K., 1962: Dekrepitačná metóda v geologickej termometrii. Geologický průzkum. IV/5, Praha. — [4] Hak J., 1961: Metalizace Nizkych Tater. Mineralogicko-geochemický výzkum křemenných a barytových žil. Závěrečná zpráva ÚNS Kutná Hora. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [5] Ingerson E., 1955: Methods and problems of geologic thermometry. Econ. Geol. 50 th. Anniversary Vol. — [6] Jermakov N. P., 1950: Metod rastreskivaniya v mineralogičeskoj termometriji. Min. sbor. Lvov. geol. ob.-va. No 4. — [7] Kennedy G. C., Pneumatolysis and the liquid inclusion method of geologic thermometry. Econ. Geol., 45, No 6. — [8] Kostyleva E. E. — Labuncov V. A., 1958: Izučeniye rastreskivaniya kvarca i universalnyj usilitel' — registrator rastreskivaniya. Trudy VNIIP 2/2. — [9] Kostyleva E. E., 1964: Nekotoryje metody izučeniya rudonosnogo kvarca i opyt ich primneniija. Izd. „Nauka“ Moskva. — [10] Kupka F., 1961: Samočinně zapisující přístroj na dekrepitaci. Silikáty V/1. — [11] Lemlein G. G. — Klíja M. O., 1951: K teorii opredelenija geologičeskich temperatur metodom vzryvaniya gazovožidkikh vključenij v mineralach. Zapiski Vses. min. ob.-va 80, vyp. 4. — [12] Lennikov A. M. — Polin Ju. K. — Lebedev Ju. A., 1960: O nekotorych rezul'tatach primneniija metoda dekrepitacii. Soobšč. Daľnevostoč. fil. Sib. otd. AN SSSR, 12. — [13] Malyšev B. I. — Naumov V. B. — Panov G. I., 1964: Opredelenije temperatur obrazovaniya mineralov metodom dekrepitacii na mestoroždeniji Zambarak. Geochimija, No 4. — [14] Peach P. A., 1949: A decapitation geothermometer. Am. min. 34. — [15] Rodzjanko N. G. — Trufanov V. N., 1964: Opredelenije temperaturnogo režima i posledovatel'nosti mineraloobrazovaniya metodom dekrepitacii. Zapiski Vses. min. ob.-va, ser. 2, vyp. 6. — [16] Scott H. S.: The decrepitation method applied to minerals with fluid inclusions Econ. Geol. 43, No. 8. — [17] Zacharčenko A. I. — Lazarevič G. I. a kol., 1958: Uproščennyj avtomatičeskij termozvukoregistrator. Trudy VNIIP 2, vyp. 2.



T. KORÁB—J. NEMČOK—O. SAMUEL

K NIEKTORÝM PROBLÉMOM GEOLÓGIE DUKELSKEJ JEDNOTKY NA VÝCHODNOM SLOVENSKU

V ý t a h : Prvá časť práce pojednáva o litologickom a mikrofaunistickom charaktere stratigrafickej hranice krieda—paleogén v dukelskej jednotke na východnom Slovensku. Litologicko-stratigrafická analýza papínskych vrstiev je obsahom druhej časti práce.

Na hranici krieda—paleogén v dukelskej jednotke vystupuje niekoľko sto metrov mocný pieskovcovo-zlepenčový horizont. V SV časti jednotky sa našli kritéria (porovnaj Leško—Nemčok—Koráb 1960; Koszarski—Ślaczka—Żytko 1961) pre jeho rozčlenenie na *cisňanské vrstvy* (Leško a kol. 1960) a *pieskovce Veľkého Bukovca* (Nemčok 1959 in Leško a kol. 1964). V južných tektonických štruktúrach dukelskej jednotky (obr. 1) na tomto stratigrafickom rozhraní vystupuje len jeden 50—300 m mocný pieskovcovo-zlepenčový komplex. V jeho spodnej časti sú piesčité ílovce čiernej farby (litotyp podložných lupkovských vrstiev), vyššie sivozelené a zelené piesčité ílovce charakteristické pre podmenilitové vrstvy. Stratigraficky rozsah tohto klastického komplexu určuje aglutinovaná i vápnitá mikrofauna, a to *Rzehakina epigona* (Rzehak), ktorá sa začína objavovať vo vrchnom senóne; *R. inclusa* (Grzyb.), *R. complanata* (Grzyb.) a *R. fissistomata* (Grzyb.) sa objavujú až neskoršie (? najvyšší senón-paleocén). Planktónna mikroasociácia s *Globigerina trifolia* Morozova (1961) [= ? *Globigerinoides daubjergensis* (Bronnemann 1953)], *Globigerina compressa* Plummer, *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Chiloguembelina morsei* (Kline) svedčí o jeho spodnopaleocénnom veku (dan; zóna *Globigerina compressa*; tab. 1).

Klastické súvrstvie je tvorené jemno až strednozrnnými, prevažne drobovými pieskovecami. Drobnozrnné zlepenky tvoria buď bázu pieskovcových lavíc (gradačné zvrstvenie), alebo šošovky uprostred pieskovcových telies. Zrná zlepenka tvorí kremeň, fylity a ruly, menej vápence a rohovce. Zrná sú ostrohranné, max. 1—2 cm veľké. Ílovce sú sivej, sivozelenej a zelenej farby so značným obsahom klastickej prímesi (Ďurkovič 1964).

Výskum orientovaných prúdových stôp (porovnaj Koráb—Nemčok—Ďurkovič—Marschalko 1962; Koszarski—Ślaczka—Żytko

1961) dovoľuje predpokladať, že zmenšovanie mocnosti klastického súvrstvia J a JZ smerom je ovplyvnené hlavným prúdovým systémom (od SV na JZ) a vzdialenosťou od oblasti zdroja klastického materiálu.

Geologický výskum východoslovenského flyšového pásma umožnil najmä v poslednom desaťročí stanoviť základné litologicko-stratigrafické celky, podať základnú charakteristiku tektoniky, mikrobiostratigrafie, sedimentológie a petrografie. Existujú však aj rozdielne názory, najmä na vymedzenie severného okraja magurského príkrovu a na charakter styku magurského a vonkajšieho (krosnenského) flyšového pásma.

Matějka a kol. (1964; porovnaj Matějka 1960 in Tectonic Development; Menčík—Pěsl 1956; Leško 1952) považuje magurské flyšové pásmo a dukelské vrásky ako čiastkovú jednotku vonkajšieho flyša za samostatné stratigraficko-faciálne celky (skupiny). V širšej oblasti Papína vyznačuje v gen. mape list Zborov—Košice papínske tektonické okno, v ktorom členy dukelskej jednotky vystupujú spod magurského príkrovu.

Leško (1958—1964) a Książkiewicz—Leško (1959) predpokladajú, že kordiliera, deliaca magurský a krosnenský sedimentačný priestor, nepôsobila časove v obidvoch bazénoch vertikálne a paleogeograficky rovnako. Preto v niektorých intervaloch magurská fácia zasahovala hlboko do sedimentačného priestoru vonkajšieho flyšového pásma a naopak. Tak vznikla v predmagurskom sedimentačnom priestore zmiešaná krosnensko-magurská fácia, ktorá dnes tektonicky vystupuje na povrch v pásme Miková—Snina. Jej reprezentantom sú zlínske a hlavne papínske vrstvy uvedeného pásma.

V minulých rokoch sme podrobne študovali širšiu oblasť Papína, a to úsek pásma Miková—Snina [Leško a kol. (obr. 3.) 1964] i severnú výravskú synklinálu a skurskú antiklinálu. Výskumy ukázali, že štruktúry majú rovnaký litologický i stratigrafický vývoj.

Podmenilitové vrstvy* v pásme Miková—Snina a v skurskej antiklinále tvoria drobnorytmické súvrstvie s vývojom pestrých (červených a zelených) ílovcov vrchného paleocénu až stredného eocénu. Pre podmenilitové vrstvy dukelskej jednotky sú typické ílovce zelenej a sivozelenej farby, zriedkavejšie sivej, hnedej, sivo-modrej a čiernej farby. Vápnitosť a obsah klastickej prímеси ílovcov sú premenlivé. Ílovce červenej farby vo vyšších častiach súvrstvia vytvárajú až 150 m mocný horizont.

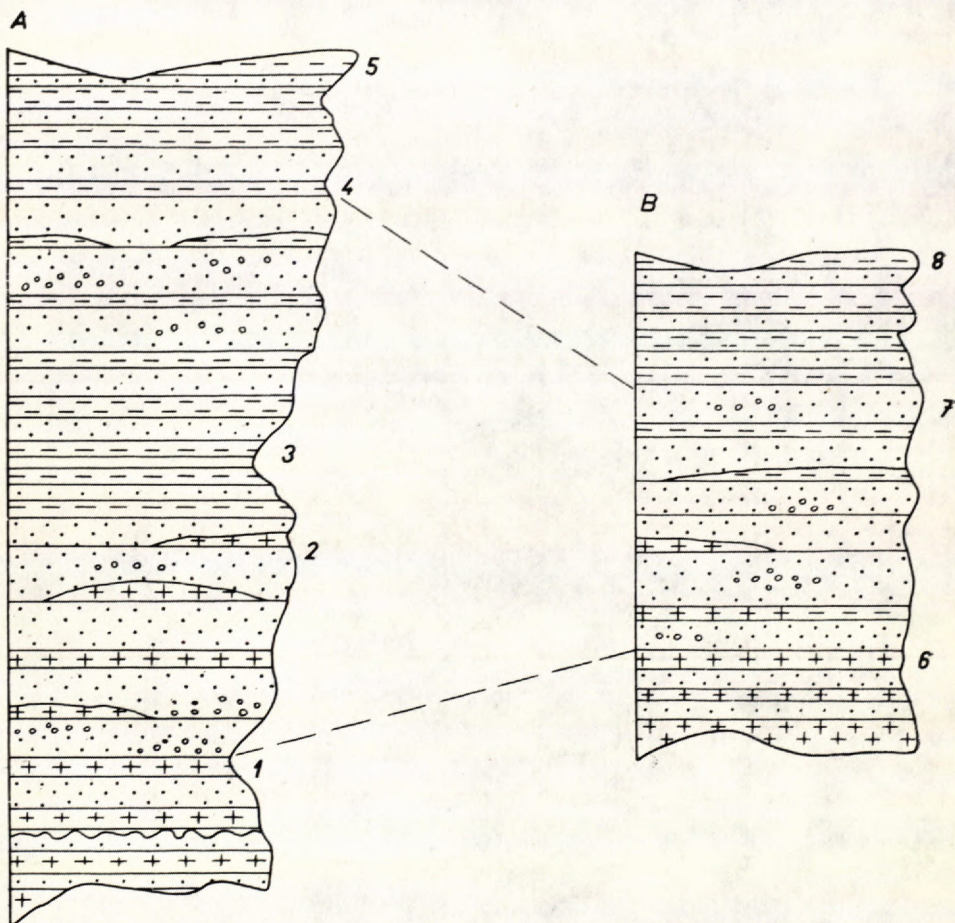
Klastickú zložku zastupujú siltovce, jemno a strednozrnné drobové pieskovce, menej pieskovce kremenné (Đurkovič 1964). Zvrstvenie pieskovcov je prevažne homogénne, sporadicky aj gradačné. Zriedkavá je aj konvolútna laminácia. Pieskovce v spodnej časti súvrstvia tvoria lavice 8—60 cm mocné, smerom do nadložia sa ich mocnosť zmenšuje (2—30 cm), rovnako ako podiel pieskovcov. Smer prínosu klastík je od JV na SZ (obr. 4).

Mikrofauna podmenilitových vrstiev skurskej antiklinály a pásma Miková—Snina je pomerne chudobná. Spodnú časť vrstiev charakterizuje táto paleocéna asociácia:

* Názov odvodený od termínu podmenilitový eocén (Šwidziński 1947); čiastočnú zmenu termínu odôvodňuje vystupovanie paleocénu v danom vrstevnom komplexe.

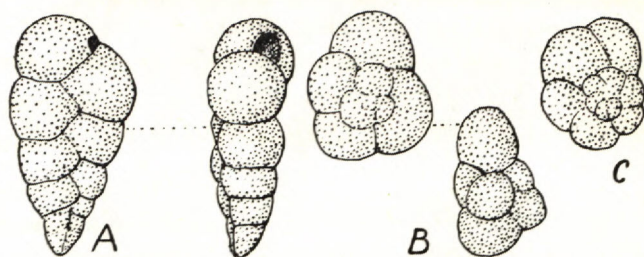
Dendrophrya robusta Grzyb., *Hormosina ovulum ovulum* (Grzyb.), *Ammodiscus hoernessi* (Karrer), *Plectina* sp.; vyššiu časť vrstiev: *Rhabdammina* cf. *cylindrica* Glaessner, *Dendrophrya excelsa* Grzyb., *Ammodiscus hoernessi* (Karrer), *Glomospira charoides* (Jones & Parker), *G. gordialis* (Jones & Parker), *Trochammina* cf. *intermedia* Grzyb., *T. cf. deformis* Grzyb., *Haplophragmoides walteri* Grzyb., *Dendrophrya robusta* Grzyb. (spodný eocén; typické strednoeocénne asociácie sme zatiaľ nenašli).

Papínske vrstvy (Leško 1958) ako nadložie podmenilitových vrstiev majú predstavovať zmiešanú krosnensko-magurskú faciú. V tejto superpozícii vystu-

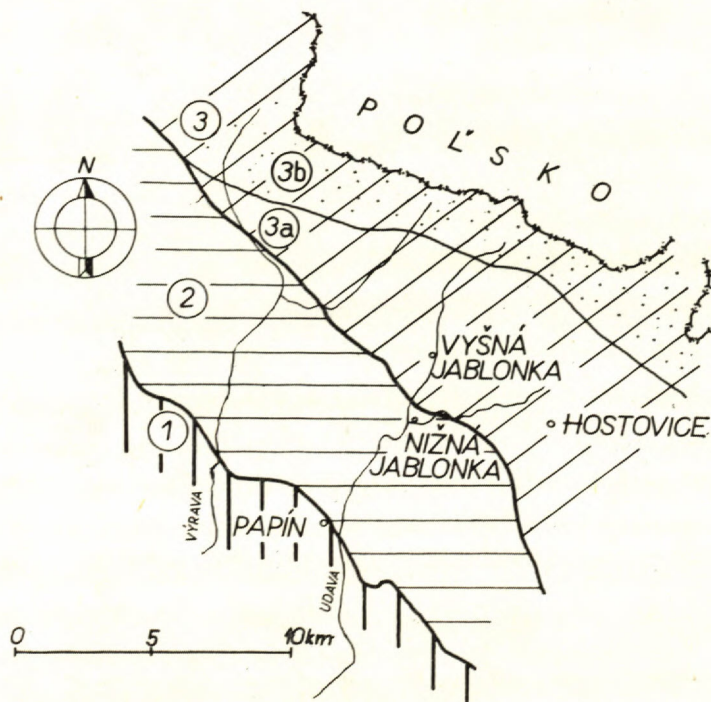


Obr. 1. Schematické profily prechodu kriedy do paleogénu v dukelskej jednotke. A — antiklinála Veľkého Bukovca; B — nastávajúce antiklinálne pásmo: 1. lupkovské vrstvy; 2. cisňanské vrstvy; 3. drobnorytmický flyš so sivozelenými piesčitými ílovcami; 4. pieskovce Veľkého Bukovca; 5. podmenilitové vrstvy; 6. lupkovské vrstvy; 7. pieskovcovo-zlepcové vrstvy; 8. podmenilitové vrstvy.

pujú aj v synklinálnom pásme výravskom. Prechod z podmenilitových vrstiev do papínskych je postupný. Ílovce zelenej, sivozelenej farby sú nahradené vápnitými ílovcami sivej, sivohnedej farby (rozpadom pripomínajú ílovce zlínskych vrstiev), čiernymi vápnitými ílovcami menilitového typu a žltými, žltohnedými ílovcami typu krosenských vrstiev. Smerom do nadložia pribúdajú ílovce menilitového typu.



Obr. 2. A — *Chiloguembelina morsei* (Kline 1943); B — *Globigerina trifolia* Morozova 1961 [= ? *Globigerinoides daubjergensis* (Brönnimann 1953)]; C — *Globigerina compressa* Plummer 1926. Vrchná časť pieskovcovo-zlepcového súvrstvia, vzor č. 64/62, b. 206, 100 X cca.



Obr. 3. Tektonická skica flyša JZ od Medzilaboriec. (Podľa B. Leška 1958) 1. magurské flyšové pásmo: dukelská jednotka; 2. pásmo Miková—Snina; 3a. hostovické pásmo (výravské synklinálne pásmo, skurské antiklinálne pásmo); 3b. pohraničné pásmo.

Tabuľka I
Zonárne delenie paleogenných sedimentov Západných Karpát Slovenska na základe planktonických foraminifér

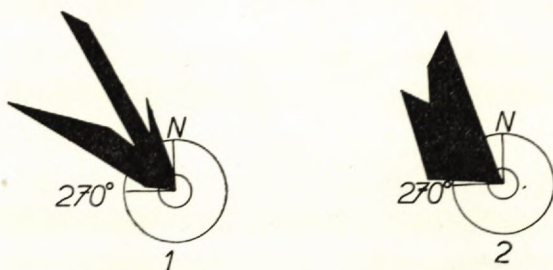
stupne		Paleocén		Eocén				Oligogén	
		spodný		stredný	vrechný		spodný		
		dán	mont-thanet/p./	ilerd	euis	lutét sp. – vrch.	bartón	wemmel	sannoiz
z ó n a								<i>Globigerina postretacea</i>	XI.
								<i>Globigerina officinalis</i>	X.
								<i>Globigerinoides index</i>	IX.
								<i>Globigerina eocena</i>	VIII.
								<i>Turborotalia crassata densa</i>	VII.
								<i>Globorotalia aragonensis crater</i>	VI.
								<i>Globorotalia subbotinae marginodentata</i>	V.
								<i>Globorotalia aequa</i>	IV.
								<i>Globorotalia pusilla pusilla</i>	III.
								<i>Turborotalia /A./ inconstans praecursoria</i>	II.
								<i>Globigerina compressa</i>	I.

Klastické horniny v spodnej časti vrstiev sú zhodné s podmenilitovými vrstvami; vo vyššej časti sa zvyšuje obsah pieskocov s glaukonitom a jemnozrnných organodetritických vápencov s množstvom globigerín a sporadickými bryzoami (Ď u r k o - v i č 1965; Z od Papína, Z a V od Vyš. Jablonky, SV od Hostovic). Prúdový systém (od JV na SZ; obr. 4) papínskych vrstiev je zhodný s podložnými vrstvami.

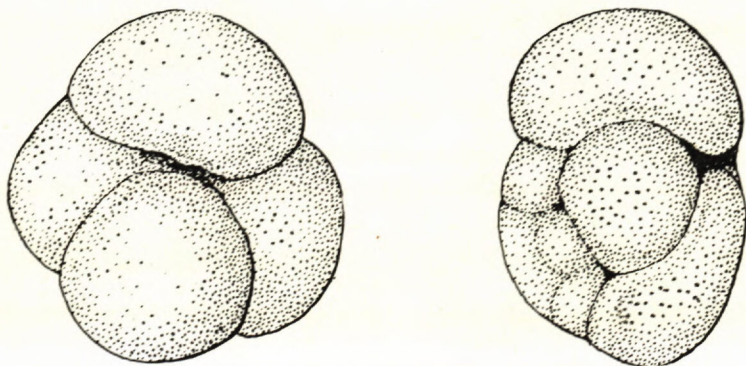
V spomenutých profiloch (Papín, Vyš. Jablonka, Hostovice) papínske vrstvy sú ukončené do 200 cm mocnou lavicou organodetritického vápenca s bryzoami, litotamniami a numulitmi. Lavica má niektoré znaky sklzového telesa (závalky ílovcov, nepravidelné zvrstvenie).

V papínskych vrstvách sa zistili asociácie foraminifer dvojakého typu (z hľadiska biofáciálneho i stratigrafického). Prvý typ tvoria aglutinované foraminifery, medzi ktorými sa nachádzajú elementy, obmedzujúce sa len na paleocén, resp. spodný eocén [napr. *Kalamopsis grzybowskii* (D y l.)]. Takýto vek papínskych vrstiev však vylučuje už ich samotná superpozícia. Z toho vyplýva, že spoločenstvá aglutinovaných foraminifer sú pseudoasociácie (na druhom mieste).

Druhý typ asociácií tvoria síce ojedinelé, ale stratigraficky cenné planktonické formy: *Globigerina danvilensis* Howe & Wallace, *G. ouachitaensis* Howe & Wallace, *G. officinalis* Subbotina, *G. cf. venezuelana* Hedberg; ve-



Obr. 4. Prúdový systém v papínskych (1) a podmenilitových (2) vrstvách.

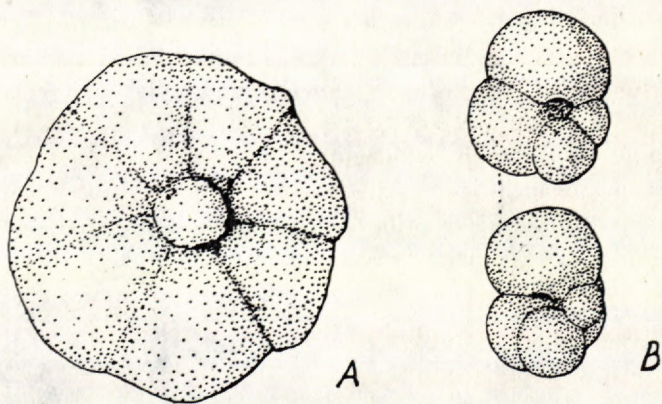


Obr. 5. *Globigerina cf. venezuelana* Hedberg 1937. Papínske vrstvy, vzor č. 271/65, b. 369 (Osadné) 100 X cca.

kový rozsah prvých dvoch druhov je vrchný eocén — spodný oligocén, u *G. officinalis* vrchná časť vrchného eocénu („vrchný priabón“) až oligocén a u *Globigerina* cf. *venezuelana* stredný až vrchný eocén. Z toho vyplýva, že sedimentácia papínskych vrstiev sa pravdepodobne začína už v pásme *Globigerinoides index* (tab. 1), s maximum vo vrchnej časti vrchného eocénu (t. j. pásmo *Globigerina officinalis*).

V lavičích organodetritických vápenca sa našli veľké foraminifery, u ktorých podľa stratigrafického rozsahu možno rozlíšiť (Vaňová 1965 in lit.) tri skupiny: prvú tvoria viac-menej priebežné druhy *Nummulites rotularius* Deshayes, *N. variolarius* (Lamarck), *N. striatus striatus* (Brugière), *N. incrassatus incrassatus* Harpe, *Dyscocyclina nummulitica* (Gumbel); do druhej skupiny patrí *N. galensis* Heim, rozšírený v strednom eocéne a *N. perforatus sismondai* Arch., siahajúci od stredného eocénu do spodnej časti vrchného eocénu a do tretej *N. pulchellus* Harpe a *N. bouilei* Harpe, siahajúci od vrchnej časti vrchného eocénu do spodného oligocénu, ako aj „vrchnopriabonský“ *N. cf. problematicus* Tellini. Numulitom prvých dvoch skupín chýbajú vonkajšie závit, diskocyklíny sú polámané. Exempláre tretej skupiny sú menej poškodené; temer úplný počet závitov sa zachoval na exemplároch druhu *N. cf. problematicus*. Teda podobne ako u malých foraminifer aj u numulitov nachádzame alochtónne i autochtónne asociácie, poukazujúce na najvyšší vrchný eocén papínskych vrstiev.

Menilitové vrstvy v obidvoch štruktúrach sa postupne vyvíjajú z papínskych vrstiev pribúdaním hnedých a čiernych vápnicých i nevápnicých ílovcov. Litolicky ich možno členiť na: a) *spodné* — (*podrohovcové*) *menilitové vrstvy*, charakteristické tmavosivými, hnedými a čiernymi vápnicými ílovcami (15—150 cm), ktoré v spodnej časti sporadicky alternujú s tenkými (3—10 cm) lavičkami laminovaných vápnicých a sľudnatých siltovcov. Vyššie nasledujú šošovkovité i vrstevnaté pelokarbonáty (60—150 cm);



Obr. 6. A — *Rotalia lithothamnica* Uhlig 1886; B — *Globigerina officinalis* Subbotina 1953. Papínske vrstvy, vzor č. 83/65, b. 12 (Osadné) 100 X cca.

b) *stredné (rohovcové) menilitové vrstvy* (80—150 cm) tvoria čierne kremité ílovce (menilitové bridlice), miestami so šupinami rýb. Ílovce sú prekladané lavicami (5—30 cm) čiernych rohovcov, tvoriacich vrstvy 100—300 cm mocné;

c) *vrchné (nadrohovcové) menilitové vrstvy* charakterizuje prevaha pelitov — čierne a hnedé vápnité ílovce až slieňovce s lastúrovitým rozpadom; pieskovce úplne chýbajú. Uprostred čiernych ílovcov sú 2—10 m mocné vložky svetlohnedých vápnitých ílovcov s lavičkami (1—5 cm) vápnitých siltovcov, ktoré naznačujú postupný prechod do nadložných krosnenských vrstiev.

Spodnú vekovú hranicu menilitových vrstiev v študovanej oblasti určujú planktonické a veľké foraminifery papínskych vrstiev. Z nadložia menilitových vrstiev poznáme spodnooligocénnu asociáciu globigerín: *G. officinalis* Subbotina, *G. aff. liverovskae* (Bykova), *Globigerina* sp. a *Chiloguembelina gracillima* (Andreae).

Krosnenské vrstvy sa postupne vyvíjajú z podložných menilitových vrstiev; preto hranica medzi nimi je značne konvenčná. Vedeťme ju tam, kde žlté a sivo-hnedé vápnité ílovce sú v prevahe nad čiernymi ílovcami. Spodnooligocénnu asociáciu sme uviedli vyššie.

Porovnaním litologického a stratigrafického profilu výravskej synklinály, skurskej antiklinály a pásma Miková—Snina na SZ a SV od Papína sa zistil ich temer zhodný vývoj vo vyššom paleocéne až spodnom oligocéne. Svedčí o tom bio- i litofaciálny vývoj podmenilitových vrstiev s pestrými ílovcami; rovnaký typ preplavených a primárných asociácií veľkých i malých foraminifer; vývoj pieskovcov a organodetritických vápencov v papínskych vrstvách a napokon aj zhodný vývoj menilitových vrstiev s typickými pelokarbonátmi v spodnej, rohovcami v strednej a slieňovcami vo vrchnej časti súvrstvia.

Z uvedeného vyplýva, že papínske vrstvy sú vrchnoocénnym členom dukelskej jednotky, tvoria normálne nadložie podmenilitových vrstiev, postupne sa z nich vyvíjajú. Na genetickú spätosť oboch okrem textúrnych i štruktúrnych vlastností väčšej časti klastických hornín poukazujú aj ich zhodné prúdové systémy (obr. 4).

Či a do akej miery sa v papínskych vrstvách prejavil vplyv magurskej fácie, nemožno zatiaľ uspokojivo odpovedať. Sedimentologický výskum východoslovenského flyšového pásma (Koráb — Nemček — Ďurkovič — Marschalík 1962) a novšie výskumy však ukázali, že magurský sedimentačný priestor nebol výrazne oddelený od sedimentačného priestoru dukelskej jednotky. Svedčia o tom zhodné prúdové systémy v stratigraficky približne rovnakých členoch oboch oblastí (belovežské, zlínske vrstvy — podmenilitové, papínske vrstvy), ako aj neprítomnosť hrubých klastík a sklzových telies na ich rozhraní, ktoré sú prejavom existencie kordiliery.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Ďurkovič T., 1964: Sedimentárno-petrografický výskum dukelsko-užockých vrás a račanskej jednotky magurského flyša na východnom Slovensku. Kandidátska dizert. práca, Bratislava. — [2] Ďurkovič T., 1965: Mikroskopické vyhodnotenie klastických hornín papínskych vrstiev z lok. Vyš. Jablonka a vyhodnotenie šlichových analýz. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [3] Koráb T. — Nemček J. — Ďurkovič T. — Marschalko R., 1962: Prehľadný výskum orientovaných sedimentárnych textúr vo flyši vých. Slovenska. Geol. sborník XIII/2, Bratislava. — [4] Koszarski L. — Ślącčka A. — Żytko K., 1961: Stratygrafia i paleogeografia jednostki dukielskiej w Bieszczadach. Kwart. Geol. tom V, ur 3, Warszawa. — [5] Książkiewicz M. — Leško B., 1959: On the Relation Between the Krosno- and Magura-Flysch. Bull. de l'Academie Polonaise des Sc. Série des sc., chim., géol. et geogr. Vol. VII/10, Warszawa. — [6] Leško B., 1952: Geológia vonkajšieho flyša medzi Laborcom a Cirochou. Geol. práce, Zoš. 35, Bratislava. — [7] Leško B., 1958: Flyš medzi Medzilaborcami a Pichným. Geol. práce, Zprávy 14, Bratislava. — [8] Leško B., 1961: K otázke vývoja krosnensko-magurských sérií flyša na vých. Slovensku. Geol. sborník XII/1, Bratislava. — [9] Leško B. — Nemček J. — Koráb T., 1960: Flyš Užskej hornatiny. Geol. práce, Zprávy 19, Bratislava. — [10] Leško B. a kol., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M—34—XXIX—Snina. Geofond Bratislava. — [11] Matějka A., 1960: The development of the West-Carpathians during the Paleogène. Tectonic Development of Czechoslovakia, Praha. — [12] Matějka A. a kol., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geol. mape ČSSR 1 : 200 000 M—34—XXII—M—34—XXVIII, Zborov—Košice. Geofond Bratislava. — [13] Menčík E. — Pesl V., 1956: Geologická stavba východoslovenského flyša medzi Laborcem a Výravským potokom. Sbor. ÚÚG, sv. XXII, Praha. — [14] Swidziński H., 1947: Słownik stratigraficzny północnych Karpat fliszowych. Pañ. Inst. geol., biul. 37, Warszawa. — [15] Vaňová M., 1965: Veľké foraminifery z papínskych vrstiev. Zprávy o výskumoch Bratislava..

T. KORÁB — J. NEMČOK — O. SAMUEL

SEVERAL PROBLEMS OF EASTERN SLOVAKIA DUKLA UNIT GEOLOGY

In the Dukla Unit (Eastern Slovakia External Flysch Belt) at the Cretaceous-Paleogene stratigraphic boundary occurs several hundreds of m. thick horizon of sandstones and conglomerates. Thickness of this horizon reaching 500—700 m appears in the NE part of the unit where it has been differentiated into Cisna beds- Upper Cretaceous and Veľký Bukovec sandstones — Paleocene (Leško—Nemček—Koráb 1960; Koszarski—Ślącčka—Żytko 1961; Leško et cons. 1964). One 50—300 m thick clastic horizon occurs at the above mentioned stratigraphic horizon in the southern tectonic structures of the Dukla Unit. Calcareous and agglutinated microfauna (*Rzehakina epigona*, *R. inclusa*, *R. complanata*, *R. fissistomata*, *Globigerina trifolia*, *G. compressa*, *G. triloculinoidea*, *Chiloguembelina morsei*) indicates Upper Senonian to Lower Paleocene (Danian) age.

Investigation of oriented sedimentary structures indicates that the main current system of the sequence strikes from NE to SW (Koráb et cons. 1962; Koszarski et cons. 1961). It has been assumed, that decrease in the clastic horizon thickness in the direction to S and SW occurred in relation to the main current system and according to the distance from clastic material sources (fig. 1).

Relations between the Magura Flysch Belt and Dukla Unit in Eastern Slovakia are the matter of discussions for the past years. Matějka et cons. (1964) regarded this units as independently developed stratigraphic facies units (Matějka 1960; Menčík—Pěsl 1956; Leško 1952). In the Papín region as indicated on General Map (Zborov—Košice sheet) A. Matějka determined Papín tectonic window in which Dukla unit members appear from below the Magura nappe.

Leško (1958—1964), Książkiewicz—Leško (1959) suggested that Magura facies extended into the Dukla Unit sedimentation area thus assuming the existence of compound Krosno—Magura facies. They are represented by Papín beds occurring in the southern part of Dukla Unit in Miková—Snina zone. From the comparison of lithological (Fig. 3) and stratigraphical section across the Miková—Snina zone, Skura anticline and Výrava syncline as representatives of Dukla Unit appears their similar development in Upper Paleocene — Lower Oligocene.

In both the structures occur similar microrhythmic flysch of Submenilite beds and variegated claystones. The beds are passing gradually into Papín beds development characterized by gray, black and yellow calcareous claystones, subgraywacke and quartzose sandstones and organodetritic limestones.

Upper Eocene age of Papín beds in Miková—Snina zone and Výrava syncline is proved by plankton microfauna: *Globigerina danvilensis*, *G. ouachitaensis*, *G. officinalis*, *G. cf. venezuelana* as well as large foraminifers *Nummulites pulchellus*, *N. boulei*, *N. cf. problematicus*. Papín beds are overlain by Menilite beds with pelocarbonates in the lower, silicites in middle and marlstones in the upper part of the sequences.

Thus the Papín beds represent normally following sequence of Submenilite beds. They are developed gradually from the bottom in genetic relation as indicated by similar current systems (fig. 2) and similar structural and textural characters of the majority of clastic rocks.

The question of sedimentation effects of Magura facies in Papín beds can not be fully answered. As indicated however by sedimentological investigation of Eastern Slovakia Flysch Belt (Koráb et cons. 1962) as well as our own studies the Magura sedimentation area could not be remarkably separated from Dukla Unit sedimentation area. This assumption is proved by similar current systems in stratigraphically approximately similar sequences of both the regions, (Beloveža, Zlín beds, Submenilite, Papín beds), absence of coarse clastic bodies and slump structures at the boundary as indications of existing cordillera.

Dionýz Štúr Institute of Geology,
Bratislava

ROBERT MARSCHALKO—PAVOL GROSS—LEONARD KALAŠ

PALEOGÉN A KVARTÉR HORNÁDSKEJ KOTLINY

V ý t a h. V rokoch 1960—63 sme mapovali paleogén na listoch Hranovnica a Hrabušice v mierke 1 : 25 000. Výsledok stratigrafických, sedimentologických a tektonických výskumov podávame v tomto príspevku. Tieto práce naväzovali na prehľadný výskum F. Chmelíka (1957), Z. Priechodskej (1954) a J. Ilavského—J. Pechu—Z. Priechodskej (1956) v kotline Hornádu, južne od vikartovského chrbta. Krátku zmienku o paleogéne hornádskej kotliny nachádzame v práci R. Kettnera (1937) a M. Maheľa (1956—57), kvarter najmä východnej časti kotliny popísal L. Mičian (1962).

Litofaciálne členenie a stratigrafia paleogénu

Pri litofaciálnom členení Hornádskej kotliny sme vychádzali najmä z petrografickej a paleontologickej charakteristiky väčších vrstevných celkov a litologickej asociácie hornín. Vyčlenili sme 4 základné litofácie:

1. *transgresívna litofácia s 2 litotypmi*: (a) bazálne brekcie a zlepence; (b) hrubozrnné, jemnozrnné drobové pieskovce a siltovce; 2. *laminované ílovce až slieňovce v prevahe nad pieskovecami*, s vrstvičkami laminovaných karbonátov a Mn oxydkarbonátov; 3. *flyš s rovnováhou alebo prevahou drobových pieskovcov, siltovcov a drôb*, s ojedinelými vložkami zlepenčov fluxoturbitidového typu; 4. *flyš s prevahou pieskovcov*.

Bazálne brekcie a zlepence predstavujú 2 genetické typy hrubých klastík, ktoré sa v priestore navzájom striedajú: čisté homogénne vápencové brekcie a konglomeráty (lemujú mezozoické karbonátové podložie) a heterogénne, stredne triedené konglomeráty zložené z hornín paleozoických a mezozoických sérií. Vápencové brekcie sú zle triedené a vytvárajú bazálny člen transgresívnej litofácie. Zlé triedenie brekcií treba pripísať rýchlemu vzniku a zníženej triediacej činnosti prúdov v dôsledku zmien reliéfu. Hrúbka miestami presahovala iba niekoľko metrov. Pritom je pozoruhodné, že brekcie vo väčšine profilov (Veľká Biela Voda, Majerská, Čingov, prelom Hornádu pri Hrabušiciach) náhle zanikajú a prechádzajú do heterogénnych konglomerátov. Ich typickým znakom je prítomnosť gemerských hornín, najmä však vysoký obsah žilného kremeňa (40—70 %). Pri tomto zložení

si konglomeráty zachovávajú kalcitový cement. Vytriedenie je stredné, miestami veľmi dobré, tvary vrstevných telies prizma — šošovka. Na báze sú erozívne výmyvy až 1 m hlboké. Gradačné zvrstvenie nie je vyvinuté; nie sú známe (až na 1 prípad — Veľká Biela Voda) ani medzivrstevné ílovce.

Do nadložia konglomeráty pozvoľne prechádzajú do *pieskovcov, ojedinele s oblúkovitým šikmým zvrstvením*. Pieskovce sú drobové, s prevahou úlomkov hornín nad úlomkami kremeňa, s vápnitým cementom a stredným opracovaním zrn. Mocnosť vrstiev sa pohybuje od 10 max. do 60 až 80 m. Na rozhraní pieskovce—siltovce sme našli väčšinou netytické makrofauny: pholadomyovo-panopeovú asociáciu, známu z východu (Čierna, Hora, Branisko, Kľuknava). Hojnú makrofaunu z lokalít Spišské Tomašovce (lom), Smižany (lom), Zelená Hora opísala V o l f o v á (1960, 1961). Zatiaľ určené spoločenstvá sú stratigraficky atypické, čím sa veľmi komplikuje stanovenie veku transgresie. Numulity sa tu nenašli. Všetky exempláre fauny v pásme Smižany—Hranovnica sú značne deformované; jadrá zložené z ílosiltovcov a pieskovcov boli ešte za rannej diagenézy postihnuté tlakom nadložných sérií. Je možné, že vrchné časti transgresívnej série (pieskovce, siltovce) v dôsledku ranných pohybov na podmorskom svahu boli mobilné.

Mocnosť siltovcov, ktorými končí transgresívny cyklus, sa pohybuje od 20—60, max. do 120 m. Ide o laminované drobové siltovce, miestami s hojnými pyritovými konkréciami, silne limonitizovanými. Považovali sa (I l a v s k ý a kol. 1956) za kremité bridlice (vrt Hr₁, Hr₂). Prechod do laminovaných ílovcov až slieňovcov je nebadateľný a nedá sa mapove ohraničiť.

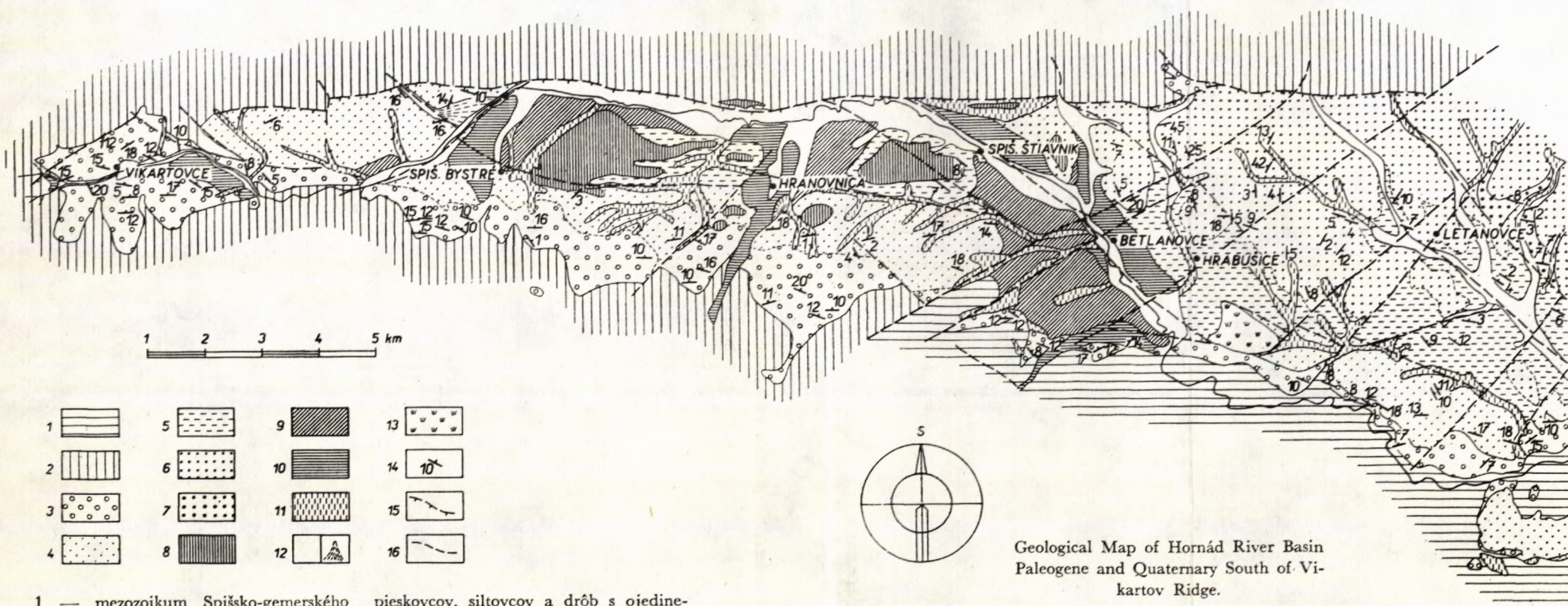
Laminované ílovce až slieňovce. Ílovce majú premenlivú vápnitosť; miestami ide o slabovápnité až silnovápnité ílovce a slieňovce. Laminácia je podmienená najmä striedaním lamín kremitých zrn s laminami ílu. Hrúbka vrstvičiek môže dosiahnuť až 10 cm. Zriedkavejšie vzniká laminácia masovým vystupovaním globigerín.

V laminovaných vápnitých ílovcoch sa vyskytujú sedimentárne Mn oxyd-karbonátové rudy (vrt Hranovnica = Hr₁, Betlanovce = Be₁). V podstate predstavujú laminovaný vývoj Mn karbonátov (rodochrozit) v rozptýlenej forme v ílovcoch. Za priaznivých podmienok mohlo dôjsť k ich koncentrácii (ložisko Hr₁); no vo väčšine prípadov bola karbonátová sedimentácia len krátkodobá a prevláda pravidelný prínos klastickej zložky. Tým došlo k striedaniu početných lamín (mm hrúbky) v ílovcoch v odstupoch po 1 cm (vrt Hr₂). Vysoké percento klastickej prímеси v Mn oxyd-karbonátových laminách poukazuje na súčasný prínos klastík s karbonátovou zložkou. Tento zjav môže byť spôsobený resedimentáciou (M a r s c h a l k o 1959). Smer resedimentácie sa z vrtného materiálu nedal určiť. Častým zjavom v Mn laminách sú sklzové zjavy, ktoré predpokladajú zmenu reliéfu dna počas sedimentácie kalových prúdov, sprevádzanej subsidenčným klesaním.

Analýzou vrtov (Hr₁, Hr₂, Be₁, Vydrník = Vy) a terénnym výskumom sme zistili, že ílovce netvorí na liste Hranovnica (južne od vikartovského chrbta) jednotnú litofáciu. Časté prerušovanie ílovcov prínosom hrubých klastík má za následok ne-

Geologická mapa paleogénu a kvartéru hornádskej kotliny,
južne od Vikartovského chrbátu

Zostavili: R. Marschalko, P. Gross, L. Kalaš, 1965.

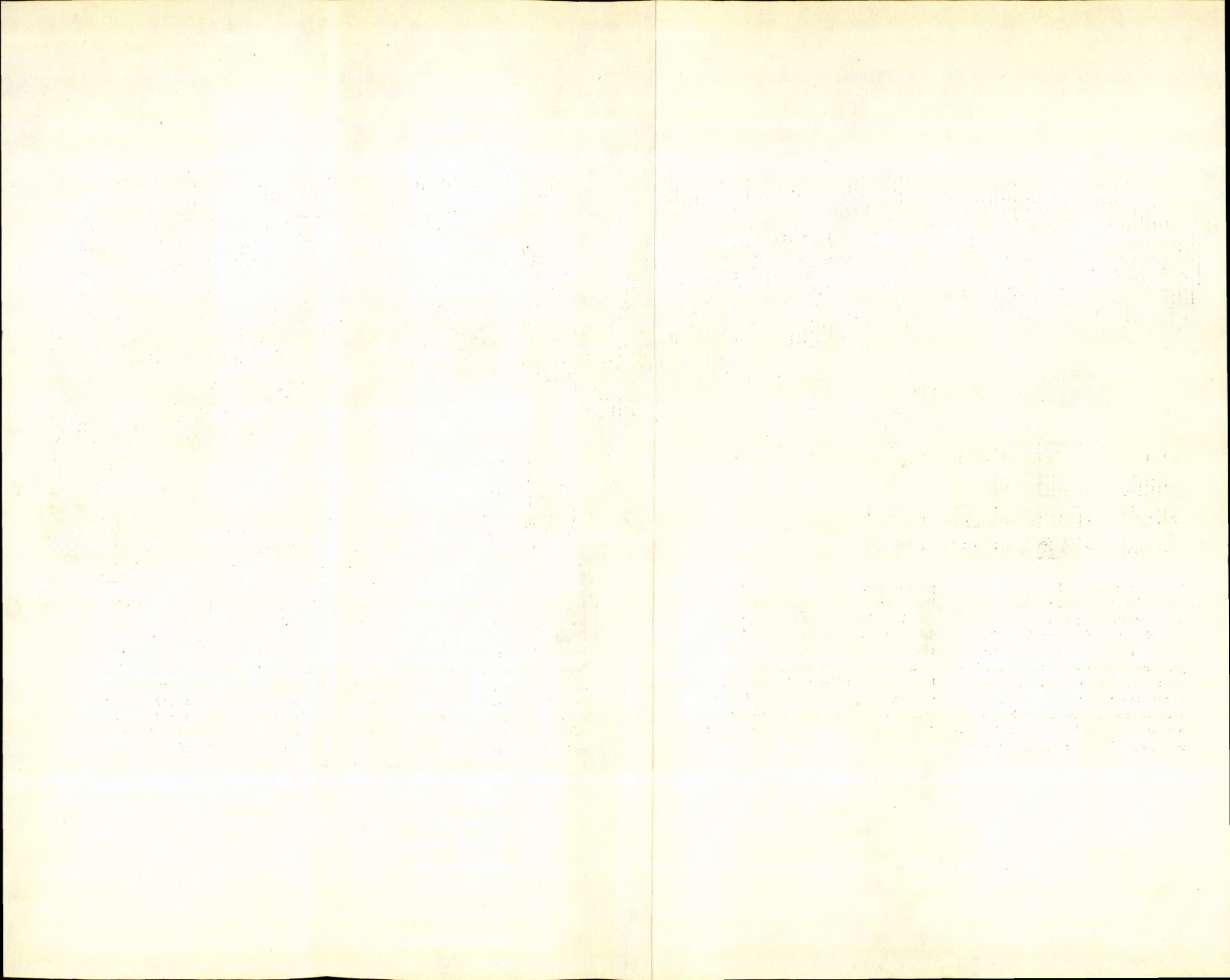


1 — mezozoikum Spišsko-gemerského rudohoria; 2 — mezozoikum a paleozoikum chočského príkrovu vcelku; 3—7 *stredný a vrchný eocén*: 3 — bazálne brekcie a zlepenec; 4 — hrubozrnné, jemnozrnné drobové pieskovce a siltovce; 5 — laminované ílovce až slieňovce v prevahe nad pieskovecami (subflyš) s vrstvičkami laminovaných karbonátov a oxidkarbonátov Mn; 6 — flyš s rovnováhou, alebo prevahou drobových

pieskovcov, siltovcov a drôb s ojedinelými vložkami interformačných zlepenecov; 7 — flyš s prevahou hrubozrnných drôb a drobových pieskovcov; 8—13 *kvartér*: 8 — vysoké terasy; 9 — stredné terasy; 10 — nízke terasy; 11 — svahové hliny a delúvia; 12 — nivové sedimenty a náplavové kužele; 13 — rašeliny; 14 — smery a sklony vrstiev; 15 — zlomy zistené; 16 — zlomy predpokladané.

1. Spišsko-gemerské Rudohorie Mts. Mesozoic; 2. Choč nappe Mesozoic and Paleozoic entirely; 3.—7. Middle and Upper Eocene: 3. basal breccias and conglomerates; 4. coarsegrained, finegrained subgraywackes and siltstones; 5. laminated claystones to marlstones prevailing over sandstones-(Subflysch) and oxidcarbonates Mn; 6. Flysch with prevalence or equilibrium of subgray-

wackes, siltstones and graywackes with occasional insertions of interformational conglomerates; 7. Flysch with prevalence of coarse-grained graywackes and subgraywackes; 8.—13. Quaternary: 8. high terraces; 9. medium terraces; 10. low terraces; 11. slope loams and deluvii; 12. flood-plain sediments and alluvial fans; 13. peat; 14. strike and dip of beds; 15. ascertained faults; supposed faults.



homogénny charakter litofácie, ktorý mapove nemožno rozlíšiť. Hrubé klastiká činia viac ako 3 %, čo podľa V a s s o j e v i č a (1948) predstavuje subflyš; toto označenie však nepoužívame, lebo subflyš v panve má presne vymedzené miesto.

Stratigrafické postavenie litofácie mikropaleontologicky študovali S a m u e l (1960, 1962) a S a m u e l — S n o p k o v á (1962) na rade hlbokých (Hr₂, Hr₁, Be₁) i plytkých vrtoch v údolí Hornádu (Betlanovce, Hrabušice, Trňovec) a pomocou rýh Z od Hranovnice a JV od Hrabušíc. Pritom boli rozlišované spoločenstvá planktonické od bentonických, ktorých adaptácia k silne piesčitým ílovcom a slieňovcom je príznačná. Na základe planktonických foraminifer rozlišujeme v študovanej oblasti 3 rozdielne pásma, ktoré S a m u e l (1965) označuje ako zóna *Globigerina eocaena* (= vrchný lutét), *Globigerinoides index* (= spodná časť vrchného eocénu) a *Globigerina officinalis* (= vrchná časť vrchného eocénu). Nápadné je veľké rozšírenie zóny *Globigerinoides index*. Iba sporadicky vo vrte Hr₂ (spodná časť nad transgresívnou bázou, hĺbka 160—200 m) je rozšírená zóna *Globigerina eocaena*. V JZ časti (Hrabušice, Biely Potok) tesne nad transgresívnymi sériami leží vždy zóna *Globigerinoides index*, (vrty Trňovec, Betlanovce), Z od Hranovnice zóna *Globigerina officinalis*.

Z týchto pozorovaní vyvodzujeme, že: 1. ílovcové série smerom k JZ a ZJZ sa faciálne zamieňajú za najvyššie členy transgresívnej fácie vrchnoeocénneho veku; 2. že smerom k SV (vrt Hr₂) ílovcová sedimentácia začína už zónou *Globigerina eocaena* a pokračuje do vrchného eocénu neprerušene; 3. že transgresia pokračuje k J a JJZ; 4. maximálne koncentrácie Mn sú v strednej časti vrchného eocénu.

Hrúbka ílovcov vzhľadom na obťažnosť mapového vyčlenenia nemôže byť stanovená (I l a v s k ý a kol. 1956). Laminované ílovce s najväčšími koncentraciami Mn vo vrte Hr₁ dosahujú hrúbku 200 m, vo vrte Hr₂ 180 m (prerušené flyšovým súvrstvom 40 m mocným); u vrtu Vy₁ vôbec nepozorujeme ílovce a vo vrte B₁ iba v hrúbke 100 m(?). Ílovce prechádzajú do nadložných flyšových vrstiev bez zmeny látkového zloženia. Lavice pieskovcov sa nachádzajú v rôznej úrovni v ílovcoch. Miestami (vrt Vy₁) pozorovať vysokú koncentráciu hrubých klastík (na ploche 6 až 8 km²). Tieto sedimenty predstavujú flyšový vývoj.

Flyš s rovnováhou alebo prevahou drobových pieskovcov, siltovcov a drôb s ojedinelými vložkami interformačných konglomerátov predstavuje najmladšiu litofáciu, ktorej stratigrafické rozpätie je totožné so zónou *Globigerinoides index*(?) a *Globigerina officinalis*. Migrácia klastickej zložky nápadne vplýva na pomer ílovcov a pieskovcov. V oblasti Vydrníku (vrt Vy₁), Mečedeloviec sú pieskovce v prevahe nad ílovcami. Západným smerom ubúda hruboklastická zložka, takže Z a SZ od Betlanoviec pozorujeme iba 10—20 cm mocné vrstvičky gradačne zvrstvených pieskovcov.

Podľa hlavných typov zvrstvenia — *gradačného*, *gradačného prerušovaného*, *častejšie homogénneho* — považujeme tieto pieskovce za turbidity. V gradačne zvrstvených laviciach premenlivej mocnosti sa našli hojné závalky ílovcov, pričom vrchná poloha vrstvy je laminovaná. Vo vrstvách sa pozorujú granulometrické zmeny (od

Md — 0,5 mm na spodu do Md 0,005 mm pri vrchu vrstiev), čo svedčí o vytriedení podľa veľkosti zrn. Takéto prípady ideálneho vytriedenia frakcie sa zistili v Letanovciach a v záreze železnice Letanovce—Vydrník.

Ďalšie časté je nepravidelné zvrstvenie pieskovcov, ktoré tvorí hlavne flyšové cykly v celom priebehu vrtu Vy₁, na železničnej zástavke Vydrník (vrt Hr₂ v hĺbke 100 až 140 m), kde je doprevádzané interformačnými konglomerátmi. Nepravidelné zvrstvenie má chaotické triedenie hrubej frakcie a množstvo ílovcových sklzových závalkov, ktorými sú vrstvy preplnené. Lokálne pozorovať hrubnutie a striedanie vrstiev s jasne ohraničenými sklzmi. Nepravidelne zvrstvené vrstvy považujeme v zmysle Dzulinského — Książkiewicza — Kuenena (1959) za *fluctoturbidity*.

Látkové zloženie flyšových klastík

Petrografickým výskumom vrtov Hr₁, Hr₂, Be₁, Vy Ďurkovič (1962) zistil, že pieskovce patria ku skupine *drôb a drobových pieskovcov*. Hruboazrnnejšie variety reprezentujú z väčšej časti droby, jemnozrnne pieskovce a siltovce — drobové pieskovce a drobové siltovce. Ukázalo sa, že proces vytriedovania môže podmieniť v rámci jednej vrstvy (i pri stálych podmienkach v zdrojovej oblasti) vznik dvoch rozdielnych typov pieskovcov. Charakter Md-zrnatosti a So je pre všetky pieskovce študované vo vrtoch rovnaký; z toho sa dá usúdiť na rovnaký „agens“ transportu. Koeficient elongácie zrn kremeňa hovorí za pôvod z metamorfovaných hornín. Obsah kremeňa a stabilných úlomkov hornín (kremenec, rohovec) sa pohybuje u drôb od 44 do 45,5 %, u drobových pieskovcov od 40 do 47,5 %; živce a nestabilné úlomky hornín 3,6—8 % u drobových pieskovcov a 10,3—13,2 % u drôb. Dosť veľký je podiel úlomkov kalpionelových vápencov, fylitov a bázik (diabáz — melafýr?). Našli sa aj úlomky litotamnií a numulitov. Všetky droby mali ílovito-karbonátovú základnú hmotu, ktorá predstavuje čiastočne rekryštalizovanú suspenziu kalového prúdu.

Pôvodnú zdrojovú oblasť naznačuje aj zloženie interformačných zlepcov (S od Hrabušíc, 50 m J od k. 594,5 m). Zastúpenie jednotlivých zložiek je nasledovné: kremenec—fylity 45 %, vápence 27 % (najmä jura — titón a urgón?), žilný kremeň 21 % a keratofýry 7 %. Zlepence sú nezrelé, s vysokým podielom nestabilnej zložky; predstavujú litické drobové zlepence, prinesené náhlym transportom z vyzdvihnutých okrajov do panvy. Pozícia zlepencov v ílovcoch predpokladá transport hustým kalovým prúdom.

Prúdy, ktoré prenášali a ukladali hrubé klastiká flyša (ich najvyšších členov na liste Hranovnica) postupovali podľa Marschallka (1963) od SV na JZ (Arnuttovce, Letanovce) zo zdrojov veľmi vzdialených a od JV na SZ. Druhý smer sa križuje s prvým, čo sa dá pozorovať v záreze železnice Vydrník—Letanovce. Časove odpovedajú zóne s *Globigerinoides index* a *Globigerina officinalis*. Je zaujímavé, že južne od línie Vydrník—Letanovce sa nezistil smer prúdov od JV. Predpokladáme,

že sa uplatňoval od tejto línie k severu, kde je častý najmä v mladších vrstvách Levočského pohoria. Ukazuje sa, že aj podmorské sklzávanie prebiehalo od JV a najmä od JJV k S, menovite u vyšších členov flyša, čo by naznačovalo výzdvih južnej zóny Gemera. Postup prúdov od SV k JZ v oblasti Hrabušice—Letanovce indikuje subsidienciu tohto pásma k JZ, najmä v strednej časti vrchného eocénu (zóna s *Globigerinoides index*).

Tektonická stavba paleogénu na liste Hranovnica

je podmienená sústavou zlomov, ktoré delia územie na rad menších-väčších kryh s rôznou amplitúdou zdvihu a poklesu. Pri tektonickom členení sme sa opierali o vrtný a mikrostratigrafický výskum. Neprítomnosť mladších sedimentov neogénu a silná akumulácia kvartéru v povodí Hornádu sťažuje riešenie tektonických otázok; pri geologickom mapovaní sme vyčlenili 3 základné systémy zlomov v určitom chronologickom slede.

Prvý systém prebieha od JV na SZ (VJV—ZSZ). Pozdĺž neho poklesáva flyš do značnej hĺbky oproti podložnému mezozoiku Stratsenskej hornatiny. Svedčia o tom vrty Hr₁, Hr₂, Be₁, ktoré sú od okraja bázy na juhu vzdialené iba 2 km a nedosiahli podložia ani v hĺbke 300 m. Podľa zlomov pozdĺž Hornádu a zlomov Hrabušice, Tomášovce odrezaná bazálna litofácia styka sa s vyššími členmi laminovaných ílovcov.

Druhý systém zlomov (JZ—SV) je zhodný so staršími tektonickými líniami karpatskými a dedí ich priebeh pravdepodobne už počas sedimentácie. Hlavné poruchy boli zistené pri vyústení údolia Veľkej Bielej Vody smerom na Spišský Štvrtok. V údolí potokov Ždiar a Tepličnô sústavy porúch pokračujú paralelne na starej línii styku vernárskeho pruhu mezozoika s melafýrovou sériou chočského príkrovu. Podobný priebeh majú letanovské poruchy. Zlomy JZ—SV križujú prvý systém a podmieňujú vznik kryhovej stavby paleogénu. Štúdium kvartéru v údolí Hornádu (akumulácia v oblasti Trňovca) naznačuje, že i dnes prebieha poklesávanie paleogénu podľa týchto porúch. Z toho usudzujeme, že JZ—SV systém línii sa intenzívne obnovil opäť po vzniku prvého systému, ktorý sa na ňom ruší. Rôzny pokles kryh podmieňuje ich vzájomný úklon, a tým aj rôzny uhol zrezania súvrství ďalšou eróziou.

Tretí systém. Odlišný priebeh má porucha medzi Hranovnicou a Spišským Štiavnikom. Jej smer (V—Z) je zhodný s veľkým vikartovským zlomom. Porucha je odrezaná zlomom JZ—SV; z toho usudzujeme, že je staršia. Časová postupnosť zlomov sa javí takto: systém I a III sú staršie, systém II sa uplatňoval po nich.

Vývoj kvartéru prebiehal vo viacerých etapách. Okrem zmien klimatických ho ovplyvňovali aj mladé tektonické pohyby a najmä rôzna odolnosť hornín voči deštrukcii. Najmarkantnejšie sa prejavil kvartér morfoloicky v území budovanom málo odolnými horninami centrálnokarpatského paleogénu. V kotline horného Hornádu, medzi Vikartovcami a Hrabušicami sú preto kvartérne útvary rozsiahlejšie, geneticky i vekove diferencovanejšie než na okolitých horských výbežkoch Nízkych Tatier a Stratenskej hornatiny na mezozoických horninách, ktoré väčšmi vzdorovali kvartérnemu rozrušovaniu.

Vznik kotliny, resp. začiatok jej morfoloického osamostatňovania súvisí s vypreparovaním mezozoických hornín z paleogénneho plášťa Kozích chrbtov (vikartovská hrasť) ešte v pliocéne. Toto vypreparovanie uskutočnili potoky a ich prítoky tečúce z Nízkych Tatier a Stratenskej hornatiny do Popradskej kotliny. Na rozhraní pliocén—pleistocén tieto potoky (išlo o predchodcov dnešného Vernárskeho potoka a Bystrej) postupne stratili schopnosť priečne rezať klinovite sa dvíhajúci chrbát a stali sa spolu s Veľkou Bielou Vodou napájacím zdrojom dnešného Hornádu. Na tomto preskupení riečnej siete podieľali sa (popri odolnosti hornín) aj nerovnomerné tektonické pohyby, najmä poruchy Z—V smeru, ktorým sa riečna sieť prišposobovala.

V priestore dnešného hornádskeho prelomu v počiatočnom štádiu vývoja kotliny boli laterálnou eróziou zrezané paleogénne a mezozoické horniny a vytvorili sa zarovnané plochy aj na stredne odolných pieskovcoch S od prelomu. Zbytky týchto plôch vo výške 625—650 m n. m. považujú sa za analoga pliocénnej poriečnej roviny.

Hornádska kotlina (hoci je depresiou už v štruktúrno-tektonickom zmysle s rysmi prepadliny) jej dnešné obmedzenie sa javí v podstate ako výsledok pleistocénnej erózie Hornádu a jeho prítokov. Erózný efekt bol v dôsledku intenzívnejšieho zdvihu v oblasti prelomu Hornádu väčší (až 150 m), v kotline menší (okolo 90 m). Zníženina medzi Hrabušicami a Spišskými Tomašovcami obmedzená zlomovo-eróznymi svahmi považuje sa za poklesnutú a eróžno-denudačnými procesmi zníženú kryhu pliocénnej poriečnej rovne.

Erózne prehlbovanie doliny Hornádu bolo v dôsledku kvartérnych klimatických oscilácií etapovite prerušované obdobiami akumulácie. Počas akumulácií potoky stekajúce z Nízkych Tatier a Stratenskej hornatiny vytvorili v kotline vejárovité náplavové kužele, uložené (od Z na V) terasovite nad sebou. Ich akumulácia zatlačila Hornád pod svah Kozích chrbtov a podmienila asymetriu kotliny s takmer jednostranne vyvinutou riečnou sieťou.

Podľa polohy k dnešným tokom a podľa chronologického sledu začleňujeme terasové uloženiny kotliny do troch skupín: vysoké, stredné a nízke terasy. Všetky sú zložené zo zrezaného skalného podložía a z nadložnej štrkovej akumulácie.

Nízke terasy na spoločnom skalnom podloží tvorí vekove zhodná akumulácia. Po-

vaha štrkov, najmä zrnitosť materiálu, habitus (syngénne periglaciálne štruktúry) svedčia o vzniku akumulácií v podmienkach veľmi chladnej klímy glaciálnych období, keď v dôsledku preťaženia ukladali bystriny nesený materiál už pri minimálnom znížení spádu. Rozrezanie akumulácie a skalného podložia terás, resp. ich uplatnenie sa ako morfológického stupňa spadá do období s teplou klímou. V prechodných obdobiach toky zarovnávali akumuláciu povrch (v obdobiach interglaciál — glaciál). Takto sa na študovanom území vystriedalo až šesť terasovitých cyklov.

Vysoké terasy sú výsledkom troch najstarších terasovitých cyklov. Tvoria buď súvislé štrkové pokryvy (i nad 10 m hrubé), alebo iba drobné útržky a zbytky po štrkových akumuláciách na plochých chrbtoch a pahorkoch kotliny, napr. v okolí Hranovnice, medzi Hranovnicou a Spišským Štiavnikom a i.

Stredné terasy vznikli počas posledného a predposledného terasotvorného cyklu. Zrezaný skalný stupeň staršej zo stredných terás vystupuje obvykle 5 m nad hladinu Hornádu, mladšej menej než 4 m. Štrková akumulácia je asi 6 m hrubá. Stredné terasy pokrývajú spravidla 1 až 5 m mocné pokryvy sprašových hĺn. Na okraji terás sú sprašové hliny často odnesené, takže štrk vystupuje až na povrch. Na nižšej zo stredných terás Veľkej Bielej Vody, tvorenej prevažne vápencovými okruhliakmi, sú pod sprašovými hlinami zachované útržky interglaciálnej pôdy terrafuskového typu, periglaciálne stlačené a sprehybané. Z polohy interglaciálnej pôdy v nadloží tejto terasy plynie jej relatívne chronologické zaradenie medzi predposledným a posledným terasotvorným cyklom, ktorý podmienil vznik nízkych terás (čiže k eemskému interglaciálu). Fosílna pôda terrafuskového typu zároveň ukazuje, že posledný eemský interglaciál bol vo svojom optime teplejší než terajšia klíma.

Nízke terasy (výtvor posledného terasotvorného cyklu) sú morfológicky najsúvislejšie a plošne najrozsiahlejšie v kotline. Členia sa do dvoch podstupňov: vyšší je zväčša mimo dosah inundácií, nižší býva pravidelne zaplavovaný. V zaplavovanej poriečnej nive, ako ukázali početné vrty, býva štrková akumulácia až 5 m, vo vyššom stupni až 7 m mocná. V bazálnych častiach ide o hrubý materiál s prímiesou blokov (o priemere až 0,5 m); v povrchových častiach pozorovať zjemňovanie materiálu. Nízke terasy pokrývajú 0,5 až 1,0 m mocné hlinité a hlinitopiesčité povodňové kaly s oglejenými pôdami. Vo vzťahu k poriečnej nive stredné i vysoké terasy hore tokom konvergujú.

Na detailnom stvárnení vnútorných a okrajových partií kotliny horného Hornádu sa podieľal (okrem činnosti lineárne tečúcej vody) aj vplyv svahov. V chladných obdobiach pleistocénu následkom intenzívneho mrazového zvetrávania a mocného pohybu hmôt svahu, resp. činnosťou tečúcej vody nahromadili sa okolo svahov (najmä na ich úpätiach) až 20 m mocné soliflukčné delúviá, často s prímiesou úlomkovitého materiálu rôznej veľkosti a sutinové kužele. Zosun más zo svahov je známy hlavne z reliéfu hornej časti kotliny. Soliflukčnou koróziou bola postihnutá a deštruovaná aj sústava vysokých a stredných terás. Vytvorili sa početné periglaciálne úvalinovité formy, pahorky, ostance, hôrky, suché a polosuché doliny a pod. Časť

vyhlbených foriem je viazaná na zlomovú líniu Z—V smeru (Breziny, severný okraj obce Hranovnica) a zreteľne ju vyznačujú.

Vo výbežkoch horských partíí Nízkych Tatier a Stratenskej hornatiny, najmä v oblasti antecedentne-epigenetického prelomového úseku Hornádu periglaciálny morfoaklimatický cyklus prejavil sa pri formovaní svahov hlavne tvorbou skalných zrubov, úšustov, ošypov atď.

Z interglaciálnych útvarov si zasluhujú v horskej časti územia zmienku rozsiahle výskyty travertínov na svahu Prednej hole. Geneticky sú späté s tektonickou líniou, v pokračovaní pruhu vernárskej série k východu. V travertínoch sa zachovali fosílné a reliktné pôdy terrafuskového typu. Známe sú z nich aj archeologické a paleontologické nálezy (travertínom inkrustované chary, schránky mäkkýšov a pod.) Najstaršie zistené polohy travertínu patria kromerskému interglaciálu (Hranovnica — Hincava), mladšie interglaciálom holstein, treene, eem, i holocénu.

Na rozhraní pleistocén—holocén a v priebehu holocénu vznikli na hornom úseku doliny Hornádu menšie, v oblasti zníženiiny medzi Hrabušicami a Spišskými Tomašovcami následkom zlých odtokových pomerov väčšie rašeliniská.

LITERATÚRA

- [1] Dzulynski S. — Książkiewicz M. — Kuenen Ph. H., 1959: Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. Bull. Geol. Soc. Am. 70. — [2] Ďurkovič T., 1962: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie vrtných vzorov z vrto v Hranovnica I, II, Jánovce, Betlanovce a Vydriň z centrálno-karpatského paleogénu za r. 1961. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [3] Chmelík F., 1958: Závěrečná zpráva o geologických výskumech centrálně karpatského paleogénu v oblasti Nízkých a Vysokých Tatier, Spišské Magury a Levočského pohorí za rok 1955—57. Rukopis; Geofond, Praha. — [4] Ilavský J. — Pecho J. — Priehodská Z., 1956: Poznámky ku geologii a tektonike flyša Spišskej kotliny. Geologické práce, Zprávy 8, Bratislava. — [5] Kettner R., 1937: Geologické poměry okolí Vernáru na Slovensku. Rozpravy II. tř. Českej akademie věd XLVII, Praha. — [6] Mahel M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geologické práce, Zošit 48. Bratislava. — [7] Marschalko R., 1959: Príspevok k poznaniu genézy Mn oxydkarbo-nátového ložiska Švábovce v južnej časti Levočského pohoria. Acta geologica. Univ. Comeniana, Nr. 2, Bratislava. — [8] Marschalko R., 1963: Závěrečná zpráva o geologickom mapovaní paleogénu Centrálnych Karpat na liste Hranovnica (1 : 50 000). Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [9] Mičian L., 1962: Niekoľko poznámok o prelome Hornádu v Stratenskej hornatine a k morfológii jeho okolia. Geografický časopis XIV/1, Bratislava. — [10] Priehodská Z., 1954: Výročná zpráva o prieskumných prácach za r. 1954. Hranovnica — Mn. Rukopis; Archív GÚDŠ. — [11] Samuel O., 1960: Predbežná zpráva o mikropaleontologických pomeroch centrálnokarpatského paleogénu na liste Hranovnica. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [12] Samuel O., 1962: Predbežné mikrostratigrafické vyhodnotenie paleogénnych vzorkov z listu Hranovnica a Spišská Nová Ves. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [13] Samuel O., 1965: Zonárne členenie paleogénnych sedimentov západných Karpat Slovenska na základe planktonických foraminifer. Geol. práce, Zprávy 37, Bratislava. — [14] Samuel O. — Snopková P., 1962: Mikrobiostatigrafické a palynologické kore-

lačné štúdiá centrálnokarpatského paleogénu. Geol. práce, Zošit 63, Bratislava. — [15] V a s - s o j e v i č N. B., 1948: Flyš i metodika jeho izučeniya. Gostoptechizdat, Moskva. — [16] V o l f o v á J., 1960: Predbežná zpráva o makrofaunistickom vyhodnotení niektorých lokalít centrálnokarpatského paleogénu. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [17] V o l f o v á J., 1962: Makrofauna centrálného paleogénu východného Slovenska. Geol. práce, Zošit 63, Bratislava.

R. MARSCHALKO — P. GROSS — L. KALAŠ

PALEOGENE AND QUATERNARY OF HORNÁD RIVER BASIN SOUTH OF VIKARTOVCE RIDGE

The Hornád river basin is built in its western ending by the Paleogene with no stratigraphical nor facial difference to the rest of larger Central-Carpathian Flysch regions. It has been shown by geological mapping that in the Paleogene underlier in the NW there is the Choč tectonic unit (melaphyre series) and in the SE there are Gemerids with the Stratenská Hornatina Mts. cover Mesozoic. Mesozoic limestones in Stratenská Hornatina Mts. had been carstified before transgression and extensive development of carbonatic breccias and conglomerates with the thickness from several m to several ten meters was conditioned by them. Unevennesses of carst relief are filled by breccias without macrofauna. Polymict conglomerates and subgraywackes 40—100 m thick sharply overlapping basal breccias, represent an important component of basal sequence. Pebble material of conglomerates originating in Gemer Paleozoic series is characterized by high content of quartz (40 %) in some places. In vertical direction conglomerates fall out of the cycle and the upper part of basal beds is formed by subgraywackes and siltstones with *Pholadomya* and *Pectenid* associations of marine *Lamellibranchiates* (V o l f o v á 1962), with the stratigraphic amplitude of the Lower — Upper Eocene.

Claystone lithofacies in the close overlier of basal beds (10 km S of the present-day outcrops, Jánovce borehole) was characterized by the Upper-Lutetian age of Foraminifera associations (S a m u e l 1965) and by the Lower-Priabonian age along its southern margin, in the place of present-day outcrops. Therefore it may be supposed that the upper surface of basal beds from N to SSW passes from the Middle Lutetian into upper part of Lutetian, determines the age of the basal beds as well as the progress of transgression, from N—NNE to SSW. In calcareous claystones there are Mn-ore occurrences in the form of laminated carbonates and oxyds (M a r s c h a l k o 1959) with thickness in cm and dm. Lamines of Mn-ores are frequently deformed by sliding processes. In vertical direction claystones are often interrupted by transport of clastic component, therefore thickness neither precise limitation of claystone lithofacies against Flysch cannot be determined. Claystone lithofacies is supposed to be thick 100—180 m and to pass gradually into Flysch with equality or prevalence of sandstones (100—150 m thick). Stratigraphic amplitude of Flysch is the lower — upper Priabonian. Dispersion of clastic component from NE to SW influenced the claystone-sandstone ratio. In the SW direction decrease of clastic component and reduction in thickness of subgraywacke beds may be observed.

Sandstones with graded and structureless bedding, with current and horizontal lamination belong to turbidites. Current directions were from NE to SW from rather distant sources, and partly from SE to NW, too. The crossing current system was acting in agreement with subsident sinking of the Flysch basin and it was parallel with tectonic system of faults. It is supposed that the system of NE—SW and NW—SE faults was intensely active already in the period of sedimentation, having conditioned the rise of depression and influenced transport

of turbidity currents, and evoked again the rise of the Paleogene block structure. NE—SW course of faults has been inherited, bound to the Cretaceous thrust lines. The Paleogene has been divided from the Vikartovce ridge by the E—W fault, along which the Paleogene has been sinking into depth of 500—800 m. The Paleogene of Hornád river basin represents only a part of extensive Flysch basin that was connected with the large region of Levočské Hory Mts. in the NE and was spread in the SW into the Upper Hron river basin.

Complicated development of the territory in the Quaternary evoked the rise of extensive terraces bound to the Ems Interglacial. Accumulation of alluvial fans in direction from the S to the NE pushed the Hornád river below the slopes of Vikartovce ridge, and thus an asymmetric basin with almost unilateral development of river system, arose.

KAMIL BÍLEK

STRATIGRAFICKÉ POSTAVENÍ ČUPSKÝCH ŠTĚRKŮ A PESTRÝCH VRSTEV V PODLOŽÍ LANZENDORFSKÉ SÉRIE

Úvod

Pestré vrstvy pod pelity lanzendorfské série* byly hlubinnými vrty navrtány v různých částech Vídeňské pánve. Na čs. území dosahují mocnosti až 400 m a obsahují většinou pouze chudou netypickou faunu bez stratigraficky závažných forem. Pestré jíly se štěrky vycházejí též ve v. okrajové části pánve na povrch. V otázce na jejich stratigrafickou příslušnost není dosud jednotného názoru. Někteří autoři je považují za bazální souvrství lanzendorfské série, čili spodního tortonu (Špička 1959, 1960; Buday—Špička 1958, 1959, 1960, 1961; Buday a kol. 1961; Buday—Cambel—Maheř 1962). Bílek (1964) a Němec (1963) naopak soudí, že pestré vrstvy v podloží paleontologicky prokázané lanzendorfské série náleží karpátu**. Této stratigrafie se používá v geologických zhodnoceních hlubinných vrtů na naftu a zemní plyn. Důvody pro zařazení těchto vrstev do karpátu jsou uvedeny v interních zprávách ČND (Bílek 1961, 1962, 1963; Bílek—Čajka 1963; Němec a kol. 1964).

S otázkou stratigrafického zařazení pestrých vrstev úzce souvisí problém stanovení hranice lanzendorfská série—karpát, korelace a paleogeografie karpátu, řešení stavby celého neogénu z hlediska průzkumu na zjištění akumulací živíc.

Otázka stratigrafie pestrých vrstev byla dosud řešena především ve studiensko-závodské oblasti. Poslední hlubinné vrty v gbelské oblasti však přinesly stratigrafická zjištění, která prokazují karpatské stáří pestrých vrstev i v tomto prostoru. Byly získány paleontologické důkazy (Zapletalová 1964), že štěrko-slepencové sou-

* Ve smyslu nových názorů na stratigrafii tortonu (Cicha—Tejkal 1965) používám pro spodní torton název lanzendorfská série. Jako torton je označován dosavadní svrchní torton.

** Název karpát je použit jako synonymum svrchního helvetu, resp. karpatské formace ve shodě s pracemi Cichy (1959), Cichy—Tejkala (1959) a Cichy s kol. (1963).

vrství a pestré vrstvy pod pelity lanzendorfské serie náleží karpátu. Tato zjištění umožňují jednoznačně stanovení hranice lanzendorfská série—karpát a řešení sporného názoru na stratigrafii pestrých vrstev a paleogeografii karpátu. S ohledem na výsledky vrtů gbelské oblasti se též reviduje názor na stáří t. zv. čupských štěrků na okraji pánve.

Přehled dosavadních názorů

Pestré vrstvy v podloží pelitů lanzendorfské serie byly s počátku všeobecně považovány za karpát. Poprvé byly tyto vrstvy přiřazeny k lanzendorfské sérii Budayem a Špičkou (1958) na základě lagenidové mikrofauny v několika jádrech nejvyšší části pestrého souvrství vrtu Leváre-4 u obce Studienka. Na základě mikrofauny a litologie bylo celé souvrství o mocnosti cca 350 m zařazeno do lanzendorfské série. Autoři současně uvedli litologickou charakteristiku pestrého souvrství. Stáří pestrých vrstev řeší Špička (1959) i v oblasti gbelsko-lanzhotské a na základě častého výskytu anhydritů zavádí pro ně název *anhydritové vrstvy*. Se stratigrafickou příslušností pestrých vrstev jest uváděn do souvislosti i chemismus jejich vod.

Pestré jíly se štěrky, místy i s písky, vystupující na povrch při východním okraji pánve, byly popsány Budayem (Buday—ČiCHA—Bězina 1955), který pro ně zavedl název *čupské štěrky*. Pestré vrstvy a štěrky jsou starší než sarmat a poněvadž leží diskordantně na karpátu a burdigalu, Buday je považuje za nejspíše tortonské. Tento názor reviduje Špička (1960). Na základě hlubinných vrtů Kúty-3, Gbely-70 z gbelské oblasti a vrtu Gbely-7, ležícího nejbliže výchozům pestrých jílu a štěrků u Unína, paralelisuje čupské štěrky a pestré jíly se štěrko-slepencovým souvrstvím v podloží pelitů lanzendorfské série vrtů Kúty-3 a Gbely-70. Ježto uvedená souvrství těchto vrtů byla všeobecně považována za bazální vrstvy lanzendorfské série, Špička zařazuje čupské štěrky s pestrými jíly též k ní. S čupskými štěrky a jejich pokračováním do pánve jest spojováno zjištění přetlakových zvodnělých obzorů v pestrých vrstvách lanzhotsko-kútské oblasti. Špičkův názor na stáří čupských štěrků a jílu akceptuje Buday ve vysvětlivkách ke geologické mapě listů Gottwaldov (1961), Wien—Bratislava (1962) a v nových mapách v měřítku 1 : 200 000.

Stáří pestrých vrstev bylo ověřováno v průběhu hlubinného průzkumu v oblasti gbelské a studiensko-závodské. Na základě litologického a paleontologického zhodnocení vrtních jader, korelace elektrokarotážních záznamů vrtů a řešení geologické stavby jednotlivých struktur nebylo potvrzeno zařazení pestrých vrstev v podloží pelitů s lagenidovou faunou k lanzendorfské sérii a postupně byly získány doklady, svědčící jednoznačně na jejich stratigrafickou příslušnost ke karpátu. Pro oblast studiensko-závodskou jest tento názor rozveden v geologických zprávách ČND Gbely (Bílek 1961—1964; Bílek—Okénka 1962; Bílek—Čajka 1963).

Názor na stáří pestrých vrstev opakuje dále Špička (Špička—Zapletalová 1964) v práci, ve které se uvádí, že se podařilo vyřešit problém celopánvevní korelace karpátu. Pestré vrstvy závodské struktury zařadil do vyššího oddílu karpátu (t. zv. závodského souvrství), kdežto pestré souvrství studienské struktury řadí nadále k lanzendorfské sérii.

Rozšíření pestrých vrstev

Pestré vrstvy jsou uloženy pod šedými pelitickými vrstevami lanzendorfské série polohově, nebo v souvislém souvrství ve velké části pánve. Jejich výskyt uvádím především ve slovenské části Vídeňské pánve.

Gbelsko-lanžhotská oblast

Pestré jíly pod pelity lanzendorfské série byly navrtány v z. části gbelských ker vrtů Kostice-17 a Brodské-40 v mocnosti 300—330 m. Směrem do pánve jejich mocnost narůstá, avšak ve vrtech brodské a lanžhotské oblasti jsou navrtány ve větší mocnosti pouze vrtem Lanžhot-7.

Pestré souvrství vrtů Brodské-40 a Kostice-17 jest budováno šedými a zelenavě šedými slinitými jíly, místy fialově a rudě skvrnitými s hojným obsahem anhydritů. Písčité polohy jsou ojedinělé. Na základě několika vrtních jader, odebraných v intervalech po 50 až 100 m, pestré vrstvy obsahují resedimentovanou starší planktonní i benthosní mikrofaunu a autochtonní nanoglobinerity karpatského charakteru, místy s polohami faunisticky sterilními. Ve vrtu Lanžhot-7 pestré souvrství má chudou netypickou mikrofaunu kdežto v hlubších intervalech jsou též polohy světlešedých jílu s autochtonní karpatskou mikrofaunou. Jak ukazuje uvedený litologický vývoj, pestré jíly netvoří souvislá souvrství a existují mezi nimi i polohy šedé.

Pestré jíly v gbelské oblasti jsou zastoupeny též ve šterko-slepencovém souvrství, které bylo navrtáno pod pelity lanzendorfské série vrtů Kúty-3, Gbely-7, 41, 70, 100, 101, 102 a na bázi pestrých vrstev vrtem Kúty-11. Souvrství jest tvořeno vápnitými písky, pískovci, šterky a valouny s proplásky slinitých jílu. Ve valounech vrtu Kúty-11 byly zjištěny vápnité pískovce, rohovce, křemeny, vápence a flyšové břidlice. Šterko-slepencové souvrství vrtů Kúty-3, Gbely-70 vzhledem k jejich posici na bázi bylo považováno za bazální vrstvy lanzendorfské série (Bílek 1963; Kocák 1959; Špička — Zapletalová 1964).

Šterko-slepencové souvrství se směrem v. podstatně faciálně mění. Ve vrtu Gbely-102 šterky mizí a jsou zastoupeny v redukované mocnosti pravděpodobně pouze vápnitými pískovci. Ve vrtu Gbely-7 jsou šterky uloženy v malé mocnosti a ve vrtu Gbely-101 se považuje za jejich ekvivalent písčité souvrství. Šterko-slepencovému obzoru odpovídá též písčité souvrství ve vrtu Gbely-100, což jest prokázáno i paleontologicky. Souvrství tvoří v gbelské oblasti bázi pestrých vrstev a můžeme je sledovati v řezu směrem v. (č. 1, 2). Největší mocnosti dosahuje ve vrtu Kúty-3 a směrem z. vyklínuje. Směrem j. můžeme pestré vrstvy sledovati v několika vrtech. V kútském příkopu byly navrtány ve větší mocnosti pouze vrtem Kúty-8. Na z. svazích štefanovsko-šaštínské elevační oblasti byly pestré vrstvy navrtány vrtem Smolinské-1 a vrtem Mor. Ján-3 a ve vrcholové části pak vrtů Šaštín-3 a 9. Mocněji jsou však vyvinuty ve studiensko-závodské oblasti.

Studiensko-závodská oblast

V prostoru studienské elevace bylo pestré souvrství navrtáno poprvé vrtem Leváre-4, v jehož nejvyšší části je v jádrech uváděna mikrofauna lanzendorfské série, na základě níž bylo celé pestré souvrství k ní zařazeno. V celé mocnosti bylo toto souvrství navrtáno dále vrtů Studienka-5, 39. Pestré jíly byly zastiženy ve vrtu Stu-

dienka-5 ve dvou intervalech. Mezi oběma intervaly však byly zjištěny pouze šedé jíly. V menších mocnostech byly pestré jíly navrtány i dalšími vrty, na př. Studienka-1, 2 atd.

Pestré jíly netvoří tedy souvislé souvrství a místy jsou v něm polohy šedých jíků. Nejvíce jest pestrá složka zastoupena v souvrství s pestrými i šedými pelity a polohami písčito-šterkovými ve vrtu Leváre-4. Směrem k lakšárské elevaci jí ubývá (Studienka-5). Po stránce obsahu mikrofauny jsou vrstvy studienkých vrtů místy sterilní; místy mají chudou netypickou mikrofaunu, někde i starší přelavenou.

Pestré vrstvy jsou vyvinuty pod pelity s lagenidovou faunou v souvrství o mocnosti 350 až 400 m, které jest budováno střídáním pelitických poloh s polohami písků, pískovců a někde i slepenců. Vrtání jádra ukazují na neklidnou sedimentaci, projevující se nepravidelným uložením a střídáním vrstevních úklonů. Jako celek lze pestré souvrství podle elektrokarotážních záznamů poměrně spolehlivě korelovati.

Na závodské elevaci a v pokleslých kráči mezi šaštinským a lakšárským zlomem byly pestré vrstvy navrtány v nestejných mocnostech. V celé mocnosti byly provrtány vrty Závod-3, 5, 57.

Na základě zjištění pestrých jíků ve vrtáních jádrech patří k pestrému souvrství ve vrtu Závod-3 interval až 500 m mocný. V některých jádrech však pestré jíly chybí. Ve vrtu Závod-5 můžeme k pestrému souvrství zařaditi interval až 700 m mocný, v němž pestré jíly jsou zjištěny v nejvyšší a nejnižší části souvrství. V menších intervalech byly pestré vrstvy navrtány vrty Závod-10, 12, 21 atd.

Stejně jako na studienké struktuře i v prostoru závodském pestré jíly netvoří souvislé souvrství a střídají se v něm polohy pestré a šedé. Litologický charakter pestrých jíků je shodný, avšak v zastoupení písků resp. pískovců se projevuje větší faciální nestálost, což ovlivňuje i výskyt pestrých jíků. Vývoj pestrých vrstev v závodských vrtech není vázán na stejné stratigraficky ekvivalentní intervaly.

Faunistický obsah pestrých vrstev jest obdobný jako na studienké elevaci. Sterilní polohy se střídají s polohami faunisticky chudými a polohami s allochtonní mikrofaunou. Výjimku tvoří hlubší interval pestrých vrstev ve vrtu Závod-3, kde byla zjištěna autochtonní mikrofauna karpátu.

I když zastoupení pestrých jíků na závodské struktuře jest poněkud menší než na studienké, nelze tvrditi, že pestrý vývoj pelitů byl zastižen pouze v jednom jádře uvnitř jinak monotonního souvrství (Špička — Zapletalová 1964). Z velkého počtu vrtání jader, odebraných v uvedených souvrstvích vrtů Závod-3, 5, 10, 12, 21, jest polovina pestrých (Bílek — Okénka 1962). V ostatních částech pánve byly pestré polohy zastíženy ojediněle ve vrtech levárských, v písčítých intervalech nejhlubších vrtů elevační oblasti malacké a velmi vzácně v oblasti Láb, Vysoká a Suchohrad. Nelze zde však vymeziti souvislé intervaly pestrých vrstev.

Čupské šterky a jíly

Do souvislosti s pestrými vrstvami pod pelity lanzendorfské série jsou uváděny i čupské šterky a pestré jíly (Špička 1959), rozšířené v okrajové oblasti S od farské poruchy od Unína až po Mokřý Háj.

Byly popsány a na povrchu vymezeny T. Budayem (B u d a y — C i c h a — B ř e - z i n a 1955). Jejich litologie a uložení bylo ověřeno v unínském prostoru v povrchových odkryvech a erosivních zářezích. Netříděný, dokonale opracovaný materiál jest překotně uložen v pestrých jílech. Valouny o průměru 5—10 cm, ojediněle i 20 až 30 cm jsou podle J. Březiny z jemnozrnných pískovců paleogénu bělokarpatské jednotky, podřadněji z křemene, rohovců, tmavých i světlých vápenců a někdy i z žuly. Laterálně i vertikálně štěrky přecházejí v jíly a písky. Mikrofauna buď schází nebo se v jílovitých polohách objevuje přeplavená mikrofauna z podložních vrstev karpátu nebo burdigalu.

Stratigrafie pestrých vrstev

Nový názor na stratigrafickou příslušnost šterko-slepencového souvrství vrtů Kúty-3, Gbely-70 v gbelské oblasti přinesl vrt Kúty-11, odvrtný v prostoru mezi vrty Kúty-3, Kostice-17 a Brodské-40. Jeho výsledek si vynucuje i změnu v názoru na stáří čupských šterků a pestrých jíílů.

Vrtem Kúty-11 bylo šterko-slepencové souvrství navrtáno na bázi pestrých vrstev, a nikoliv na bázi pelitů lanzendorfské série jako ve vrtech Kúty-3 a Gbely-70. V jeho nadloží vrtním jádrem byl v pestrých vrstvách zastížen obzor s bohatou autochtonní marinní aglutinovanou a robulovou faunou karpatského stáří (Z a p l e t a l o v á 1964). Další jádro s pestrými jíly obsahovalo pseudoasociaci stenohalinní mikrofauny s převládajícími planktonními druhy. Poloha s bohatou marinní mikrofaunou dokazuje příslušnost pestrých vrstev ke karpátu. Tím považují za jednoznačně prokázané *karpatské stáří* podložního šterko-slepencového souvrství, dosud řazeného k lanzendorfské sérii. Shodná faunistická asociace byla zjištěna i v karpátu vrtů Šaštín-3 a L. Nová Ves-1.

Stavbu neogénu v tomto prostoru ukazuje geologický řez vrtem Kúty-3, 11 a gbelskými vrty Gbely-70, 102, 41, 7 a 101 (řez č. 1). Šterko-slepencové souvrství vrtů Gbely-70, Kúty-3 se směrem z. ponořuje pod souvrství pestrých jíílů a jeho úklon jest v souhlase s úklonem vrstev podle jader i seismických plošek v seismo-geologických profilech. Jak ukazuje korelace karpátu vrtů Kúty-3, 11, Kostice-17, Gbely-70 atd., šterko-slepencové souvrství není transgresivním komplexem na karpátu s ostře vyznačenou spodní hranicí (Š p i č k a — Z a p l e t a l o v á 1964), nýbrž jeho součástí. Lanzendorfská série počíná malým obzorem na bázi (Kostice-17, Brodské-40, Kúty-11). Příměš pestrých jíílů v tomto obzoru s lagenidovou mikrofaunou není v rozporu s pojetím transgresivního obzoru na denudovaném povrchu karpátu. Takto zjištěná hranice lanzendorfské série — karpát jest výrazně diskordantní.

Doklady o karpatském stáří pestrých vrstev poskytují i další vrty. Šterko-slepencové souvrství v písčitém a pískovcovém vývoji jest zastíženo i vrtem Gbely-100 a v jeho nadloží zjištěn obzor s *Uvigerina parkeri* a dalšími formami karpatského stáří. Rovněž v jeho podloží se nachází mikrofauna karpátu, odpovídající intervalu šaštínských píisků. Podobně ve vrtu Gbely-102 v intervalu těchto píisků jest zjištěna obdobná mikrofauna.

Na základě srovnání karpátu gbelské, šaštínské, studiensko-závodské oblasti a na podkladě zjištění obzoru s marinní karpatskou mikrofaunou v pestrém souvrství vrtu

Kúty-11, Gbely-100, 102, šterko-slepencové souvrství pravděpodobně odpovídá šaštinským pískům, podložní karpatskému a nadložní pestré jíly vrtu Kúty-3 závodskému souvrství ve smyslu členění V. Špičky (Š p i č k a — Z a p l e t a l o v á 1964). Definitivní zařazení tohoto souvrství v rámci karpatské bude možné po jeho celopánevni korelaci.

Vzhledem k výsledku vrtu Kúty-11 a s přihlédnutím k výsledkům vrtů Gbely-7, 100, 101, Petrova Ves-1, Bresty-1, 2 jest neudržitelný názor o příslušnosti čupských šterků a pestrých jílu na okraji pánve k lanzendorfské sérii. Jest zřejmé, pokud bychom je považovali za ekvivalent šterko-slepencového souvrství vrtů Kúty-3, 11, že nemohou mít stáří lanzendorfské série. V gbelském prostoru je tato série v peltickém vývoji bez výrazných bazálních vrstev. V prostoru mezi vrty Gbely-41 a 7 pelity vyklíňují (řez č. 1 a 2) a ve vrtech Gbely-100, 101 a vrtech cunínských a štefanovských již nejsou vyvinuty. Těmito vrty jest určeno rozšíření lanzendorfské série.

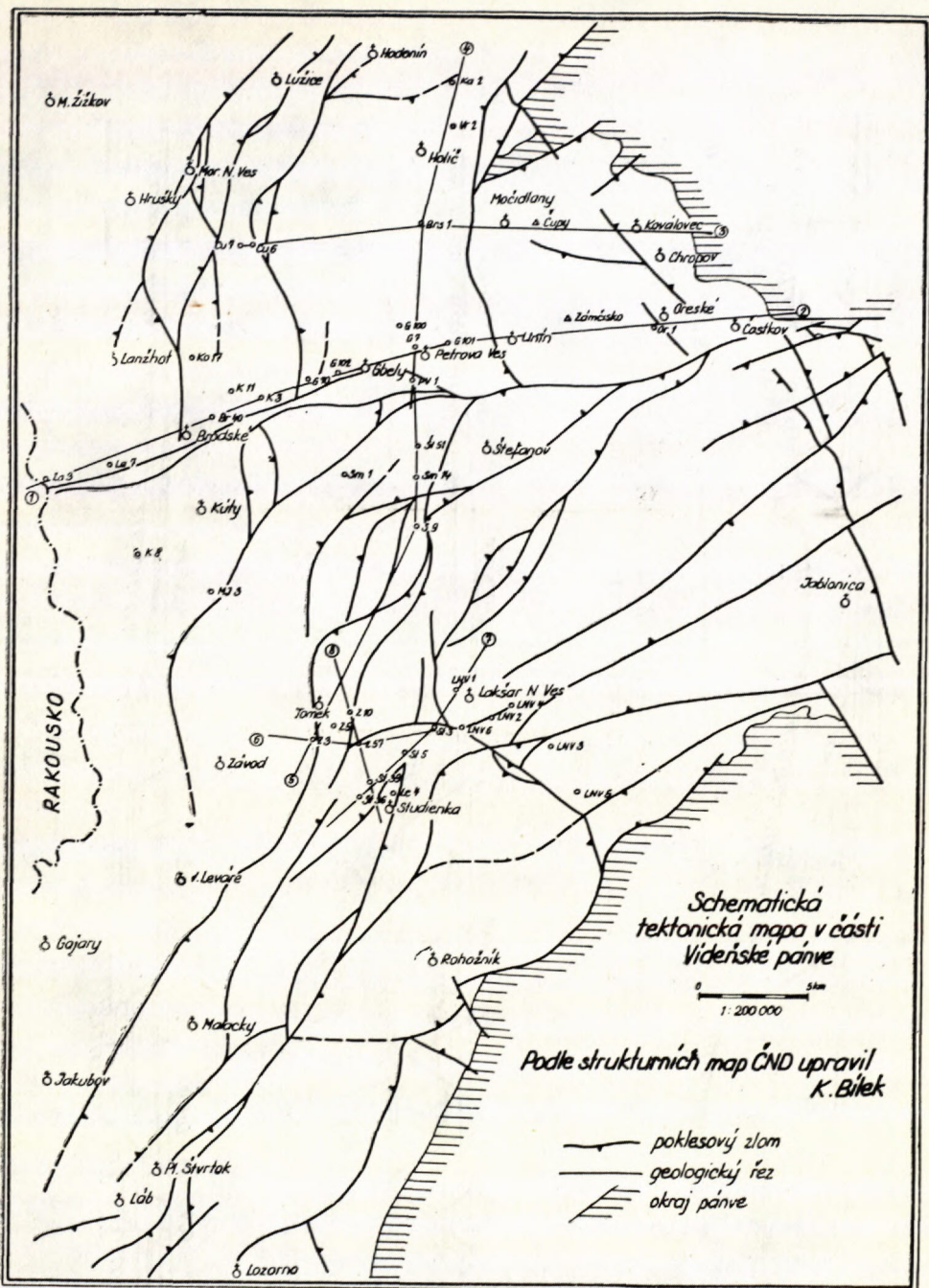
Na základě tohoto zjištění mohou patřiti čupské šterky a pestré jíly karpatské nebo tortonu. Proti první alternativě svědčí litologický charakter jílu a transgresivní uložení čupských šterků a jílu; leží transgresivně a diskordantně na karpatské a na vysoké kře chvojnického zlomu na svrchním burdigalu (B u d a y — C i c h a — B ř e z i n a 1955).

Ve vrtech okrajové oblasti Gbely-7, 100, 101, Petrova Ves-1, Štefanov-120, Bresty-1, 2 atd. transgreduje na karpatské pestré faunisticky chudý nebo bezfosilní torton, který vychází na povrch směrem k okraji pánve S od farské poruchy. Hranice torton—karpatské jest podle elektrokarotážních záznamů a obsahu mikrofauny místy nezřetelná. Stáří šaštinských písků je paleontologicky prokázáno ve vrtu Gbely-100. Šterky s pestrými jíly ve značně redukované mocnosti vrtu Gbely-7 a pestré souvrství se suchozemskou makrofaunou a allochtonní marinní mikrofaunou vrtu Gbely-101 již nelze pro nedostatek průkazné fauny spolehlivě zařaditi. Šterky se směrem k okraji v mocnosti redukují a ve vrtu Gbely-101, ležícím nejbliže k výchozům čupských šterků, již nebyly zjištěny.

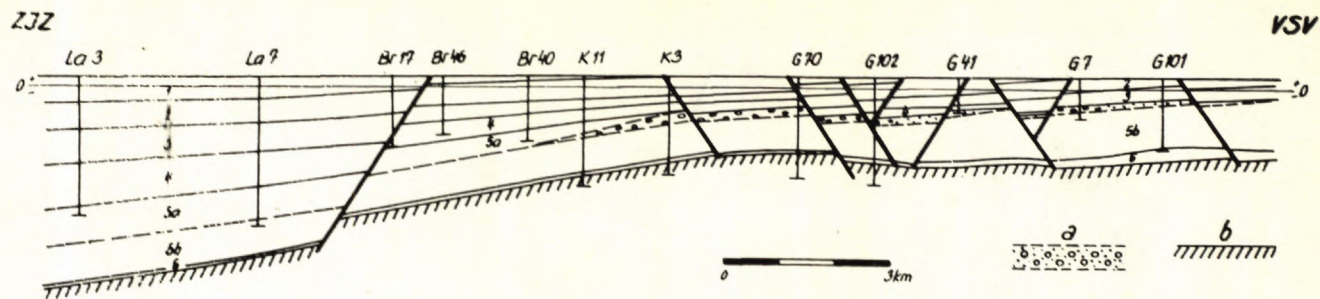
Pestré jíly a písky čupských šterků podle jejich litologického charakteru, zpevnění a uložení jsou podobné pestrým sedimentům tortonu. Předpokládáme, že šterko-slepencové souvrství karpatské v prostoru gbelsko-uninském bylo denudováno a šterková až valounová složka jako součást transgresivní báze tortonu pochází z denudovaného a rozpadlého šterko-slepencového souvrství karpatské. Tomu nasvědčuje litologická shoda čupských šterků a valounové složky šterko-slepencového souvrství vrtu Kúty-11, zjištěné vrtním jádrem.

Uložení čupských šterků a pestrých jílu jest znázorněno na geologických řezech vrtu Gbely-102 — 41 — 7 — 21 Cf Oreské 1 (řez č. 2) a vrtu Cunín—Bresty—okraj pánve u Chropova (řez č. 3). Jejich konstrukce jest ve shodě s mapovacími pracemi T. Budaye (B u d a y — C i c h a — B ř e z i n a 1955). Zjištění sarmatu u Mokrého Háje a obnažení čupských šterků ukazuje na značnou denudaci sarmatu a tortonu v období pliocénu.

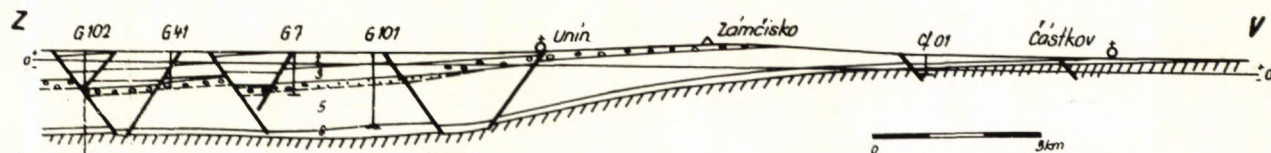
Na základě uvedených zjištění se reviduje názor na stratigrafickou příslušnost čupských šterků, jílu a písků k lanzendorfské sérii. Považují je za tortonské v soulase s původním názorem T. Budaye. Je zřejmé, že nelze uvažovati v této souvislosti o přítomnosti lanzendorfské série u Smrdáků (Š p i č k a 1960).



Obr. 1. Schematická tektonická mapa čs. části Vídeňské pánve s vyznačením geologických řezů. Vysvětlivky k řezům, obr. 2—9: 1 — pannon; 2 — sarmat; 3 — torton (svrchní); 4 — lanzendorfská série (spodní torton); 5 — karpat; 5a — karpat-závodské souvrství s pestrými vrstvami; 5b — lakšárské souvrství; 6 — burdigal; a — štěrko-slepencový obzor; b — podloží.



Obr. 2. Geologický řez 1 lanžhotsko-gbelskou oblastí vrtbami La 3 — Br 17 — 46 — 40
K 11 — 3 — G 70 — 102 — 41 — 7 — 101.



Obr. 3. Geologický řez 2 gbelsko-unínskou oblastí vrtbami G 102 — 41 — 7 — 101
Cf Š 504 — 177 — 506 — 507 — 508 — 514 — 519 — Cf Or 1.



Obr. 4. Geologický řez 3 cunínskou a v. okrajovou oblastí vrtbami Cu 7 — 6 Bresty 1 —
2 — výchozy burdigalu u Chropova.

Zatím co pro zařazení pestrých vrstev a určení hranice lanzendorfská série/karpat v gbelské oblasti jsou paleontologické důkazy, v oblasti studiensko-závodské je nutno opírat se o analogii z gbelské oblasti, korelaci elektrokarotážních záznamů a konstrukci geologických řezů.

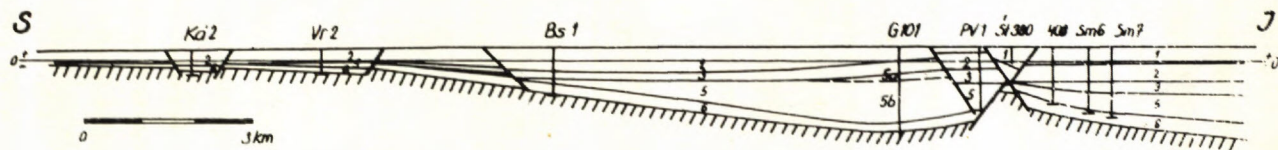
Ve vrtu Leváre-4 byly ve svrchní části pestrého souvrství uváděny mikrofauny lanzendorfské serie, avšak v několika kontrolních rozborech těchto jader nebyly tyto fauny zjištěny, nýbrž pouze ojedinělé stratigraficky neprůkazné formy, obvyklé v pestrém souvrství karpatu. Hranice lanzendorfská série/karpat a pestré vrstvy byly sledovány i v dalších vrtech této oblasti, avšak ani v jediném případě (přes 40 analys) nebyla v pestrých vrstvách prokázána lagenidová mikrofauna. Jádra jsou buď sterilní nebo obsahují chudou netypickou mikrofaunu z části i starší přepravenou. Pouze v jednom jádru vrtu Studienka-1 v nejvyšší části intervalu pestrých vrstev zjištěna sporadická mikrofauna, jejíž příslušnost k lanzendorfské sérii nelze však bezpečně potvrdit. Z těchto důvodů údaje o lagenidové mikrofauně v cca 120 m mocném souvrství pestrých vrstev ve vrtu Leváre-4 vyvolávají podezření, že tato mikrofauna se dostala do výplavů omylem při manipulaci s jádry na vrtbě nebo v plavárně. Kdybychom připustili možnost, že mikrofauna lanzendorfské série jest uložena v tenkých polohách transgresivního obzoru s pestrým materiálem podloží karpatu (viz na př. bazální obzor lanzendorfské série vrtu Kostice-17), mohli bychom zařadit k lanzendorfské sérii jako bazální vrstvy cca 20 m mocné souvrství písků a pestrých jíílů. Nelze však řadit ke spodnímu tortonu celé 350 m mocné souvrství pestrých vrstev vrtu Leváre-4. Proti tomu svědčí některá další zjištění.

Souvrství karpatu studienské elevace (Leváre-4, Studienka-5, 39) lze bezpečně korelovat pomocí elektrokarotážních záznamů s karpatem vrtu L. Nová Ves-1 na vysoké kře lakšárského zlomu. V těchto i v ostatních vrtech (Studienka-3, 37, L. Nová Ves-2, 3, 4, 6) lze spolehlivě korelovat ve smyslu členění Špičkova nebo staršího zónování na pásma (B u d a y — C i c h a 1956) t. zv. — lakšárské souvrství, šaštínské písky a nadložní závodské souvrství, resp. 2.—3. pásmo. Ztotožňujeme hlavně souvrství, které je T. Budayem a V. Špičkou řazeno na studienské struktury k lanzendorfské sérii a v lakšárských vrtech k 3. pásmu karpatu. Litologicky není mezi těmito souvrstvími, až na zastoupení pestrých jíílů na studienské elevaci, podstatných rozdílů. Rovněž obsah mikrofauny jest celkově shodný. Nadložní vrstvy s mikrofaunou mořského karpatu ve vrtu L. Nová Ves-1 jsou však ve studienských vrtech denudovány.

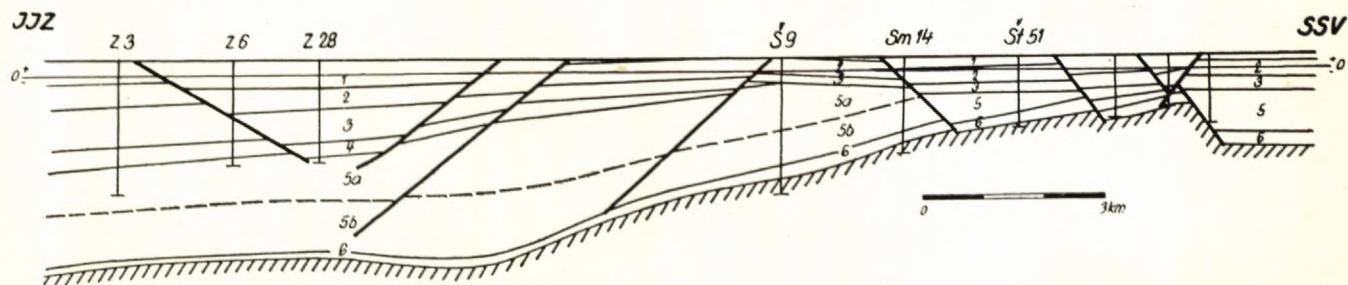
Diskordance mezi pelity lanzendorfské série a pestrými vrstvami karpatu jest zřetelná ve gbelské oblasti; je však sporná v oblasti studiensko-závodské.

V obdobném vývoji jest karpat (laaská série) v Rakousku. I zde jsou vyslazená souvrství karpatu i se slepenci (aderklaaské konglomeráty) řazeny k laaské sérii čili karpatu (K a p o u n e k — K a u f m a n n — K r a t o c h v i l — K r ö l l 1964).

Na závodské struktury a na pokleslé kře jsou naopak pestré vrstvy se shodným faunistickým obsahem řazeny V. Špičkou (Š p i c k a — Z a p l e t a l o v á 1964) správně do karpatu, čili do t. zv. závodského souvrství. Na vysoké kře šaštínského zlomu vrtem Závod-3 byl jádry ve spodní části pestrých vrstev zjištěn obzor s *Uvigerina bononiensis primiformis*, t. j. obzor, odpovídající polohám svrchní části mořského karpatu, event. šaštínských písků.

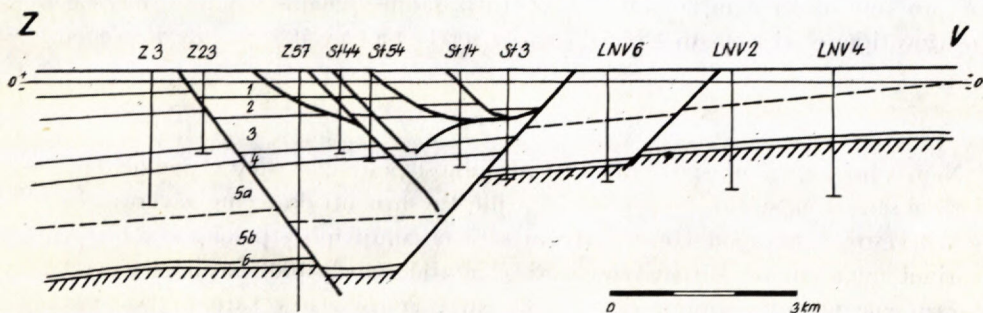


O b r. 5. Geologický řez 4 oblastí Kátov—Petrova Ves vrtbami Ká 2 — Vr 2 — Bresty 1 — PV 1 — Sm 16 — St 51 — Sm 14.

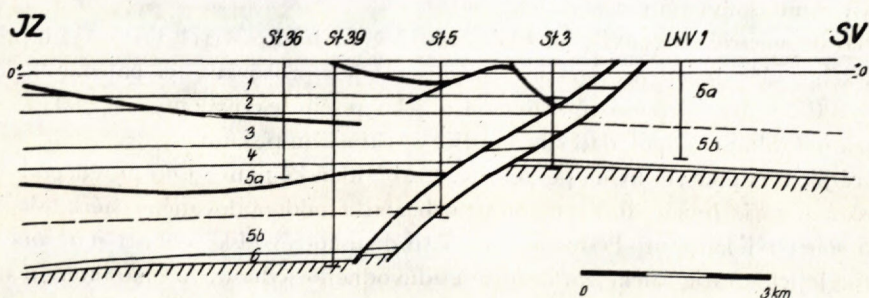


O b r. 6. Geologický řez 5 šaštínsko-závodskou oblastí vrtbami St 51 — Sm 14 — Š 9 —

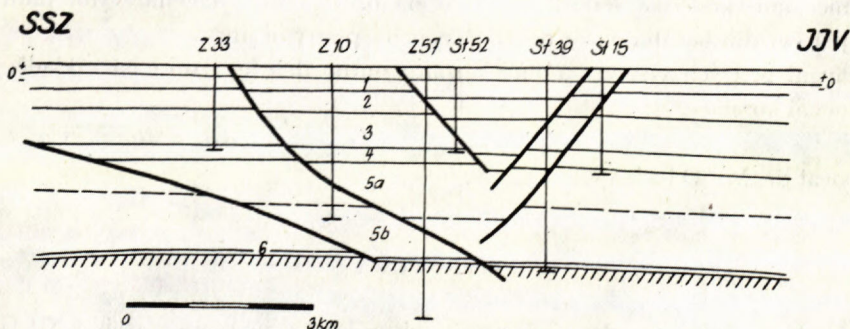
V mezikráčích mezi lakšárským a šaštínským zlomem (Závod-10, 57) jsou zastoupena i souvrství, odpovídající pestrému souvrství studienské elevace. Geologické řezy (č. 6—8) ukazují, že pestré vrstvy studienské nutno považovati za karpát. Jinak bychom museli předpokládati jejich vyklínění na nepatrnou vzdálenost směrem k lakšárské i závodské struktuře, což odporuje zjištěné stavbě uvedených struktur. Pestré vrstvy studienské nelze považovati za nadloží závodského souvrství (Špička — Zapletalová 1964), neboť jsou s nimi totožné.



O b r. 7. Geologický řez 6 závodsko-lakšárskou oblastí vrtbami Z 3 — 57 — St — LNV 2 — 4.



O b r. 8. Geologický řez 7 studiensko-lakšárskou oblastí vrtbami St 36 — 39 — 5 — 37 — LNV 6 — 2.



O b r. 9. Geologický řez 8 studiensko-závodskou oblastí vrtbami Le 4 — St 39 — Z 57 — 10 — 28.

Stratigrafie ostrakodových vrstev, jež ojediněle obsahují náznaky pestrosti v oblasti lábské, malacké a suchohradské, byla již řešena. Názor, že tyto vrstvy odpovídají části prvního a celému druhému pásmu (Buday—Špička 1960), lze doplnit v tom smyslu, že spodní jejich část odpovídá pravděpodobně komplexu šaštínských písků a jejich vyšší část se považuje za ekvivalent pestrých vrstev studienských a závodských vrstev z oblasti závodské struktury.

Zařazení pestrých vrstev do karpátu a stanovení hranice lanzendorfská série/karpat má pro korelaci karpátu jednotlivých oblastí zásadní význam. V tomto směru nelze považovati korelaci karpátu (Špička—Zapletalová 1964) za dořešenou.

Závěr

Nejnovější názory na stratigrafickou příslušnost pestrých vrstev v podloží lanzendorfské série a na stáří čupských štěrků a jílu lze shrnouti do těchto závěrů:

(1) Pestré vrstvy pod lanzendorfskou sérií obsahují místy polohy s autochtonní marinní mikrofaunou karpatského stáří (Kúty-11, Gbely-100, Šaštín-3, Závod-3). Zařazujeme je proto stratigraficky ke karpátu. Pestré vrstvy karpátu jsou vázány na brakická souvrství, jehož bázi tvoří písčité komplex (t. zv. šaštínské písky). Jejich poloha v tomto souvrství jest nestejná.

Štěrko-slepencové souvrství v gbelské oblasti leží na bázi pestrých vrstev, jsou proto karpatského stáří. Jejich stratigrafická příslušnost jest prokázána též paleontologicky (Gbely-100). Štěrko-slepencové souvrství a jeho písčité ekvivalenty na základě své polohy a mikrofauny odpovídají stratigraficky šaštínským pískům.

Pestré jíly a čupské štěrky na povrchu v. části Vídeňské pánve jsou pravděpodobně tortonského stáří. Jejich štěrky mohou pocházeti z oddenudovaného štěrko-slepencového souvrství karpátu. Pestré souvrství studiensko-závodské oblasti jest součástí karpátu. Jejich stratigrafické zařazení jest zdůvodněno jednotným charakterem faunistického obsahu, shodnou litologií, korelacemi elektrokarotážních záznamů vrtů a doloženo geologickými řezy.

Hranice lanzendorfská série/karpat jest na bázi pelitů s lagenidovými faunami. Místy jest vyvinut bazální obzor písků, slepenců s pestrými jíly.

Postavení pestrých vrstev v rámci karpátu nutno dále upřesnit na základě jeho celopánevní korelace.

*Čs. naftové doly, n. p.,
Gbely*

Lektoroval dr. M. D l a b a č.

LITERATÚRA

- [1] Bílek K., 1961: Výpočet zásob nafty a plynu ložiska Studienka. Archiv ČND Gbely, Hodonín; Geofond Praha, Bratislava. — [2] Bílek K., 1962: Výpočet zásob nafty a plynu ložiska Závod. Archiv ČND Gbely, Hodonín; Geofond Praha, Bratislava. — [3] Bílek K. —

- Okénka J., 1962: Geologická stavba nafto-plynového ložiska Závod. Zpráva o výsledcích průzkumu v r. 1946—1962. Archiv ČND Gbely, Hodonín; Geofond Praha, Bratislava. —
- [4] Bílek K., 1963: Geologická zpráva o hlubinném průzkumu v oblasti Studienka 1958 až 1962. Archiv ČND Gbely, Hodonín, Geofond Praha, Bratislava. — [5] Bílek K., 1963: Výsledky a perspektivy průzkumu gbelsko-cunínské oblasti. Archiv ČND Gbely, Hodonín; Geofond Praha, Bratislava. — [6] Bílek K., 1964: Geologická stavba neogénu elevační struktury Studienka ve slovenské části Vídeňské pánve. Geol. práce, Zprávy 33, Bratislava. — [7] Bílek K., 1964: Stratigrafické, paleogeografické a tektonické výsledky hlubinného průzkumu ve slovenské části Vídeňské pánve. V tisku; Bratislava. — [8] Bílek K. — Čajka R., 1963: Průzkum centrálně karpatského podloží Vídeňské pánve. Archiv ČND Gbely, Hodonín; Geofond Praha, Bratislava. — [9] Buday T. — Cicha I. — Brezina J., 1955: Zpráva o geologickém mapování v sv. části Dolnomoravského úvalu. Zpráva ÚÚG Praha 1955. — [10] Buday T. — Špička V., 1958: Geologická stavba a naftonadějnost širšího okolí lakšárské elevace. Archiv ČND Gbely, Hodonín; Geofond Praha. — [11] Buday T. — Špička V., 1959: Geologický vývoj slovenských částí Vídeňské pánve ve světle podrobných výzkumů lakšárské elevace. Rozpravy ČSAV, roč. 69, seš. 9, Praha. — [12] Buday T. — Špička V., 1960: Stratigrafická příslušnost lábských ostrakodových vrstev a paleogeografie svrchního helvetu Vídeňské pánve. Věstník ÚÚG, roč. XXXV, Praha. — [13] Buday T. a kol., 1961: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M—33—XXX—Gottwaldov. Geofond Praha. Tiskem 1963. — [14] Buday T. — Campbell B. — Maheř M. a kol., 1962: Vysvětlivky k přehlednej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M—33—XXXVI—Wien—Bratislava. — [15] Cicha I., 1959: Ist das Helvet im Sinne des Stratotypus eine selbständige Stufe? Věstník ÚÚG, roč. XXXIV, č. 3, Praha. — [16] Cicha I. — Tejkal J., 1959: Zum Problem des sog. Oberhelvets in den karpatischen Becken. Věstník ÚÚG, roč. XXXIV, č. 2, Praha. — [17] Cicha I. a kol., 1963: Zpracování stratotypu karpátu. Geofond, Praha. — [18] Cicha I. — Tejkal J., 1965: Zum Problem des sog. Untertorton in karpatischen Becken. Geol. práce, Zprávy 36, Bratislava. — [19] Kapounek J. — Kaufmann A. — Kratochvíl H. — Kröll A., 1964: Die Erdöllagerstätte Schönkirchen Tief im alpinkarpatischen Beckenuntergrund. Erdoel Zeitschrift, Heft 8, 1964. — [20] Kocák A., 1959: Předběžná zpráva o provedení seismických prací v oblasti Cunín. Zpráva ČND — Geofyzika Brno. Archiv ČND Gbely, Hodonín. — [21] Němec F. a kol., 1963: Výroční geologická zpráva závodu Lužice o výsledcích geologicko-vyhledávacích a průzkumných prací, těžební otvírce a těžbě nafty a zemního plynu. Archiv ČND Lužice, Hodonín; Geofond Praha. — [22] Němec F. a kol., 1964: Výpočet zásob nafty a zemního plynu ložiska Hrušky. Archiv ČND Lužice, Hodonín, geofond Praha. — [23] Špička V., 1959: Příspěvek k problému stanovení hranice torton—helvet v čs. části Vídeňské pánve. Geologické práce, Zprávy 15. Bratislava. — [24] Špička V., 1959: Geologické poměry širšího okolí farské poruchy se zřetelem k novým problémům průzkumu živíc. Archiv ČND Gbely, Hodonín, geofond Praha, Bratislava. — [25] Špička V., 1960: Několik nových poznatků ke geologii okolí lázní Smrdáky. Geol. práce, Zprávy 19, Bratislava. — [26] Špička V., 1960: K otázce stratigrafické příslušnosti štěrků a pestrých pelitů v širší oblasti unínského lesa. Geologické práce, Zprávy 19. GÚDŠ Bratislava. — [27] Špička V. — Zapletalová I., 1964: Nástin korelace karpátu v československé části Vídeňské pánve. Sborník geol. věd. Geologie, řada G — sv. 5. ÚÚG Praha. — [28] Zapletalová I., 1964: Mikropaleontologické zhodnocení vrtu Kúty-11. Archiv ČND Gbely, Hodonín.

ZUR STRATIGRAPHISCHEN STELLUNG DER ČUPY-SCHOTTER UND DER BUNTEN TORTON-SCHICHTEN

Im Liegenden der Pelite der Lageniden-Zone wurden im Wiener Becken die bunten Schichten in einer Mächtigkeit von 400 m in Bohrungen festgestellt. Sie enthalten entweder keine oder nur eine arme untypische, oft überschwemmte Mikrofauna. Die bunten Schichten mit Schottern sind auch an der Oberfläche im östlichen Teil des Wiener Beckens bekannt.

Die bunten Schichten unter der Lageniden-Zone und die Tonschichten-Aufschlüsse mit Schottern wurden von manchen Forschern (T. Buday—V. Špička 1958—1961; V. Špička 1959—1960; V. Špička—I. Zapletalová 1964) zum Untertorton gestellt. Bei neueren Forschungen hat man etliche Beweise über die Zugehörigkeit der Schotter-Konglomerat-Schichtfolge, ihr äquivalenten Sandschichten und der hangenden bunten Schichten im Raume von Gbely zum Karpat (Oberhelvet) erworben.

In den Sanden und hangenden Schotter-Konglomerat-Schichten wurde eine Mikrofauna des Karpat (Oberhelvet) gesammelt. Dadurch wurde erwiesen, dass die bunten Schichten nicht zum Untertorton, sondern zum Karpat gehören. Auf Grund dessen musste auch die Ansicht über das Untertorton-Alter der sog. Čupy-Schotter und bunter Tone am Rande des Beckens einer Revision unterzogen werden. Da diese Schichten auf das Karpat und Oberburdigal transgredieren und das pelitische Untertorton ganz auskeilt, müssen die bunten Tone mit Schottern zum Obertorton gehören.

Im Raume Studienka—Závod stellen wir die bunten Schichten auch zum Karpat.

Die neuen stratigraphischen Erkenntnisse kann man folgend zusammenfassen: Die bunten Schichten sind an brackische Schichtfolge oberhalb des marinen Karpat gebunden; sie gehören dem Karpat an. An ihrer Basis sind im Gbely-Raum die Schotter-Konglomerat-Ablagerungen und ihnen äquivalente Sand-Schichten entwickelt. Die Čupy-Schotter und bunte Tone gehören zum Obertorton (und nicht zum Untertorton wie bisher angenommen). Die bunten Schichten des Studienka—Závod-Raumes stellen wir auf Grund ihrer lithologischen Charakteristik, der Mikrofauna und ihrer geologischen Position zum Karpat.

Im Slowakischen Teil des Wiener Beckens legen wir die Torton/Karpat-Grenze an die Basis der Lageniden-Zone (stellenweise können die basalen Schichten nur eine geringe Mächtigkeit erreichen).

Der geologische Bau der bunten Schichten ist auf den Querschnitten (Abb. 2—9) veranschaulicht.

*Tschechoslowakische Erdöl-Werke,
Gbely*

MILAN MOŘKOVSKÝ

NAFTOVÉ LOŽISKO LITOLOGICKÉHO TYPU BRODSKÉ (VYSOKÁ KRA) A JEHO GENEZE

V následující stati se zabýváme problematikou vyhledávání a průzkumu ložisek živců facielního typu. Na příkladu ropoplynového ložiska Brodské je popsána metodika prací, kdy rozbořením geologických poměrů širšího okolí ložiska, zejména hlavních směrů facielních změn sledovaných kolektorů, stáří zlomové tektoniky a pod., byla nalezena nová ložisková jednotka.

Naftově geologické otázky jak v celopánevním měřítku (doba a směr migrace, vznik i degradace pastí), tak i u jednotlivých ložisek v prakticky zatím jediné, s výjimkou Východoslovenské pánve významnější produktivní oblasti — Vídeňské pánvi, řešil jako první D l a b a č (1956, 1957, 1958, 1961). Na tyto studie pak navazovaly práce V. Špičky a dalších pracovníků. Z výsledků průzkumných prací je známo, že nejčastějším typem živičných ložisek hospodářského významu v neogénu Vídeňské pánve jsou *ložiska zlomově omezená*. Vyhledávání *litologicky omezených ložisek* je z metodického hlediska oproti prospekci zlomových pastí obtížnější. Je vázáno na určité nezbytné množství údajů o vývoji kolektorů, době a směrech migrace živců, paleotektonickém vývoji oblasti a podobně. Zvláštní důraz na důkladnou znalost stratigrafických poměrů klade D l a b a č (1962).

Jako příklad prospekce ložiska tohoto typu u nás lze uvést malé ložisko živců v nejjižnější části moravsko-slovenského pomezí Brodské — vysoká kra, jež bylo nalezeno právě rozbořením litofaciálního vývoje ropo-plynonosných obzorů v blízkosti již dlouho známého ložiska Brodské — pokleslá kra. Původně známé a těžené ložisko živců se nachází v nejjižnější části významné strukturní jednotky Vídeňské pánve — *hodonínsko-gbelské hrástě*. Hlavní produktivní obzory jsou vázány na bazální svrchnortonská klastika; plynonosné horizonty jsou i v sarmatu. Ložisko je v jižní části omezeno systémem lužicko-brodského zlomu, směrem severním je utěsněno vyklíněním kolektorů.

Geologické poměry ložiska Brodské — pokleslá kra jsou díky detailními prozkoumáním hlubinnými vrty ČND známy dobře (viz práce Bílek 1953; Šellé 1961; Dlabač 1958, 1961; Špička 1959). Z tohoto důvodu dále podáváme jen stručný přehled v němž uvádíme i nová zjištění.

Geologické poměry (stratigrafie, litologie, tektonika) okolí ložiska Brodské

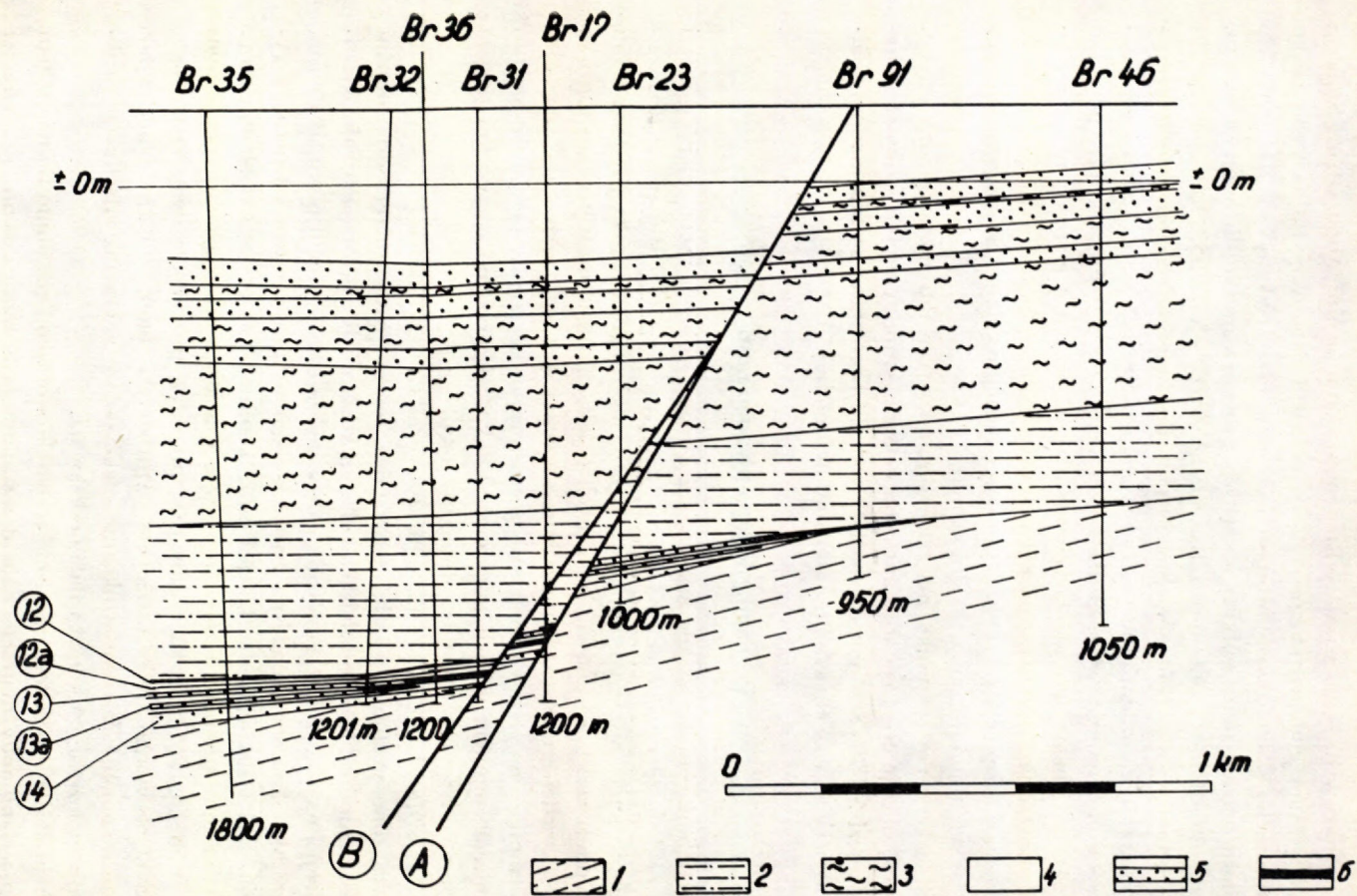
Souvrství, jimiž se dále zabýváme, jsou *bazálním členem svrchního tortonu*. Souvrství zde transgredují na *terminální část spodního tortonu* — lanzendorfské série. Jedná se o 5. pásmo (ve smyslu Špičky — Zapletalové 1965), jež je regresivní, zbrakičtělou částí mikrofaunistického pásma s *Bolivina dilatata* Reuss.

Spodní torton — bývá až 480 m mocný — představují převážně mariní zelenošedé nepísčité vápnité jíly, jež jsou jedním z typických ropoplynomatečných souvrství (Dlabač 1956, 1958). V nadloží produktivního souvrství jsou uloženy *svrchnotortonské pelity* mikrostratigrafické zóny aglutinujících foraminifer. Jedná se o zhruba 100 m mocné mariní sedimenty, litologicky i faunisticky monotonního vývoje, jež jsou pro popisované produktivní horizonty významným krycím souvrstvím (Dlabač 1956, 1958).

Bazální transgresivní souvrství tvoří v převážné míře jemnozrné, místy až středně zrnité písky. Ve střední části ložiska, ve vyšších partiích písčitého souvrství, došlo k přínosu hrubšího klastického materiálu — místy zde nacházíme drobný, opracovaný křemitý štěrčík.

Celý komplex je rozčleněn polohami vápnitých jílu na několik obzorů (podle místního číslování 14, 13. a, 13., 12. a, 12.), různě lokálně samostatných. Podle faciálního vývoje kolektoru se ložisko dělí na část jižní a část severní. V jižní části lze jednotlivé obzory, i když někdy s obtížemi vzájemně srovnávat. Směrem severním se celá mocnost komplexu zmenšuje. Současně se zmenšují i mocnosti jílovito-vápnitých vložek oddělujících jednotlivé pískové horizonty, takže vzniká prakticky jednotný, jemně rozčleněný komplex, v němž není vždy možno vzájemně bezpečně oddělit ani nejmocnější — 14. a 13. horizont. Dále směrem k severu se mocnost bazálních klastik stále snižuje, až písky zcela vykliňují. Rozdíl v litologickém vývoji produktivních bazálních svrchnotortonových horizontů v severní a jižní části pokleslé kry je ještě zdůrazněn okolností, že v jižní části se k lužicko-brodskému zlomu, v důsledku jeho stáčení k JZ, přimykají části v období sedimentace hlubší. Takto i z tohoto důvodu je mocnost klastik na bázi svrchního tortonu větší v jižní části oproti části severní.

Tektonika ložiska Brodské — pokleslá kra je poměrně jednoduchá. Východní ohraničení jižní části ložiska je dáno *systémem lužicko-brodského zlomu* (karpatského směru s úklonem k Z), který dále k S splývá se zlomovým systémem lanžhotsko-hrušeckým. V jižní části ložiska se od něj odštěpuje souklonný zlom, již v původních zpracováních nazývaný *o d š t ě p n ý m*.



Geologický řez jižní částí ložiska Brodské. 1. spodní torton; 2. svrchní torton; 3 sarmat; 4. panon a pont; 5. propustné horizonty; 6. horizonty nasycené ropou a plynem; A — zlom lužicko-brodský; B — zlom odštěpný.

Na základě nesouhlasu v průběhu horizontů lze oprávněně předpokládat, že i u něj dochází k další vikarizaci odštěpením zlomu o amplitudě 40 m. Směrem k J je ložisko omezeno příčnou *farskou poruchou*. Co se týče stáří a výšky skoku lužicko-brodského zlomu, otázky pro posouzení perspektiv výskytu živic na vysoké kře velmi důležité, uvádí poprvé Bílek (1953) pro jeho amplitudu hodnotu 120 m.

Vznik tohoto zlomu v oblasti Brodské klade Špička (1957) do panonu. Při našem zpracování jsme mohli tento názor potvrdit a upřesnit v tom smyslu, že poklesová funkce zlomu o amplitudě 120 m (v nejjihnější části ložiska) začíná ve střední části spodního panonu. Amplituda odštěpného zlomu směrem k JJZ pozvolna vyznívá až do úplného vytracení. Domníváme se, že tento zlom, o němž máme podstatně méně údajů, vzniká v důsledku funkce zlomu lužicko-brodského a je tedy i stejného stáří, Špička (1957) považuje odštěpný zlom za syngenetický pro svrchní část svrchního tortonu a spodní sarmat.

Z hlediska vrstevní tektoniky má báze svrchního tortonu monoklinální stavbu. Směr vrstev, jenž je S—J, je konstantní na celé struktuře. Vrstevní úklon se pohybuje v rozmezí 5—7°. Směrem do nadloží (od 13. horizontu) se tato hodnota snižuje a prakticky již v celém svrchním tortonu nepřesahuje 4°.

Poznámky k ropo-plynonosnosti

Analyzou litofaciálního vývoje a sestrojením mapy stejných mocností jsme mohli upřesnit průběh čela vyklínění bazálního svrchnotortonského souvrství. Při konstrukci mapy izopach jsme postupovali tak, že v severní části ložiska jsme uvažovali prakticky pouze součty mocností propustných poloh, oproti tomu v jižní části ložiska představují uvedené údaje celou mocnost souvrství t. j. v rozpětí od 12. po 14. svrchnotortonský horizont. Vyčleniti zde pouze propustné polohy nebylo možno pro časté vymizení, zejména vyšších horizontů. I tak však uvedené zpracování podalo názorný obraz o vývoji mocností bazálního souvrství.

V jižní části ložiska jsou klastika oproti severní části rozšířena dále k východu. V důsledku toho vyklínuje bazální souvrství v severní části směrem do stoupání vrstev již západně od lužicko-brodského zlomu, kdežto v jižní části se bazální klastika nacházejí i na vysoké kře. Poněvadž dále k severu linii vyslínění písků již protíná lužicko-brodský zlom, vzniká zde na vysoké kře samostatná, směrem k severu i k východu izolovaná ložisková jednotka, jež může komunikovat pouze s pokleslou krou. Při monoklinálním stoupání bazálních vrstev k V a jejich litologickém i tektonickém omezení je zde tedy z hlediska stavby past příhodná pro výskyt živic. O možném výskytu živic na vysoké kře se uvažovalo již dříve (K. Bílek 1956a, 1956b), avšak po zjištění zavodněné části ve strukturně nízké poloze a absence klastik ve strukturně vysoké poloze, se tato otázka dále nesledovala.

Další nejdůležitější otázkou jež přímo souvisela s otázkou přítomnosti živic v této pasti bylo *určení doby* migrace, dále doby akumulace živic a s tím i související

určení migračních cest. D l a b a č (1956, 1958) prokázal pro svrchní torton syn-sedimentární, bezzlomový charakter svahů hodonínsko-gbelské hrástě. Zvláště výrazně podle tohoto autora vyniká jižní uzávěr hřbetu v brodské oblasti, s příkrým spádem do ústřední prohlubně. Obdobné poměry t. j. zmenšování mocností směrem k SV, ovšem v menší intenzitě, zjišťuje M. Dlabáč i při analýze mocností sarmatu. Z uvedeného vyplývá, že migrace živíc probíhala nerušeně tímto směrem a směřovala rovněž podél čela vyklínění pískových horizontů do strukturně vyšších poloh hrástě. Migrační tok byl nerušený a to až *do počátku funkce lužicko-brodského zlomu a i zlomu odštěpného*. Při prokázaném panonském stáří prvního a téměř předpokládaném stáří druhého zlomu vzniká zde vlastní past a možnost akumulace živíc až od této doby. Názor o stáří akumulací potvrdila skutečnost, že při přítomnosti ropy a plynu ve strukturně nejvyšších částech pokleslé kry a mezikry, se na vysoké kře zjistily tři ložiskové složky, t. j. okrajová voda, ropa a plyn. Vzhledem k uvedenému a dále vzhledem k malé ploše sběrné oblasti na vysoké kře, je nutno živice zde považovat za přemigrované.

K přemigrování docházelo velmi snadno v důsledku funkce lužicko-brodského i odštěpného zlomu, kdy u zlomové plochy se stýkala řada propustných obzorů pokleslé kry, mezikry a vysoké kry.

Z celkové situace, zejména z rozboru zlomové tektoniky vyplývá, že za matečná souvrství živíc vysoké kry možno považovat jak souvrství spodního tortonu, tak i svrchního tortonu, z nichž zejména pelitickou zonu s aglutinujícími foraminiferami označuje D l a b a č (1956) za typicky matečné souvrství.

Závěrem lze uvést, že při vysokém stupni prozkoumanosti Vídeňské pánve zde budou v neogénu ztěžti objevena nová, rozsáhlejší živičná ložiska vázaná na zlomovou tektoniku. Spíše lze očekávat možnost nalezení nových, menších ložisek v oblastech vykliňování pískových komplexů ve strukturně vyšších částech stavebních jednotek vyššího řádu. Jako příklad, mimo popsanych svrchnotortonských kolektorů ložiska Brodské, lze uvést oblasti vykliňování mocného písčito-jílovitého komplexu na rozhraní svrchního a spodního tortonu (tzv. žižkovská série) na východním úbočí moravské ústřední prohlubně, kde jsou ložiska severně Břeclavi u obce Hrušky již známa. Dále za nadějnou z hlediska možnosti výskytu živíc lze označit i oblast vykliňování tohoto souvrství v západních částech pánve v prostoru mistelbašské kry, sz. a západně Břeclavi.

*Ústav užitě geofyziky,
Brno*

LITERATURA

- [1] Bílek K., 1953: Výpočet zásob plynu a nafty ložiska Brodské k 1. VII. 1953. Zpráva ČND, Hodonín. — [2] Bílek K., 1956a: Geologické zhodnocení strukturní vrty Brodské — 40. Zpráva ČND, Hodonín. — [3] Bílek K., 1956b: Lokalisace strukturní vrty Brodské — 46; zpráva ČND, Hodonín. — [4] D l a b a č M., 1956: Řešení otázek akumulace

nafty v sarmatu a tortonu Vídeňské pánve. Zpráva VÚN Brno; Geofond Praha. — [5] D l a b a ě M., 1957: Výzkum akumulace nafty a plynu ve Vídeňské pánvi. Zpráva VÚN Brno; Geofond Praha. — [6] D l a b a ě M., 1958: Akumulace nafty a plynu v sarmatu a tortonu čs. části Vídeňské pánve. Práce Ústavu pro naftový výzkum, sv. XI. — [7] D l a b a ě M., 1961: Příspěvek k řešení některých otázek akumulace nafty a plynu ve starším miocénu na území vnitroalpské Vídeňské pánve. Geologické práce, Zprávy 22, Bratislava. — [8] D l a b a ě M., 1962: Problémy naftové geologie ve Vídeňské pánvi a Podunajské nížině. Geologické práce, Zošit 63, Bratislava. — [9] H r o m e c J., 1963: Výroční geologická zpráva o výsledcích hlubinného průzkumu provedeného v průběhu roku 1962 v prostoru Brodské — vysoká kra. Zpráva ČND Hodonín, Geofond Praha. — [10] Š e l l é M., 1961: Výroční geologická zpráva o výsledcích hlubinného průzkumu a těžební otvírky provedených v oblastech Lanžhot a Brodské v roce 1960. Zpráva ČND Hodonín; Geofond Praha. — [11] Š p i ě k a V., 1957: Příspěvek k stratigrafii sarmatu a svrchního tortonu oblasti Brodské—Kostice—Týnec—Lužice—Hodonín. Zpráva ČND Hodonín, Geofond Praha. — [12] Š p i ě k a V., 1959: Příspěvek k stratigrafii sarmatu a svrchního tortonu v sv. části Vídeňské pánve. Věstník ÚÚG, roč. XXXIV, č. 5. — [13] Š p i ě k a V. — Z a p l e t a l o v á I., 1965: K problému korelace a členění tortonu v československé části Vídeňské pánve. Sborník geologických věd, řada G, sv. 8. Praha.

A. KOCÁK—M. MOŘKOVSKÝ

NĚKTERÉ NOVÉ POZNATKY O STAVBĚ ZÁPADNÍCH SVAHŮ PODVIHORLATSKÉ DEPRESE

Úvod

Geofyzikální měření i mělké strukturní vrty přinesly v oblasti jv. od Michalovců řadu nových závažných poznatků. Z tektonického hlediska se jedná o území na pokleslé kře mohutného vrbnického zlomového pásma, o jehož hlubší stavbě jsme dosud nebyli blíže informováni. Vrty, jež zde zatím byly vyhloubeny, jen ojediněle provrtaly pliocén a jen několik jich zastihlo sarmat zóny velkých Elphidií. Hlubší souvrství v celé této rozsáhlé oblasti navrtána nebyla vůbec. Z uvedeného je zřejmé, že údaje o tektonice získané vrty se omezují pouze na nejvyšší, zejména pliocenní souvrství. Poněvadž sv. část východoslovenské neogenní pánve se s hlediska perspektiv výskytu nerostných surovin (sůl, živice) jeví nadějnou, jsou problémy tektoniky hlubších neogenních souvrství otázkami prvořadého významu.

Popisovaná oblast je podle tektonického členění T. B u d a y e (1960, 1964) součástí jedné z nejvýraznějších strukturních jednotek pánve — *kapušansko-michalovecké hrástě*. V podrobnějším měřítku se jedná o její dílčí část, o střední partii *zbudzansko-zalužické hrástě*. Pro osvětlení tektoniky uvádíme i přehled stratigrafických poměrů; užíváme při tom názvů zavedených v práci B r o d ň a n a a kol. (1959).

Stratigrafie

Podloží neogénu. Projevem předtercierního reliéfu v podloží neogénu je výrazná kladná tíhová anomálie sobranecká, která dále k SZ navazuje na křivošťanské mesozoikum (H o m o l a — S l a v í k o v á 1954; Homola—Slavík—Slavíková 1956). Řadou vrtů bylo mesozoikum zastiženo vrty u Hnojného (Brodňan a kol. 1958), t. j. ve střední, pod neogénem a centrálně karpatským paleogénem ponořené části hřbetu. I když přímo do našeho území tento hřbet nezasahuje, oče-

káváme přítomnost mesozoika pod neogénem a centrálně karpatským paleogénem i ve vrcholových částech zbudzansko-zalužické hrástě. Na tuto možnost nasvědčují mimo paralelnosti i četnosti seismických reflexů rovněž měření vertikální magnetické intensity. V prostoru Velkých i Malých Zalužic, Hažina, Blatného Revištia probíhá souhlasně s průběhem zbudzansko-zalužické hrástě pásmo minimální magnetické intensity. Toto pásmo snížených hodnot můžeme si vysvětlit pravděpodobnou přítomností vápenců pod neogénem, jež mají výrazně menší magnetickou susceptibilitu oproti neogenním sedimentům. Vlastní neogenní deprese mezi zalužickým zlomem (dále popsáným) a vynořováním mesozoika s malým pokryvem neogénu a paleogénu u Hnojného, se projevuje pásmem zvýšené magnetické vertikální intensity u obce Lúčky.

Mimo mesozoika nelze ve vrcholových částech zbudzansko-zalužické hrástě zcela vyloučit i možný výskyt paleozoika v podloží terciéru. Jednalo by se pak o souvislost iňáčovecké kladné tíhové anomalie s tíhovou anomálií sz. od Michalovců u Pozdišovců, kde paleozoikum pod neogénem bylo zastiženo vrtem Pozdišovce-1.

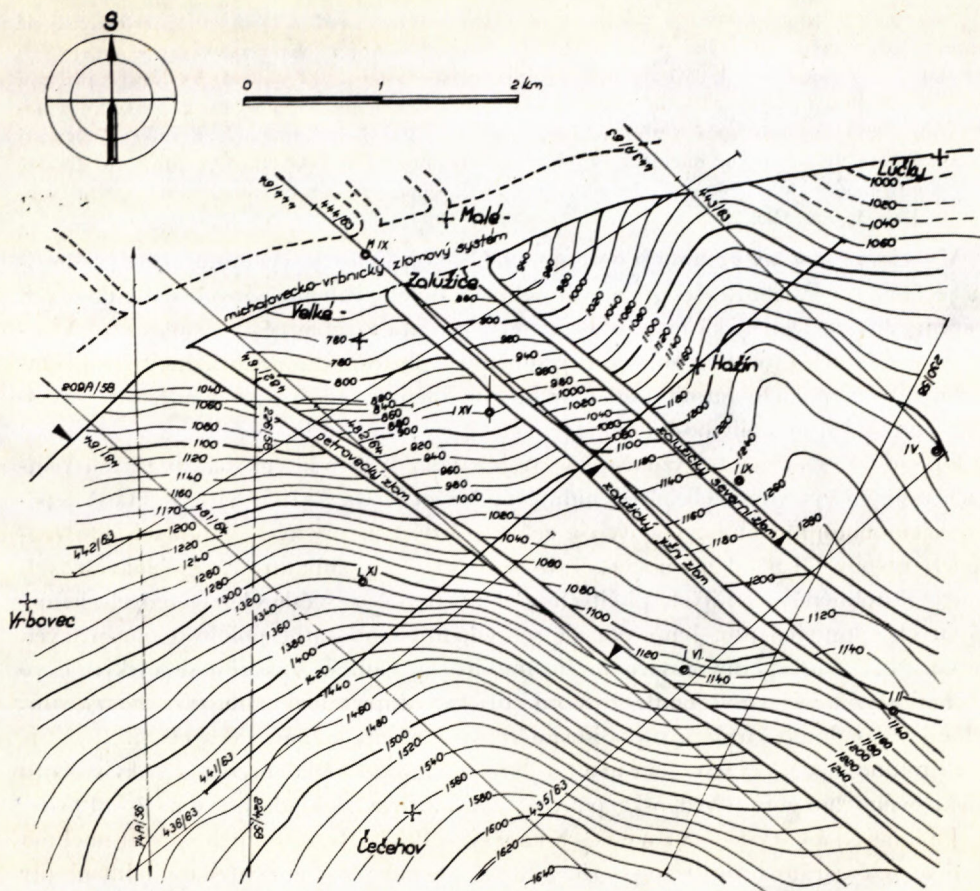
H l u b š í m i o c é n. Vrtem Pozdišovce-1 bylo v nadloží paleozoika zastiženo v mocnosti 110 m souvrství šedých, vápnatých, faunisticky sterilních jílovců, u nichž nelze rozhodnout zda náležejí spodnímu miocénu, či zda se jedná o karpát v šedém vývoji (J a n á č e k 1961).

V nadloží šedého souvrství na tomto vrtu a dále na řadě vrtů i v podvihorlatské depresi byly navrtány pestré silně rezavohnědě skvrnitě vápnité jíly s vložkami jemnozrnných vápnatých pískovců. I když faunisticky se jedná velmi často o téměř sterilní souvrství, lze podle analogie se západnějšími částmi pánve předpokládat, že se jedná o karpát, který je v pestrém vývoji znám i z oblasti západně od Prešovskoslánských hor.

Na popisovaném území byl pestrý komplex zastižen vrtem Cf 600 Michalovce IX (Č v e r č k o — Ď u r i c a 1964). Podle nejnovějších výsledků nelze vyloučit, že tyto pestré vrstvy náležejí ještě sarmatu. Je však pravděpodobné, že pestré vápnité jílovce, zjištěné vrty Uhoľného prieskumu n. p., v podloží sarmatu v oblasti Hnojného a dosud řazené k paleogénu, alespoň z části odpovídají karpátu. Na tuto okolnost nasvědčují mimo jiné i obtíže s interpretací centrálně karpatského paleogénu v seismických řezech této oblasti (M a y e r — M a y e r o v á — M o ř k o v s k ý — N o v á k 1965).

Celková mocnost hlubšího miocénu (včetně karpátu) v popisované oblasti je silně proměnlivá, neboť je ovlivněna členitostí miocenního reliéfu. Maximální mocnost je tu asi 600 m.

S p o d n í t o r t o n je tvořen převážně detritickým souvrstvím. Převažují v něm zelenavěšedé středně zrnité až jemnozrnné pískovce s vložkami šedých vápnatých jílu a mocnými komplexy tufů a tufitů. Tyto mocné polohy tufiticko-tufového materiálu odlišují detritickou sérii spodnotortonou od detritické série svrchního tortonou, subzóny aglutinujících foraminifer. Celková mocnost spodního tortonu je asi 250 m.



Obr. 1. Strukturální schéma na hranici sarmat—torton.

Svrchní *torton* lze obdobně jako v ostatních neogenních pánvích rozdělit podle vžitého členění do tří subzón. Svrchní část tvoří vyslazený svrchní *torton* — „rotáliev“, střední část subzóna bolivino-buliminová a spodní část subzóna aglutinujících foraminifer. V nejvyšší části subzóny aglutinancií je v severnějších částech pánve vyvinuto solinosečné souvrství. Její přítomnost byla vrtně ověřena i na vysoké vrbnické kře, na zbudzansko-zalužické hrásti (Čverčko—Đurica 1964). V popisované oblasti předpokládáme zhruba 450 až 600 m svrchního *tortonu*.

Subzóna aglutinancií je faciálně nestálá, charakterizovaná velmi ochuzenou mikrofaunou aglutinujících foraminifer. Ve svrchní části převládá pelická facie šedých vápnitých jílu, v hlubší části jsou vyvinuty detrity s hojnou tufogenní příměsí. V nejsvrchnější části je lokálně vyvinuté solinosečné souvrství vrtně ověřené u Albínova, Zbudzy, Kolčova Dlhého, Krásnovců a Zaluzic.

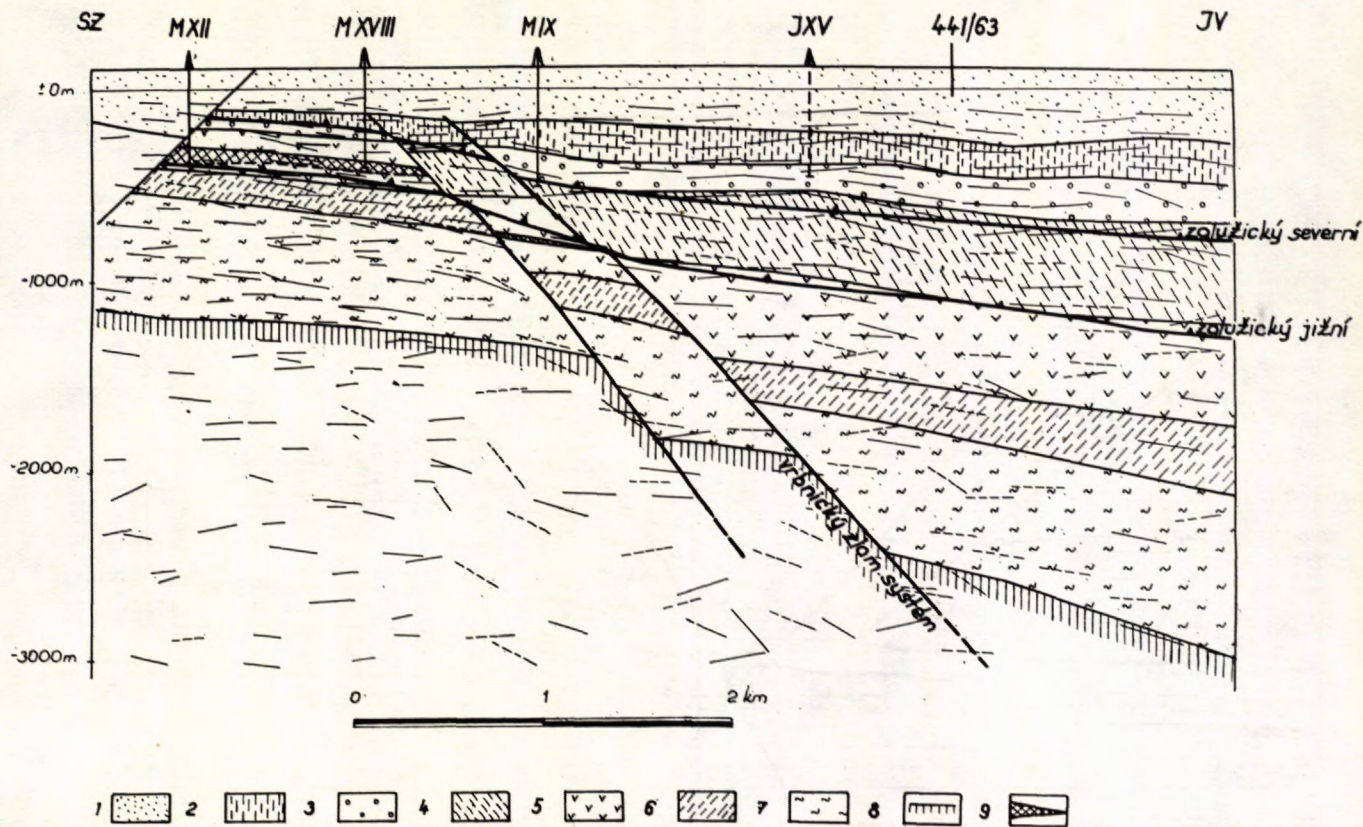
Subzóna bolivino-buliminová má převážně vývoj pelitický. Jedná se o šedé a zelenavě šedé vápnité jíly s velmi vzácnými polohami písků. Písčitéjší vývoj můžeme očekávat v okrajových částech pánve, mezi něž patří i západní a jižní části podvihorlatské oblasti. Vysloveně písčitou facií uvádí B u d a y (1960) od Vranova, kde jsou zastoupeny křemité písky, pískovce s polohami vápnitých jílu, které transgredují přímo na subzónu aglutinancií. Redukce mocnosti je známa i z vysokých ker michaloveckých. Na zbudzansko-zalužické hrásti v prostoru Zbudzy místy chybí. Zde je zjištěna přímá transgrese vyslazeného svrchního tortonu na spodní subzónu (J a n á č e k 1960).

Vyslazený svrchní torton. Jeho hlubší část je vyvinuta v písčito-detritické facií. Ve svrchní části přistupují pelitické polohy zelenavěšedých slabě písčitých vápnitých jílu. Detritická facie je výrazněji vyvinuta v západnějších oblastech. Mocnosti vyslazeného tortonu jsou dosti proměnlivé. Je to podmíněno jednak živou synsedimentární poklesovou činností a rovněž uváděnou faciální proměnlivostí nejvyšších částí subzóny bolivino-buliminové.

Spodní sarmat vyznačuje se stejně jako v jiných vnitrokarpatkých pánvích hojným výskytem velkých elphidií (G a š p a r í k o v á 1957 aj.). Jedná se o pelitické monotonní souvrství šedých a zelenavěšedých nepísčitých vápnitých jílu tvořících polohy 60 a 80 m mocné. Tyto se střídají s polohami světlezelenavěšedých místy žlutohnědě skvrnitých písčitých vápnitých jílu a světlezelenavěšedých jemně písčitých vápnitých jílu. Jen ojediněle se vyskytují samostatné polohy jemnozrnných písků. Nižší část spodního sarmatu je faunisticky chudá. Vzácněji se vyskytuje ve východoslovenské pánvi podle rozboru Jiříčka—Zapletalové *Cibicides badenensis*. Mocnost spodního sarmatu v popisované oblasti předpokládáme cca 600 m.

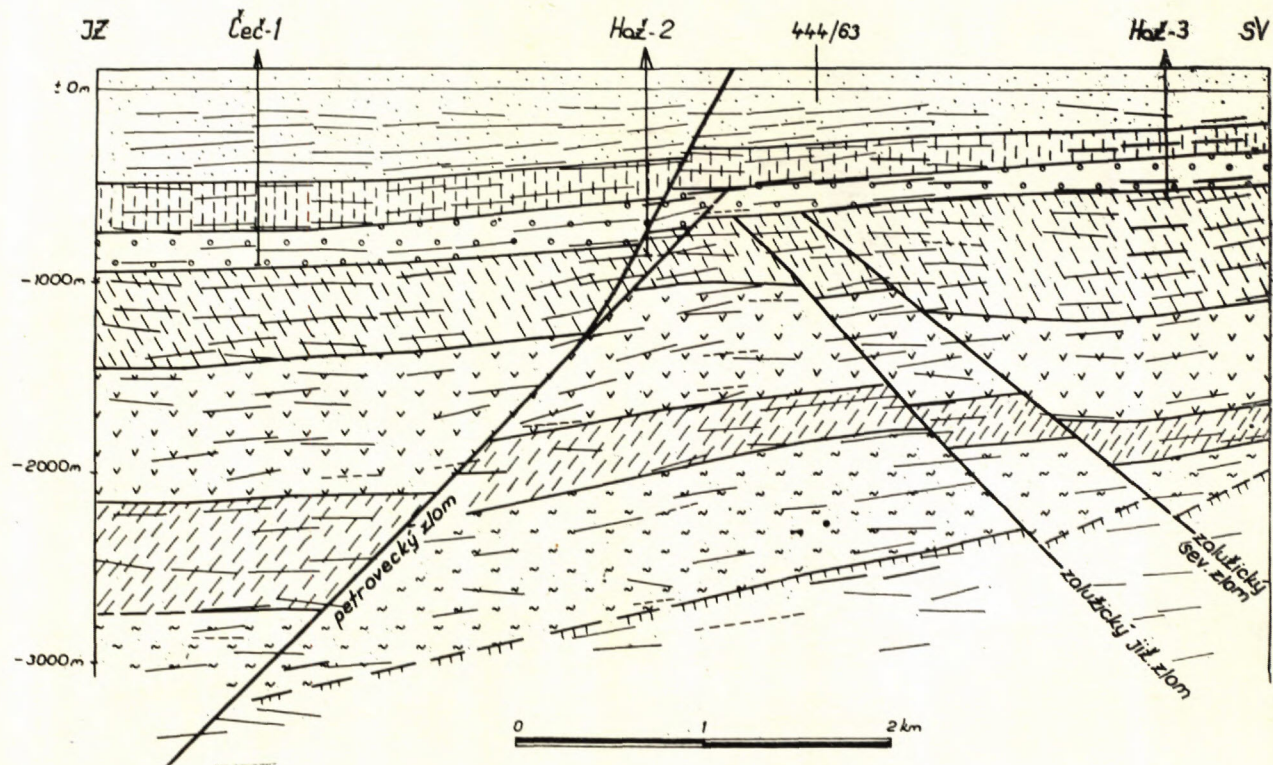
Přítomnost vyššího sarmatu v podvihorlatské depresi — ekvivalentu maktrového horizontu Vídeňské pánve — faunisticky dokládají S e n e š (1957b) a J e n d r e j á k o v á — S e n e š — S l á v i k (1957). Je zastoupen spodní uhelnou serií a aglomerátovo-tufitickou serií. *Spodní uhelná série* je tvořena uhelnými jíly s polohami lignitu, šedými a tmavošedými vápnitými jíly, zelenavěšedými jíly a světlešedými silně jemně písčitými vápnitými jíly. V popisované oblasti zjistili B y s t r i c k á — Č e c h (1958) v nižší části tohoto souvrství hojná společenstva *Porosonion subgranosum*, odpovídající nejvyšší sarmatské zóně Grillova členění. *Aglomerátovo tufitická série* leží v podloží spodní uhelné serie a je budována šedými vápnitými jíly, tufity slabě vápnitými a polohami aglomerátů, zejména v severnější části podvihorlatské oblasti. Jižním směrem přibývá pelitických poloh, ve kterých P r o k š o v á (in B r o d ň a n a kol. 1959) nachází hojná faunistická společenstva s *Elphidium hauerinum*. Příslušnost aglomerátovo-tufitické serie ke Grillově zóně s *Elphidium hauerinum*, kterou uvažují Č v e r č k o — Ď u r i c a — R u d i n e c (1963), nelze podle našeho názoru bezpečně doložit. Je možné, že pelity jsou až podložím této serie. Celková mocnost svrchního a středního sarmatu v popisované oblasti je přibližně 200 m.

Pliocén. Hranice pliocén—miocén není ve Východoslovenské pánvi faunisticky bezpečně doložena. Panon známý ze Zakarpatské Ukrajiny i z Maďarska není zde



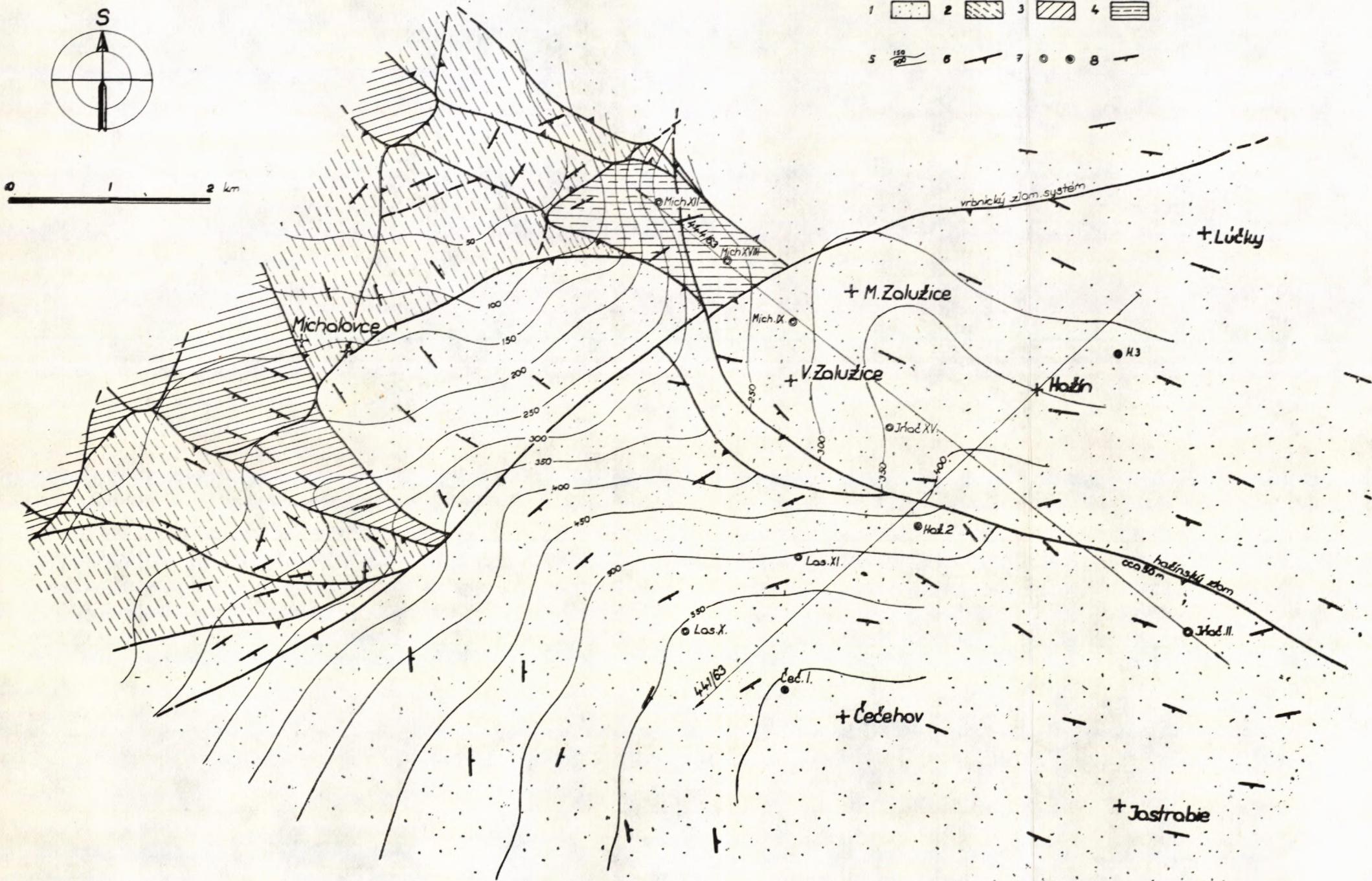
Seismogeologické řezy 444/1963 a 441/1963.

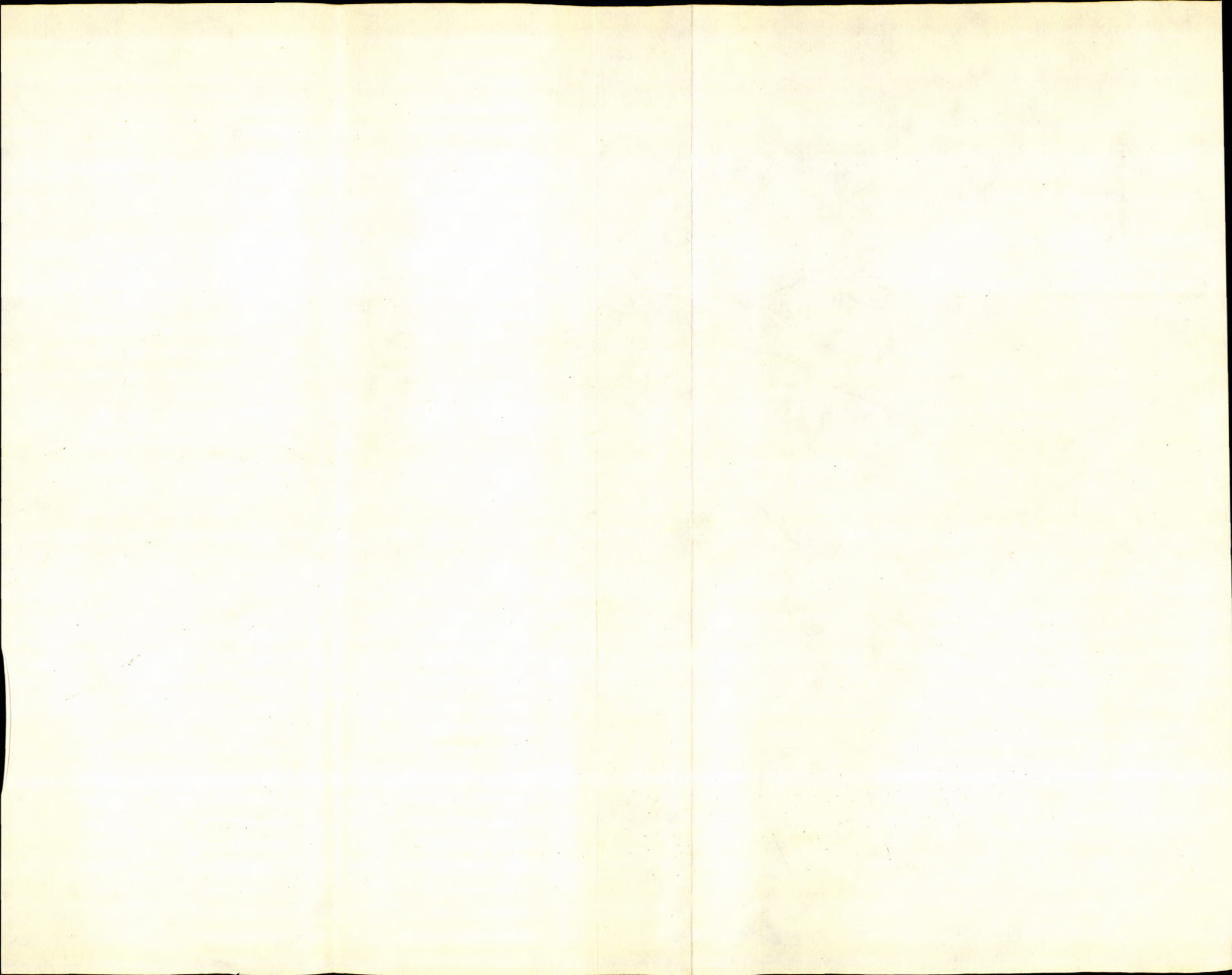
1. pont + vyšší pliocén; 2. svrchní sarmat — panon ? (svrchní uhelná a meziuhelná série);
3. svrchní + střední sarmat (spodní uhelná + aglomerátovo tufická série); 4. spodní sarmat;
5. svrchní torton (vcelku); 6. spodní torton; 7. hlubší miocén; 8. podloží; 9. solinose souvrství.



Obr. 2. Schema předpontské tektoniky.

1. svrchní sarmat — pannon ?, 2. spodní sarmat, 3. vyslazený svrchní torton, 4. mořský svrchní torton, 5. isolinie mocností pontu a vyššího pliocénu, 6. zlomy, 7. vrty, 8. úklon vrstev.





doposud prokázán. V podvihorlatské oblasti byl faunisticky určen svrchní sarmat — zóna s *Porosonion subgranosum* (Bystričká — Čech 1958) ve spodní uhelné sérii. Vyšší lithologický komplex — *meziuhelná tufitická série a svrchní uhelná série* postrádají průkazný paleontologický materiál. Stratigraficky je lze řadit buď do nejvyšší vyslazené části svrchního sarmatu nebo spíše pokládat za ekvivalenty panonu s. s. Lithologicky je komplex tvořen tmavošedými uhelnými jíly s hojnými polohami lignitu, zelenavě tmavošedými vápnitými jíly a černošedými jíly. Méně hojně jsou tufitické polohy a světlešedé písčité vápnité jíly.

Meziuhelná tufitická série je tvořena šedými tufitickými jíly s polohami světlešedých tufitů — řídce se vyskytují úlomky ryolitu. Jedná se pravděpodobně o produkt ryolitové eruptivní fáze způsobující vznik erupcí na Biele hore a u Michalovců — Hrádok (Kocák — Čverčko 1965).

V nadloží svrchní uhelné série leží diskordantně a transgresivně pestré souvrství (Janáček 1958), které rovněž řadíme k pontu. Zdá se, že hlubší pontská záplava existovala po příčný zlomový systém vrbnický (Janáček 1961), který v místech elevačního pásma michaloveckého měl před pontskou transgresí v určitém období funkci kontinentálního svahu. Na vysoké kře tohoto zlomu mají sladkovodní sedimenty již primárně značně redukovanou mocnost, případně zcela chybějí.

V naší oblasti, v prostoru Lastomír—Zalužice—Michalovce, leží pontská pestrá série diskordantně na různě starém podkladu. V basální části je vyvinut až 70 m mocný komplex transgresivních štěrků. Za ekvivalenty tohoto souvrství pokládáme část *pozdišovské štěrkové formace*, která na michalovských krách leží na svrchním mořském a brakickém tortonu, případně na spodním sarmatu. Valounový materiál basálního štěrkového souvrství je tvořen převážně pískovci, podstatně méně jsou zastoupeny křemeny, rohovce a kyselé tufy a tufity. Podle předběžných rozborů nebyly tam zjištěny valouny andesitů. V nadloží basálního štěrkového souvrství je vyvinutá pestrá série reprezentovaná žlutohnědě skvrnitými jíly a světlezelenavěšedými silně písčitými jíly. V oblasti Iňačovců v nadloží pestré série leží souvrství uhelných jílu, které označujeme jako *iňačovecká uhelná série* (Kocák — Čverčko 1965). Je pravděpodobné, že jejich ekvivalentem je sejkovská uhelná série, vyvinutá v sv. části podvihorlatské oblasti. Iňačovecká uhelná série je tvořena šedými písčitými vápnitými jíly a zelenavěšedými jíly s hojnými polohami uhelných jílu a proplátky lignitu. Za nejmladší pliocenní souvrství v podvihorlatské oblasti pokládáme pestré rezavožlutohnědě skvrnité jíly, které leží v nadloží iňačovecké uhelné série (snad levantského stáří).

Tektonika

Stavbu popisované oblasti jak v hlubším miocénu tak i v pliocénu nejvíce ovlivňují sz.—jv. zlomy (zalužické a zlom petrovecký), t. j. karpatského směru a dále radiální (ve smyslu Budaře 1960, 1964) poruchové pásmo vrbnické. V těchto směrech jsou orientovány významné poruchy, jež nejvíce ovlivňovaly stavbu neogenní pánve

a jež podmiňovaly různou intenzitu subsidence v různých částech pánve, zjištěnou již S e n e š e m (1954). Teprve ve svrchním miocénu u zlomů zaluzických a v pliocénu (pontu) u poruchy vrbnické se intenzita pohybů zmenšila až tyto přešly v bezzlomové poklesy (flexury).

Vrbnické zlomové pásmo

Příčný zlom směru sv.—jz., jež lze ztotožnit s vrbnickým zlomovým pásmem, zakresluje ve schematické tektonické mapce S e n e š (1957a). Vrbnický zlom, nazývaný též michalovsko-vrbnický (B e r á n e k — K o c á k 1963), poprvé popisuje J a n á č e k (1959); jeho význam jako důležité radiální poruchy podtrhuje B u d a y (1960).

V popisované oblasti probíhá obloukovitě od Vrbovců u Michalovců přes Velké a Malé Zalužice k SV, k obcím Lúčky a Závadka. Odděluje sedimenty svrchní uhelné série na pokleslé kře od svrchnotortonské subzóny bolivino-buliminové a subzóny aglutinancí na kře vysoké. Průběh zlomu je zakryt pontskou pestrou sérií, která leží diskordantně na uvedených souvrstvích. Přesnou amplitudu vrbnického zlomového pásma v současné době neznáme. B u d a y (1960) pro ni uvádí hodnotu přes 500 m. Pro přesnější stanovení amplitudy scházejí údaje o mocnostech neogenních souvrství na pokleslé vrbnické kře.

Zlomový systém zaluzický

byl zjištěn J a n á č e k e m (1960) v oblasti v. od Michalovců. Jako zlom velkozaluzický jej B u d a y (1960) sleduje dále k SZ až do strážské deprese. Při průzkumu ložiska kamenné soli u Zbudze nebyl zde zlom podle R a č i c k é h o — R e p k y (1964) v předpokládaném průběhu potvrzen. Toto je vysvětlitelné relativně malou plošnou rozlohou průzkumných vrtů, kde je možný posun interpretovaného zlomu až o 250 m k sv. oproti původní interpretaci. Jeho přítomnost je však nesporná.

Nové výzkumy potvrdily názor o zlomovém založení podvihorlatské deprese (L e š k o 1955), kde zásadní role se přisuzovala zlomu *laboreckému* s.—j. směru (S e n e š 1956; J a n á č e k 1959). Jeho průběh byl J a n á č e k e m (1960) upřesněn, stanoven jeho karpatský směr a dále v literatuře uváděn jako zlom zaluzický.

Vrtně byl zaluzický zlom potvrzen zatím pouze na vysoké kře vrbnické. Na pokleslé kře, kde pokračování zlomu předpokládá B u d a y (1960); B e r á n e k — K o c á k (1963) a j., je zlomový systém možno přesvědčivě interpretovat z reflexně seismických podkladů. Výrazně se projevuje prakticky na všech profilech jz.—sv. směru, t. j. přibližně kolmého na zlomový systém (viz řezy). Jak jsme se již dříve zmínili při popisu podloží neogénu, existenci zaluzického zlomového systému zde rovněž nepřímou potvrzují měření vertikální magnetické intensity. Podle současných poznatků se jeví, že zaluzický zlomový systém představují dva souběžné zlomy — severní a jižní, jež se jz. od Blatného Revišťa stácejí výrazně k V. Takto vzniká na vůdčí obzor sarmat-torton asi 600 m široká medzíkra.

Co se týče stáří, ztotožňuje J a n á č e k (1960) zalužický zlom na vysoké vrbnické kře se starými karpatskými poruchami, jejichž funkce se později obnovila. Výšku poklesu odhaduje autor na více než 600 m. Později uvádí J a n á č e k (1961) pro amplitudu nejzápadnější větve hodnotu asi 200 m, o vikarisaci tohoto zlomového systému se však blíže nezmiňuje.

Celkovou výšku skoku odhadujeme na 200 m. Vzhledem k tomu, že zalužické zlomy nebyly na pokleslé vrbnické kře zjištěny vrty ve spodní uhelné sérii, je nutno předpokládat, že v hlubším sarmatu vyznívají. Souvrství vyššího sarmatu, t. j. spodní uhelné série a aglomerátovo-tufitické série je již zastírájí.

Zlom petrovecký

Jako zlomy petrovecké uvádí J a n á č e k (1960) poruchy souběžné, a to souklonné i protiklonné vůči zlomu zalužickému. Na vysoké kře vrbnické je autor popisuje jako zlomy menšího významu, jejichž funkce ustává před uložením nejvyšší svrchno-tortonské subzóny. Podle nových výskumů je nutno zlom petrovecký, zejména s hlediska výskytů živíc, pokládat za poruchu významnou. Je západním omezením dílčí tektonické jednotky — *zbudzansko-zalužické hrástě*. Probíhá j. od Velkých Zalužic dále k JV do prostoru s. od Jastrábie, kde se souběžně se systémem zalužickým stáčí k V.

Co se týče stáří petroveckého zlomu na pokleslé vrbnické kře, předpokládáme oproti názoru J a n á č k a (1960) u něj, podobně jako u zlomů zalužických, maximální funkci ve spodním sarmatu a snad ve svrchním tortonu. Podle charakteru reflexů lze soudit, že svojí poslední funkcí je petrovecký zlom mladší než zlomy zalužické a že ještě narušuje souvrství spodní uhelné série a aglomerátovo-tufitické série.

Přibližně souběžně se zlomem petroveckým byl pouze na pokleslé vrbnické kře vrty zjištěn *zlom hažínský*, který považujeme za jeho odštěpnou a nejmladší vyznívající větve. Zatím co u hažínského zlomu je zjištěná amplituda kolem 50 m, u petroveckého zlomu předpokládáme výšku skoku na rozhraní sarmat — torton kolem 200 m.

Závěr

Z výsledků geologicko-geofyzikálních průzkumných prací vyplynuly nové poznatky o pokračování zlomových linií karpatského směru (zlomy zalužické a zlom petrovecký) na pokleslé kře mohutného zlomového pásma vrbnického. Vlastní vrbnické zlomové pásmo, jež je radiální poruchou směru SV—JZ, dosahuje amplitudy přes 500 m. Je to pravděpodobně starší porucha, k jejímuž oživení a maximální aktivitě dochází během sedimentace nejvyšších částí svrchního tortonu, zejména však během sarmatu. Mimo zvětšování mocností na pokleslé kře je rozdíl (stratigrafický) mezi pokleslou a vysokou krou zvyšován ještě denudací, takže na vysoké kře transgreduje na svrchno-tortonskou subzónu bolivino-buliminovou redukováná svrch. uhelná série, a pont.

Zlomy karpatského směru, t. j. petrovecký a zlomy zalužické, jsou opačně ukloněné a omezují zbudzansko-zalužickou hrást. U zlomu petroveckého, ukloněného k JZ, předpokládáme maximální funkci ve spodním sarmatu a snad svrchním tortonu, s doznívající činností ve spodní uhelné serii. Souběžně se zlomem petroveckým byl vrty zjištěn souklonný zlom hažinský o amplitudě kolem 50 m, který považujeme za jeho vyznívající větev. Zlomový systém zalužický s úklonem k SV, je nejspíše tvořen dvěma zlomy, podél nichž poklesávala vznikající podvihorlatská deprese. Podle výsledků mělkých vrtů lze předpokládat, že zlomy vyznívají ve spodním sarmatu a jsou překryty sedimenty aglomerátovo-tufitické a spodní uhelné série.

Československé naftové doly n. p.,

Hodonín

Ústav užité geofyziky,

Brno

Lektoroval dr. J. Janáček

LITERATURA

- [1] Blížkovský M.—Kocák A., 1961: Detailní gravimetrický průzkum v severní části Potiské nížiny. Zpráva Čs. naftových dolů — Geofyziky Brno. Rukopis; Geofond Bratislava. — [2] Brodňan M.—Makovník D.—Polášek S.—Sluka J., 1958: Výpočet zásob ložiska Hnojné. Zpráva Uhoř. prieskumu Turč. Teplice. Rukopis; Geofond Bratislava. — [3] Brodňan a kol. (Dobrá E.—Polášek S.—Prokšová D.—Račický M.—Slavík J.—Sýkorová V.), 1959: Geologia Podvihorlatskej uhoľnej panvy, oblasť Hnojné. Geologické práce, Zošit 52, Bratislava. — [4] Buday T., 1959: Výroční zpráva o přehledném geologickém výzkumu neogénu pro generální mapu ČSR za rok 1958 (list M—34—XXVIII — Košice). Zpráva ÚÚG Praha. Rukopis; Geofond Praha. — [5] Buday T., 1960: Vysvětlivky pro list generální mapy M—34—XXVIII — Košice. Zpráva ÚÚG Praha. Rukopis; Geofond Praha. — [6] Buday T., 1964: in Matějka A. a kol., 1964. — [7] Bystrická H.—Čech Fr., 1958: Poznámky k stratigrafii podvihorlatskej lignitovej panvy. Geologické práce, Zprávy 14, Bratislava. — [8] Čverčko J.—Đurica D., 1964: Nálezna zpráva o soľnom ložisku Zalužice pri Michalovciach. Zpráva Čs. naftových dolů, Hodonín. Rukopis; Geofond Bratislava. — [9] Čverčko J.—Đurica D.—Rudinec R., 1963: Niekoľko poznámok k veku vrchnej uhoľnej serie v podvihorlatskej uhoľnej panve. Geologické práce, Zprávy 30, Bratislava. — [10] Gašparíková V., 1957: Zpráva o mikropaleontologickom vyhodnotení vrtu Hažin-1. Zpráva Uhořného prieskumu n. p., Turč. Teplice. Rukopis. — [11] Homola V.—Slavík J.—Slavíková K., 1956: Přehled geologie východoslovenského neogénu. Práce VÚN, publ. č. 9—13, Min. paliv, Praha. — [12] Homola V.—Slavíková K., 1954: Zpráva o geologických výzkumech v třetihorách pannonské panve na Slovensku. Zprávy o geologických výzkumech v r. 1953, Praha. — [13] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleografie neogénu východního Slovenska. Geologické práce, Zošit 52, Bratislava. — [14] Janáček J., 1960: Geologické poměry solného ložiska u Michalovců na východním Slovensku. Geologické práce, Zprávy 20, Bratislava. — [15] Janáček J., 1961: Závěrečná zpráva o mapování 1 : 50 000, list Michalovce (M—34—116—D). Zpráva GÚDŠ Bratislava. Rukopis; Geofond Bratislava. — [16] Jendrejáková O.—Seneš J.—Slavík J., 1957:

Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie orientačného vrtu Hn-14 v podvihorlatskej lignitovej panve. Geologické práce, Zprávy 11, Bratislava. — [17] Kocák A. — Čverčko J., 1965: Zpráva o strukturálnom průzkumu v širšom okolí Michalovcú. Zpráva Čs. naftových dolů Hodonín. Rukopis; Geofond Bratislava. — [18] Leško B., 1955: Geologická stavba územia medzi Vranovom a Strážskym. Geologický sborník VI/1—2, Bratislava. — [19] Man O., Závěrečná zpráva o magnetickém průzkumu ve VSN v roce 1960. Zpráva Čs. naftových dolů — Geofysiky Brno. Rukopis; Geofond Bratislava. — [20] Mayer S. — Mayerová M. — Mořkovský M. — Novák J., 1965: Zpráva o reflexně seismickém průzkumu prováděném v roce 1964 ve východoslovenském neogénu. Zpráva Čs. naftových dolů, Geofysiky Brno. — [21] Račický M. — Repka T., 1964: Hydrogeologické pomery ložiska kamennej soli pri obci Zbudza. Geologické práce, Zprávy 32, Bratislava. — [22] Seneš J., 1954: Geologická stavba územia medzi Hanušovcami a Juskovou Volou na východnom úpätí Prešovsko-Tokajského pohoria. Geologický sborník V/1—4 Bratislava. — [23] Seneš J., 1956: Poznámky ku geotektonickému a paleogeografickému vývoju neogénu Východního Slovenska. Geologické práce, Zprávy 7, Bratislava. — [24] Seneš J., 1957a: Možnosti výskytu uhoľných ložísek v terciere východného Slovenska. Geologické práce, Zprávy 10, Bratislava. — [25] Seneš J., 1957b: Dôkazy prítomnosti brakického vyššieho sarmatu (= bessarab) v Podvihorlatskej panve. Geologický sborník VIII/1, Bratislava. — [26] Janáček J., 1958: K otázce stáří a vzniku pozdišovské formace v Potisské nížině. Geologické práce, Zprávy 15, Bratislava. — [27] Matějka A. a kol., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1:200 000, list Zborov—Košice. GÜDŠ, Bratislava.

A. KOCÁK — MILAN MOŘKOVSKÝ

NEUE ERKENNTNISSE ÜBER DEN BAU DER WESTABHÄNGE DER VIHORLAT-DEPRESSION IN DER OST-SLOWAKEI

Durch geophysikalische Forschung und Flachbohrungen wurde im östlichen Teil des ost-slowakischen neogenen Beckens die Fortsetzung bedeutender tektonischer Linien festgestellt, die zur Bildung, bzw. Formierung der sog. Vihorlat-Depression führten. Es sind dies die radiale Vrbnica-Störung (NE—SW mit Fallen nach SE) und die Brüche in karpatischer (NW—SE) Richtung, und zwar der Petrovec-Bruch mit Fallen nach NW und die entgegengesetzten Zalužice-Brüche, entlang welcher es zur eigentlichen Senkung nach NE kam.

Die Vrbnica-Störung, die während des tieferen und höheren Miozäns aktiv war, ist durch bunte Schichten des Pont gedeckt (Janáček 1961), die diskordant dem höheren Miozän und der faunistisch sterilen sog. oberen Kohlenserie (Pannon) auflagern. Die Amplitude der Störungszone beträgt mehr als 500 Meter.

Der Zalužice-Bruchsystem, entlang welchen die Senkung der Vihorlat-Depression verlief, wurde im studierten Gebiet vorläufig nur durch geophysikalische Messungen festgestellt. Es handelt sich wahrscheinlich um zwei parallel verlaufende Brüche, die SW von der Gemeinde Blatné Revištia ihre Richtung nach Osten ändern. Ihre Tätigkeit dürfte etwa im unteren Sarmat (Zone mit Gresselphidien) beendet sein, da sie in der hangenden Kohlenserie und in der agglomerat-tuffitischen Serie in Bohrungen nicht angetroffen wurden. Ihren Sprung schätzen wir auf etwa 200 Meter.

Der Petrovec-Bruch verläuft parallel mit den vorerwähnten und bildet mit ihnen eine kleinere tektonische Einheit — den Zbudza—Zalužice-Horst. Auch dieser Bruch ist nur aus geophysikalischen Messungen bekannt. Er dürfte jünger sein als die beiden vorerwähnten Brüche; seinen Sprung schätzen wir auf etwa 200 Meter. Auf der gesunkenen Vrbnica-Scholle

hat man noch einen — Hažin-Bruch festgestellt, der als Abzweigung der ersteren betrachtet wird, mit einem Sprung von etwa 50 Metern.

Im Untergrund des Neogen vermuten wir das zentralkarpatische Paläogen, Mesozoikum der zentralkarpatischen Decken, bzw. Paläozoikum (festgestellt in der Bohrung Pozdišovce 1).

Das tiefere Miozän ist durch graue kalkige Tone (fossilleer) vertreten im Hangenden mit bunter Schichtfolge des Karpat. Das Untertorton ist in detritischer Fazies durch mächtige Tuff—Tuffit-Lagen vertreten; das Obertorton kann man in drei Zonen einteilen:

die untere *Spiroplectamina-Zone*, faziell unbeständig, mit seltener Mikrofauna (agglutinierte Foraminiferen);

die mittlere — *Bolivinen—Buliminen-Zone*, überwiegend in pelitischer Fazies, und schliesslich

die obere — *Rotalia-Zone*, stark ausgesüsst, mit detritischer Entwicklung im tieferen Teil.

Untersarmat ist meistens in der pelitischen Fazies entwickelt mit starken Lagen nicht-sandiger kalkiger Tone und mit reichen *Grosselphidien*. Der tiefere Teil ist faunenarm; selten kommt da *Cibicides badenensis* vor. Das Mittel- und Obersarmat vertritt die untere Kohlenserie und die agglomerat-tuffitische Schichtfolge. Im tieferen Teil der unteren Kohlenserie sind häufige Vertreter der *Porosonion subgranosum* zu finden.

Die Miozän/Pliozän-Grenze ist faunistisch nicht belegt. Pannon wurde im ostslowakischen neogenen Becken vorläufig nicht nachgewiesen. Oberhalb der unteren Kohlenserie folgt die tuffitische Zwischenschicht und dann die obere Kohlenserie. Sie dürfen entweder dem höheren ausgesüsstens Obersarmat (oder vielleicht auch dem Pannon s. s.) entsprechen.

Die Pont-Schichten lagern oberhalb der oberen Kohlenserie und sind durch braungelbe fleckige Tone und kalkige Tone gebaut. Im NE-Teil bei Iňačovce ist in ihrem Hangenden eine Kohlschicht entwickelt, genannt *Iňačovce-Kohlenserie*. Zum jüngsten Pliozän in der Vihorlat-Depressie zählen wir die bunten Tone oberhalb der Iňačovce-Kohlenserie (Levant?).

Čs. Erdölwerke, Hodonín,
Anstalt für angewandte
Geophysik, Brno

STANISLAV KLÍR

HYDROGEOLOGIE PODLOŽÍ NEOVULKANITŮ STŘEDNÍHO SLOVENSKA

V posledních létech významně pokročil výzkum tektonických struktur v oblasti neovulkanitů středního Slovenska, který mi dovoluje z nových hledisek zhodnotit dosavadní poznatky nejen o hydrogeologické funkci neovulkanitů, ale i o hydrogeologickém charakteru jejich podloží. V regionální hydrogeologii představuje zkoumané území v podstatě jediný hydrogeologický celek, charakterizovaný převahou režimu *pravých puklinových podzemních vod* v eruptivech neovulkanické série a v jejich tufových, tufitových i aglomerátových ekvivalentech nad režimem pravých průlinových podzemních vod v povrchových útvarech včetně alluvií, v některých souvislých tufových a tufitových horizontech a zvláště v písčitých polohách neogenních sedimentů. Určitou hydrogeologickou samostatnost nutno předběžně přisoudit vulkanické výplni subsidenčních pánví, neboť dosavadní výsledky svědčí o odlišných výtlačných úrovních a vyhranění zonálnosti horizontů. Ve vztahu k infiltraci ovzdušných srážek představují horniny neovulkanitů včetně jejich zvětralinového pláště přímé infiltrační území, takže podzemní vody vulkanitové série se vyznačují jediným oběhem. Přírodní pramenní přelivy jsou soustředěny na tektonické linie a rozpukaná pásma, převážně k nim dochází při obnažení oběhových cest zahlubováním erosivní base povrchových vodotečí, a protože některá údolí jsou s ohledem na inverzi již z části zašterkována nebo jsou při jejich svazích vytvořeny dejekční kužely, nejsou vzácností ani skryté vývěry podzemních vod do alluvií a sutí.

Přímá infiltrace srážkových vod do výchozů podloží neovulkanitů je vzácná, plocha těchto „ostrovů“ ve vulkanitech je ve vztahu k celkové vodní bilanci téměř zanedbatelná s výjimkou sklennoteplického ostrova. Také výplně žiarské, zvolenské, slatinské, bátovské a krupinské kotliny nejsou hydrogeologicky zvláště významné. Ve většině z nich jsou vyvinuty kvartérní náplavy řek, které zvláště při jímání poričních vod a při jímání ve spojení s břehovou infiltrací mohou poskytnout význam-

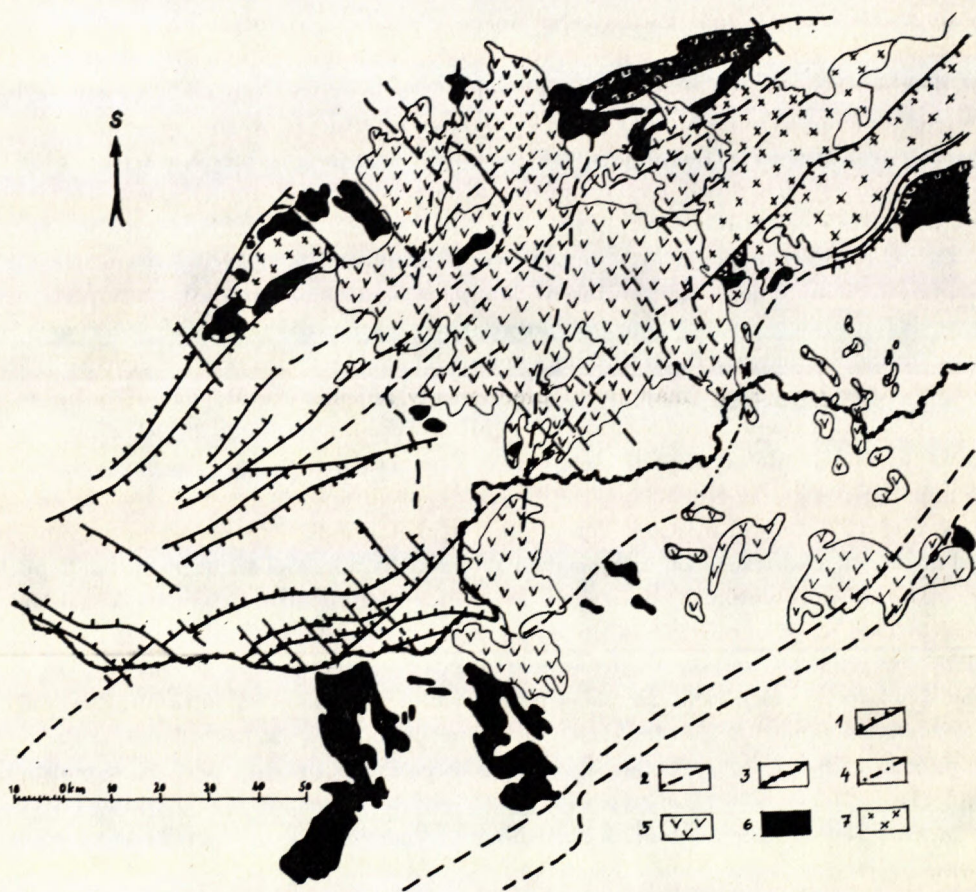
nější kvanta podzemních vod. Vzhledem na relativně méně propustnou výplň hlubších partií kotlin neovlivňuje vodní kapacita kvartérních náplavů významně celkovou bilanci vod v neovulkanitech. V hlubších partiích subsidenčních kotlin zejména v jejich vulkanické výplni předpokládám horizonty silněji mineralisovaných případně i termálních vod, avšak s omezeným oběhem.

Hydrogeologický význam neovulkanitů je však značný vzhledem k jejich plošnému rozšíření a zvláště s ohledem na geologickou pozici, neboť překrývají nejen výplně některých kotlin (například žiarské, bátovské, krupinské apod.), které mají v podloží neovulkanitů větší rozsah než je morfologicky patrný, ale při okrajích a zvláště při jižním okraji překrývají neogenní sedimenty, které jsou pod nimi rozšířeny na podstatně větší ploše. Tento charakter neovulkanitů je zvláště výrazný při severní hranici neogenních sedimentů. Vzhledem k tomu nacházejí se neovulkanity středního Slovenska nejen v pozici infiltračních oblastí neogenních sedimentů v jejich podloží, ale vytvářejí přímo i jejich infiltrační čela v podloží. Z toho vyplývá i významná infiltrační funkce neovulkanitů ve vztahu k napájení neogenních sedimentů jižního Slovenska a s ohledem na pokračování neogénu do Maďarské lidové republiky i ve vztahu k zvodnění hlubších horizontů v pannonské pánvi.

Analogická je hydrogeologická funkce infiltrace srážek na neovulkanitech i v těch případech, kdy podloží neovulkanitů tvoří horniny mesozoické nebo krystalinikum. Takové případy je pak nutno považovat za zvláště závažné, neboť mesozoické nebo krystalinické horniny v podloží neogenních sedimentů mohou napájet i neogenní sedimenty v přímém podloží neovulkanitů.

Výzkum neovulkanitů jakož i zpracování schématu vulkanotektonických struktur nemají dosud dlouhou tradici. Schéma vulkano-tektonických struktur zpracoval K u t h a n (1963), jemuž jsem rovněž zavázán za zapůjčení rukopisné mapy s výsledky výzkumu podloží neovulkanitů (K u t h a n — 1965). Oba materiály jsem se pokusil s ohledem na objasnění některých hydrogeologických otázek spojit s výsledky studií R. E. S c h m i d t a (1959, 1962) a navázat zvláště v neogenní oblasti na výsledky výzkumů T. B u d a y e (1960). Z tektonické skizy (obr. 1) je dobře patrný strukturní význam *muráňsko-divínské linie*, která odděluje rovněž dvě hydrogeologicky významné jednotky: jižně od ní nachází se pásmo Kohúta s pokračováním v maďarském paleozoiku R. E. S c h m i d t a (1962); severně od ní v podloží neovulkanitů je pásmo Královy hole a další vyšší příkrovová pásma včetně mesozoických reliktnů. Vzhledem k rozdílné propustnosti paleozoických a mesozoických hornin jako celků je nesporný i hydrogeologický význam muráňsko-divínské linie, neboť při infiltrační oblasti na neovulkanitech bude mít proud podzemní vody převážně jižní směr a při zmenšení propustnosti podložních hornin v území na jich od muráňsko-divínské linie bude docházet ke vzdouvání vod právě na této linii, i když výstupní cesty mohou být vázány i na otevřenější příčné zlomy jiných směrů. Při výskytu termálních vod v mesozoickém podloží neovulkanitů středního Slovenska budou pak na muráňsko-divínskou linii soustředěna výstupná centra ter-

málních vod; taková hydrogeologická funkce muráňsko-divínské línie vysvětluje zčásti i režim termálních vod jižního Slovenska (srovnej Klír, 1965), resp. spojitost termálních vod jihoslovenské uhelné pánve s vodami v Dudincích, Santovce a Kalinčiakově. Jižní hranice paleozoika odděleného muráňsko-divínskou línií nachází se již v MLR; R. E. Schmidt jí klade zhruba na spojnici Salgotarián—Esztergom; v předložené tektonické skizze ji však posunují západněji v souladu s průběhem tektonické línie mezi pásmem Kohúta a gemeridami (t. j. v MLR do území Balassagyarmat).



Obr. 1. Tektonická skizza. Podle T. Budaye (1960), M. Kuthana (1963) a R. E. Schmidta (1962) sestavil autor.

1 — tektonické zlomy se známým úklonem, 2 — tektonické zlomy s neznámým úklonem, 3 — státní hranice, 4 — změna průběhu v oblasti Balassagyarmat (srovnej v textu), 5 — neovulkanity, 6 — výchozy mesozoických hornin, 7 — výchozy paleozoických a krystalinických hornin.

Na základě hydrogeologické funkce muráňsko-divínské linie analogicky možno vykládati i hydrogeologickou funkci paleozoického pruhu v podloží pannonské pánve, jehož severní hranice je dána spojnicí Ozd—Várpalota a jižní spojnicí Kazinebarcika—Székesfehérvár. Je nesporné, že mesozoikum nacházející se severně tohoto pruhu bude mít jako celek vyšší propustnost než paleozoický pruh, také zde by průběh tektoniky v podloží mohl ovlivňovat vzdouvání termálních vod v mesozoiku. Pozoruhodné je, že průběh tektonického okraje tohoto paleozoického pruhu v podloží pannonské pánve se zhruba kryje s místy vývěrů budapeštských termálních vod.

Hydrogeologicky podstatně obtížnější je řešení území severně od průběhu muráňsko-divínské linie v podloží neovulkanitů, kde by sice nabízelo k výkladu využít několik tektonických linií karpatského směru v podloží neovulkanitů, avšak podle dosavadních výsledků bude mít na hydrogeologickou funkci podloží neovulkanitů především vliv přítomnost mesozoických reliktnů (jak v elevacích tak i v depresích starého reliéfu). V souvislosti s charakteristikou infiltrace považují za nutné upozornit i na existenci málo propustných fosilních zvětralin na mesozoickém podloží neovulkanitů, jejichž lokální vývoj může podstatně ovlivnit infiltraci z neovulkanitů do mesozoika v jejich podloží.

Za velmi důležité považují v otázce řešení propustnosti velkých strukturně významných zlomů omezujících horninové komplexy s rozdílnou propustností v podloží neovulkanitů řešení hydrogeologické funkce severo-j jižních zlomů štiavnického směru. Všechny dosavadní výsledky nasvědčují tomu, že jde o staré zlomy, po nichž se pohyby opakovaly, a které mají proto předpoklady nejen k rozsáhlému drenážnímu účinku, ale i k tomu, aby se staly výstupnými cestami termálních vod z podloží neovulkanitů, zvláště v případě, že se tyto zlomy křížují nebo probíhají v blízkosti zlomů karpatského směru, na nichž při odlišné propustnosti hornin v podloží neovulkanitů (a v tomto případě i včetně jejich přímého podloží tvořeného neogenními sedimenty) dochází ke vzdouvání vod. Takové křížování nacházíme na příklad při styku muráňsko-divínské linie se s.—j. zlomem probíhajícím od Zvolena k Šahům poblíže Dudinců. S ohledem na genesi dudinských terem (Hynie, 1956; Klír, 1965) by z tohoto hlediska bylo možno předpokládat navrtání podstatně teplejších vod v oblasti Dudinců, a to pod neogenními sedimenty (samozřejmě za předpokladu vyloučení metamorfosy dudinských terem neogenními vodami). Podobně bude možno na křížování s.—j. zlomu se zlomem karpatského směru v podloží neovulkanitů klást i štiavnickou termu [Klír (1960) prokázal, že výstupnou cestou termy je zhruba severo-j jižní tektonická rozsedlina Grünerovy žíly]. Podobně se nachází terma u Hostianských Nemců v blízkosti s.—j. zlomu probíhajícího od Zvolena k Šahům. Termy jihoslovenské uhelné pánve jsou soustředěny na křížování zlomů jihoslovenského a karpatského směru, v tomto případě muráňsko-divínské linie. A opět je velmi pozoruhodné, že zhruba pokračování velkého s.—j. zlomu od Zvolene k Šahům a pokračujícího i do MLR nacházejí se i budapeštské termální vody, a to v místě křížování s.—j. zlomu s tektonickou linií omezující paleozoikum v podloží pannonské pánve na spojnicí Ozd—Várpalota. Nejasné je v této souvislosti

řešení přírodních kanálů pohoří Börzsöny a Pilis, které mohly vulkanickou výplní přerušit oběh podzemních vod po zlomech severojižního směru.

Uvážíme-li znovu diskutované skutečnosti o odlišné propustnosti velkých strukturních celků v podloží neovulkanitů a neogenních sedimentů středního a jižního Slovenska, vysvětlení vzdouvání vod na zlomech karpatského směru i výstup termálních vod na otevřených s.—j. zlomech, zvláště při křižování se zlomy karpatského směru, jsou předložené závěry v souladu se všemi dosud zjištěnými skutečnostmi. Podporuje je i analogie s poměry v podloží pannonské pánve. Také závěry o infiltraci srážkových vod se opírají o relativně známé hydrogeologické poměry neovulkanitů i neogenních sedimentů, které dovolují učinit regionální závěry.

Nejasnou otázkou je *velikost infiltrace*, neboť dosud není spolehlivě znám specifický odtok podzemních vod z neovulkanitů a nelze diskutovat podíl infiltrovaných vod, který obohacuje neogenní sedimenty, případně jak z těchto sedimentů, tak přímo infiltrací neovulkanity do mesozoického nebo krystalinického podloží přispívá k obohacení podzemních vod ve výplni nebo v podloží pannonské pánve. Velmi nápadná je podobnost výskytů dudinských i budapeštských termálních vod při křižovatkách s.—j. tektoniky s tektonikou karpatského směru. Vzájemná spojitost těchto terem by však mohla být řešena až po prozkoumání přírodních center neovulkanitů v území Börzsöny a Pilis a po objasnění podílu infiltrovaných vod z neovulkanitů středního Slovenska do pannonské pánve. Vzhledem k uvedeným skutečnostem je s takovou dotací vod do pannonské pánve i do jejího podloží nutno reálně počítat (velikost této elevace zůstává zatím neurčena).

Vzhledem k závažnosti hydrologické bilance v neovulkanitech byl podrobněji propočten příklad pro hydrogeologický rok 1963—1964 (listopad 1963—říjen 1964). Z uvedených dat byl výpar vypočten dle vzorce Seljanina (in *N o s e k*, 1949), uvedené srážkové údaje jsou ze stanice MHÚ v Krupině, teplotní údaje ze stanice HMÚ v Bzovíku; výsledky jsou sestaveny v tab. 1.

Uvedená úvaha prokazuje možnost diskutovaných předpokladů a ukazuje současně nutnost dalšího výzkumu v řešení odtoku podzemních vod z vybraných dílčích povodí a podrobné studium veličiny výparu. Kromě toho bude nutno spolehlivě na vybraném povodí ověřit přesněji i hodnotu specifického odtoku povrchových vod.

Další výzkum v souvislosti s řešením hydrogeologických poměrů podloží neovulkanitů středního Slovenska bude proto nutno zaměřiti zvláště na řešení celkové vodní bilance neovulkanitů a neogenních sedimentů a na sestavení bilance vybraných dílčích povodí (bezesporu s použitím hydrogeologického mapování). Za nejpodstatnější považují zpracovat dílčí úseky v neproměněných vulkanitech, hydrotermálně metamorfované vulkanity vrcholových typů a pyroklastickou facií na neogenních sedimentech. Cílem těchto prací bude stanovit specifický odtok podzemních vod a na jeho základě řešit celkovou vodní bilanci i infiltrační poměry neovulkanitů středního Slovenska; kromě toho bude zapotřeby stanovit také úhrnné veličiny výparu.

Tabulka I

Měsíc	Měsíční úhrn srážek	Měsíční průměrná teplota	součet teplot v měsíci*	Výpar
listopad	30,5	6,64	nevypočítávány	
prosinec	14,6	— 4,97	nevypočítávány	
leden	0,2	— 8,92	nevypočítávány	
únor	29,3	— 1,80	nevypočítávány	
březen	23,8	+ 1,10	nevypočítávány	
duben	6,0	10,2	306,0	30,6
květen	23,1	13,4	415,4	41,54
červen	134,5	20,2	606,0	60,6
červenec	62,3	18,7	579,7	57,97
srpen	46,6	17,0	527,0	52,7
září	25,6	13,4	402,0	40,2
říjen	138,8	8,9	275,9	27,59
roční úhrn	535,2			311,20

* Poznámka: dle Seljaninova vzorce se výpar počítá jen v měsících, v nichž průměrná teplota převyšuje 8,0 °C; vyjádřen je v mm, odečteme-li výpar od srážek zbývá k dispozici 224 mm/rok,, výpar činí tedy 57,6 % srážek. Specifický odtok povrchových vod budeme uvažovat dle údajů O. D u b a (1954) v hodnotě 5,2 l/sec/km². Další srovnání provedeme pro dva typy povodí; odlišné dle ročního úhrnu srážek.

	typ I	typ II
roční úhrn srážek	535 mm	738 mm
roční výpar	311 mm	425 mm
zbývá	224 mm	313 mm
což představuje pro odtok	7,2 l/sec/km ²	9,9 l/sec/km ²
z toho odtok povrchových vod	5,2 l/sec/km ²	6,2 l/sec/km ²
zbývá buď jako předpoklad odtoku podzemních vod nebo jako dotace hlubších horizontů	2,0 l/sec/km ²	3,7 l/sec/km ²

Závěr

V souvislosti s řešením vulkanotektonických struktur neovulkanitů středního Slovenska a při provádění dalších prací na úkole Podloží neovulkanitů středního Slovenska shrnul jsem poznatky regionálních prací a provedl jejich aplikaci na souhrn

dosavadních znalostí o hydrogeologických poměrech zkoumané oblasti. Zejména jsem věnoval pozornost otázkám režimu, infiltrace a pohybu podzemních vod, a to zvláště v podloží neovulkanitů. Současně jsem vysvětlil hydrogeologický význam odlišné propustnosti velkých strukturních celků v podloží neovulkanitů a hydrogeologickou funkcí zlomů. Souhrn těchto problémů dovolil vyslovit předpoklad infiltrace srážkových vod z neovulkanitů až do pannonské pánve a spojitost výstupu termálních vod na křížování zlomů karpatského a severojižního směru. Za zvláště významné považuji zjištění hydrogeologického významu muráňsko-divínské linie. V závěru práce jsem předložil program dalšího výzkumu, který spočívá především v řešení specifického odtoku podzemních vod ve vybraných dílčích povodích a v řešení otázek celkové vodní bilance neovulkanitů středního Slovenska.

Lektoroval inž. E. K u l l m a n.

*Ústřední geologický úřad,
Praha*

LITERATÚRA

- [1] Buday T., in T. Buday—O. Kodym sen., M. Maheľ—M. Máška—A. Matějka—J. Svoboda—V. Zoubek, 1960: Tectonic Development of Czechoslovakia, NČSAV, Praha. — [2] Hynie O., 1956: Nové jímání minerální vody v lázních Dudincích u Levic na jižním Slovensku. Universita Carolina, Geologica, Vol. 2., Praha. — [3] Klír St., 1960: Hydrogeologické poměry revíru Františkovy šachty v Banské Štiavnici. Geologické práce, Zprávy 18, Bratislava. — [4] Klír St., 1965: Thermální vody středoslovenských neovulkanitů a jejich neogenního okraje. Geologické práce, Zprávy 35, Bratislava. — [5] Kuthan M., 1963: Tectonic Deformations of the central Slovakia Neovolcanic Region and the Relations between Volcanism and Tectonics. Geologické práce, Zprávy 28, Bratislava. — [6] Kuthan M., 1965: Rukopisná mapa se zákresem podloží neovulkanitů. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Schmidt E. R., 1959: Considerations Geomecaniques sur la formation des cratosynklinaux de la Hongrie. Ann. Inst. Geol. publ. Hung. Vol. XLIX/3, Budapest. — [8] Schmidt E. R., 1962: Magyarország vízföldtani atlasza. Budapest. — [9] Dub. O., (1954): Všeobecná hydrológia Slovenska. NSAVU, Bratislava. — [10] Nosek M., 1949: K problému sucha jižní části Dyjsko-svrateckého úvalu. Práce Moravsko-slezské Akademie přírodních věd, XXV/19.

STANISLAV KLÍR

HYDROGEOLOGICAL UNDERLIER OF CENTRAL-SLOVAKIAN NEOVOLCANITES

The author summarizes the results of regional works and applies them on the present-day informations about hydrogeological conditions of the region studied, in connection with the solving of volcano-tectonic structures of Central-Slovakian neovulkanites and by further works on the task of Underlier of Central-Slovakian neovulkanites. The author gave special attention to the questions of the regime, infiltration and movements of underground waters, and particularly in the neovolcanite underlier. Simultaneously hydrogeological importance of different

permeability of large structural units in the neovolcanite underlier and hydrogeological function of faults have been explained. Summary of these problems leads to the supposition about infiltration of rainfall waters from neovolcanites as far as to the Pannonian basin and continuity of the ascent of thermal waters upon the fault crossing with Carpathian and NS directions. The author considers especially important the hydrogeological significance of the *Muráň—Divín line*. In the conclusive part of the work, the author presents the programme of further investigation which consists first of all in the problem of specific runoff of underground waters in chosen partial river basins and in the solving of questions concerning general water balance of Central-Slovakian neovolcanites.

Translated by E. J a s s i n g e r o v á.

ONDREJ FRANKO

JUHOSLOVENSKÉ AKRATOTERMY

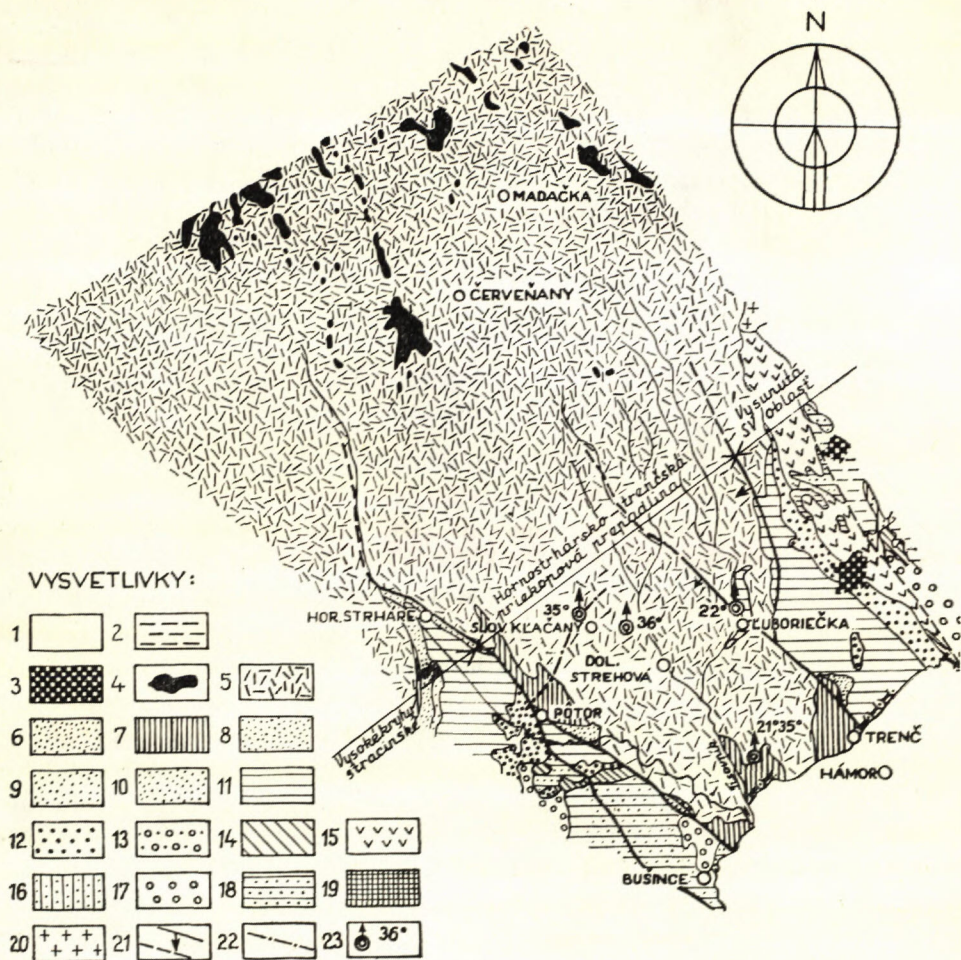
Juhoslovenská uhoľná panva (JUP) zaberá väčšiu časť Ipeľskej kotliny a menšiu časť Krupinskej vrchoviny — jej JV výbežok. Okrem uhlia a ďalších nerastných surovín je táto panva bohatá aj na minerálne vody, hlavne rôzne kyselky a termálne vody. Z minerálnych vôd majú osobitné postavenie (aj v Západných Karpatoch vôbec) obyčajné teplice (akratotermý až 36 °C), pochádzajúce z neogénnych (helvétskych) sedimentov; nazývam ich *juhoslovenské akratotermý*. Zistili sa pri prieskume uhoľného ložiska v r. 1946—55. Minerálne vody tejto oblasti som študoval v rokoch 1960—1961; v tomto príspevku sa stručne zaoberám akratotermami.

Akratotermý sú geograficky viazané na JV výbežok Krupinskej vrchoviny, vklinený medzi Ipeľskú a Lučenskú kotlinu, zhruba medzi obcami Ľuboreč, Trenč, Bušince a Horné Strháre (obr. 1). Je to územie s inverziou reliéfu; morfológicky predstavuje eleváciu, geologicky depresiu (obr. 2). Výrony teriem nastali z vrtov situovaných v údoliach strednej a južnej časti prepadliny, (pričom najteplejšie termý sú viazané na najhlbšie kryhy), a to na týchto lokalitách:

Ľuboriečka. Prameň termálnej vody bol narazený vrtom N-12 r. 1948 (V. Čechovič 1949). Terma pochádza zo spodnohelvétskych, tzv. produktívnych pieskov z hĺbky 168,40—171,4 m. Z vrtu na začiatku vytekalo 600 l/min. (10 l/sec.) vody, teplej 21 °C; v súčasnej dobe z vrtu vyteká 0,25—0,63 l/sec. vody s maximálnou teplotou 22 °C. Je to obyčajná terma kalcium-bikarbonátového typu s celkovou mineralizáciou 177,41 mg/l.

Dolná Strehová. R. 1951 bola vrtom M-4 narazená termálna voda v hĺbke 520 m (Š. Ďaďo 1955). Terma je zo spodnohelvétskych, tzv. produktívnych pieskov tesne pod uhoľným slojom (ktorý je od 519,70 do 520 m). Z vrtu vyteká 5—6 l/sec. vody teplej 35—36 °C. Je to obyčajná terma natrium-bikarbonátového typu, o celkovej mineralizácii 292,80 mg/l. Vrt je zabudovaný, voda sa využíva v letnom kúpalisku.

Obr. 1. Geologická mapa územia juhoslovenských akrototeriem:



1 — hlina, sutiny, aluviálne štrky a piesky (kvartér); 2 — íly, piesky a štrky poltárskej formácie (levant); 3 — pyroklastiká bazaltov (pliocén); 4 — pyroxenické andezity; 5 — pyroklastiká andezitov, 6 — andezitové piesky (4—6 tortón); 7 — slienité íly až slienité aleurity šlírovej formácie; 8 — slienité piesky; 9 — mangánové piesky (7—9 vrchný helvet); 10 — rzhakiové (onkoforové) piesky; 11 — íly nadložné; 12 — produktívne vrstvy — piesky, íly, uhoľné sloje (10—12 spodný helvet); 13 — zlepenec, ryodacitové tufy a tufity, pestré íly, ílovité piesky (burdigal); 14 — piesky, štrky, pieskovce a pestré íly (vrchný burdigal); 15 — pyroklastiká ryodacitov (burdigal); 16 — hrubo- a strednozrnné tufitické pieskovce s vložkami ryodacitových tufitov a s vrstvami ílov (spodný burdigal); 17 — jemno až strednozrnné pieskovce; 18 — slienité íly až aleurity s vložkami pieskov a pieskovcov (chat, resp. akvitán); 19 — kremence (spodný trias); 20 — kryštalínium; 21 — tektonické línie; 22 — línie geol. rezu; 23 — vrty.

Slovenské Kľačany. V r. 1951 bola vrtom M-5 narazená termálna voda v hĺbke 508,50—510,50 m (Š. Ďaďo 1955) zo spodnohelvétskych, tzv. produktívnych pieskov. Z vrtu vytekalo 6,35 l/sec. vody teplej 35 °C. Vrt nebol zabudovaný, takže výdatnosť sa v dôsledku zanášania vrtu stále znižuje (r. 1960 tieklo z vrtu 0,8 l/sec. vody teplej 34,7 °C; r. 1962 už len 0,125 l/sec. vody teplej 30 °C; t. č. je vrt už bez prelivu). Je to obyčajná terma nátrium-bikarbonátového typu.

Hámor: r. 1955 boli vrtom S-107 narazené dva horizonty termálnej vody (M. Brodňan 1957). Prvý horizont je (v hĺbke od 198 do 263,40 m) tvorený vrchnohelvétskymi mangánovými (198—235,65 m) a spodnohelvétskymi rzehákovými (235,65—263,40 m) pieskami. Spočiatku z vrtu vytekalo 1300 l/min. (21,6 l/sec.) vody teplej 21 °C. Je to obyčajná terma nátrium-bikarbonátového typu o celkovej mineralizácii 364,855 mg/l. Druhý horizont v hĺbke 342,65—380,30 m tvoria spodnohelvétske, tzv. produktívne piesky. Z vrtu po narazení vytekalo 3500 l/min. (58,3 l/sec.) vody teplej 35 °C. Vrt je uzavretý, voda sa nevyužíva.

Vznik akrototriem

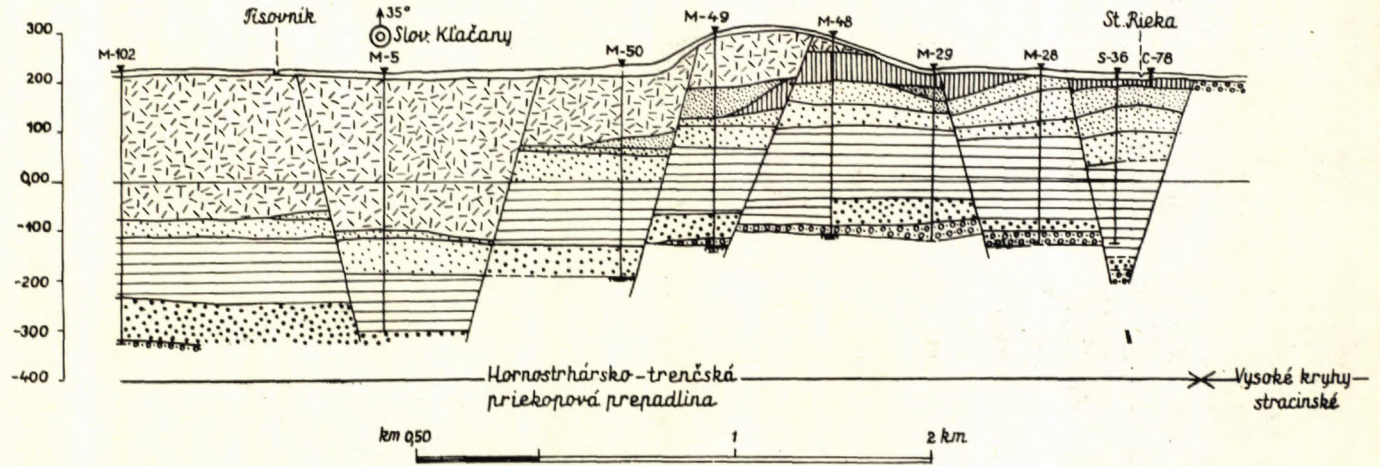
V sledovanom území, na ktoré sú viazané akrototriem, sú na povrchu takmer výhradne zastúpené terciérne sedimenty. V južnej časti v ich podloží sú kryštallické bridlice (Bušince — Homola 1958), v severnej časti spodnotriasové kremence (Horné Strháre; Brodňan—Ciesarik 1951), ktoré vystupujú pri Brusníku na povrch (Čechovič 1952). Terciér zastupujú sedimenty rupelu, chatu, burdigalu, helvéty a tortónu (Čechovič 1952).

Termálne vody pochádzajú z piesčitých vrstiev helvéty: tzv. produktívne vrstvy — *spodný horizont*; tzv. rzehákové a mangánové vrstvy a vápnité piesky — *vrchný horizont*. Medzi oboma horizontmi sú tzv. nadložné íly (nad slojami) až 200 m mocné. Medzi vrchným horizontom a nadložnými tortónskymi pyroklastikami na báze s pieskami ležia šlírové vrstvy (cca 50—80 m).

Po stránke tektonickej juhoslovenská uhoľná panva predstavuje oblasť silne porušenú zlomovou tektonikou smeru SZ—JV, ktorá rozbíja panvu na sústavu hrastí a priekopových prepادلín. Zlomové štruktúry sa vyvíjali už v tortóne, ale hlavne po tortóne (Čechovič 1952; Vass 1962).

Termálne vody sú viazané na tzv. *hornostrhársko-trenčskú priekopovú prepadlinu*, obmedzenú na V zlomom na čiare Luboreč—Trenč a susediacu s tzv. vysunutou SV oblasťou. Na Z je obmedzená zlomom na čiare Horné Strháre—Bušince a susedí s tzv. vysokými kryhami stracinskými. Vznik akrototriem je podmienený priaznivými geologickými a tektonickými pomermi územia, a to priaznivým vývojom kolektorov podzemných vôd v helvéte a mladou zlomovou tektonikou.

Prvý faktor spôsobil, že v spodnom helvéte sa v sladkovodných jazerách na báze usadili tzv. produktívne vrstvy, ktoré ležia diskordantne na nepravidelne vyvinutých terestrických štrkových vrstvách vrchného burdigalu (Vass 1962).



O b r. 2. Geologický profil územím juhoslovenských akrototeriem.

Produktívne vrstvy (30—50 m) sú zložené prevažne z pieskov, menej z piesčitých a uhoľných ílov. V týchto sedimentoch sú uložené uhoľné sloje. Na báze súvrstvia sú íly, vápnicité a ílovité piesky a na nich spodný uhoľný sloj. Nad ním leží cca 20 m mocná vrstva jemno a strednozrnných pieskov a ílov rôznej piesčitosti, ktoré navzájom vyklíňujú. Na nej je stredný uhoľný sloj a nad ním tzv. medzislojové piesky (15—30 m) jemno až strednozrnné, miestami zaílované, prípadne s vložkami ílov. Potom nasleduje vrchný uhoľný sloj a nad ním v južnej časti územia tzv. nadložné íly, v severnej časti medzi vrchným slojom a nadložnými ílami ešte 10—20 m mocná vrstva prachových a jemnozrnných pieskov.

V území tzv. vatoveckej medzikryhy, ktorá je súčasťou hornostrhársko-trenčskej priekopovej prepadliny, je podľa Račického (1964) zastúpenie jednotlivých typov hornín takéto: piesky 82,1 %, íly 13,5 % a uhoľné sloje 4,4 %. Granulometrické zloženie pieskov produktívneho súvrstvia sa mení horizontálne i vertikálne; tým sa mení aj súčiniteľ filtrácie. Pre produktívne piesky vatoveckej medzikryhy udáva Račický (1964) hodnotu $k = 0,5$ m/deň. Sú tu však aj dobré priepustné úseky (14,2 a 75,0 m/deň). Z celého súvrstvia sú hydrogeologicky najpriaznivejšie tzv. medzislojové piesky (medzi vrchným a stredným uhoľným slojom). Piesky produktívneho súvrstvia vytvárajú jednotný horizont podzemnej vody.

Ten istý faktor spôsobil, že aj na konci spodného helvétu sa v silne vysladenej brakickej lagúne konkordantne usadili na tzv. nadložných (nadslojových) íloch tzv. rzhakiové (onkofórové) piesky a na nich začiatkom vrchného helvétu (tiež konkordantne, ale už v morskom prostredí) tzv. mangánové piesky (Vass 1962), ktoré pozvoľne prechádzajú cez slienité piesky do slienitých až piesčito-slienitých ílov v šlirovom vývoji.

Rzhakiové piesky sú jemno až strednozrnné, slienité, s nepravidelnými vložkami a polohami ílov (obsah CaCO_3 okolo 15 %, niektoré polohy sú však až odvápnené). Piesky sú mocné 30—40 m.

Mangánové piesky sú jemno až hrubozrnné s polohami pevných, miestami kremitých pieskovcov a s vložkami ílov. V pieskoch sú časté šmuhy, nepravidelné polohy a impregnácie kyslíčnikov Mn. Odvápnenie pieskov (ide o morský sediment) mohlo nastať iba účinkom cirkulácie podzemných vôd, čiastočne pred tortónom a po ňom, keď ich erózia odkryla na väčších plochách a tak boli vystavené infiltrácii povrchových vôd (Vass 1962). Mocnosť pieskov sa pohybuje medzi 40 a 50 m.

Slienité piesky v ich nadloží sú jemno- až strednozrnné s vložkami slienitých, piesčitých ílov; sú mocné okolo 10—20 m. Pre všetky tri druhy pieskov ako pre celok udáva Račický (1964) pre sev. časť vatoveckej medzikryhy hodnotu $k = 0,1$ —1 m/deň. Všetky tri druhy pieskov (rzhakiové, mangánové a slienité) vytvárajú jednotný horizont podzemnej vody.

V dôsledku pôsobenia mladej tektoniky sa spomínané dva horizonty podzemnej vody dostali v študovanom území do pomerne väčších hĺbok (spodný až do 500 m), takže sa studená podzemná voda teplom hornín stala termálnou. Teplota vody do hĺbky stúpa v závislosti od geotermického stupňa, ktorý pre horniny tortónu a helvétu činí cca 18 m (vypočítaný zo známej teploty vody a hĺbky uloženia horizontu). Priemerná ročná teplota je $+7,8$ °C, indiferentné pásmo sme uvažovali 20 m.

Ako vidieť obidva faktory sa podieľajú na vzniku akratoteriem. Prvý faktor podmienil vznik dvoch čo do litológie, zrnitosti a salinity vhodných a pomerne mocných,

od seba oddelených kolektorov, vytvárajúcich dva samostatné horizonty studenej obyčajnej podzemnej vody. Druhý faktor podmienil priamo vznik teriem, ktoré v závislosti od prvého faktora sú akratotermami. Možno teda povedať, že vznik akratotermiem súvisí s paleogeografickým vývojom územia v miocéne až kvartére.

Piesky produktívneho súvrstvia tvoria jednotný horizont artézskych obyčajných termálnych vôd (spodný) s viacerými podhorizontmi. S ním hydraulicky súvisia aj podložné štrky a piesky vrchného burdigalu (R a č i c k ý 1964), na ktorých ležia produktívne vrstvy. Maximálna doteraz známa teplota vody z horizontu je 36 °C, výdatnosť 5 l/sec; 6,5 l/sec; 10 l/sec; a 58,3 l/sec (zo zabudovaného vrtu M-4 v Dolnej Strehovej stále vyteká 5—6 l/sec). Chemizmus vôd (viď rozbor) sa s hĺbkou horizontu mení z kalcium-bikarbonátových na natrium-bikarbonátové s mineralizáciou zhruba od 180 do 425 mg/l. Z plynov termy obsahujú N a CH₄ (vrt M-4: až 79 % N₂ a 13 % CH₄; vrt M-5: až 55 % N₂ a 40 % CH₄).

Rozbor vôd

Lokalita prameň	Baňa Dolina I pracovisko 107 0—40 m	Euboriečka vrt N-12 170 m	D. Strehová vrt M-4 520 m	Slov. Kľačany vrt M-5 510 m	Hámor vrt S-107 198—263 m
dátum odberu	30. 9. 1960	23. 2. 1961	23. 9. 1960	23. 9. 1960	27. 5. 1959
teplota vzduchu	15,0	3,0	18,0	20,5	20,0
teplota vody	12,0	20,5	35,7	34,4	21,5
pH	6,5	6,7—7,0	7,4—7,5	7,3—7,5	7,5—7,6
CO ₂ mg/l	17,82	22,18	9,38	14,07	21,78
H ₂ S mg/l	neg.		neg.	neg.	
Li mg/l	stopy	0,013	stopy	< 0,05	
Na mg/l	7,0	13,8	65,3	98,7	56,626
K mg/l	0,8	4,5	5,3	6,0	31,709
Ca mg/l	28,8	21,12	6,91	10,54	13,447
Mg mg/l	12,7	5,44	0,22	1,1	2,967
Fe mg/l	stopy	0,48	0,88	0,6	0,320
Mn mg/l	neg.	0,23	neg.	neg.	—
Cl mg/l	7,75	4,93	2,82	4,93	3,624
SO ₄ mg/l	67,2	11,73	2,26	2,59	3,704
HCO ₃ mg/l	76,59	115,17	209,11	300,3	252,558
Celková mineralizácia	200,92	177,41	292,30	424,81	364,855

Rozbor plynov

Lokalita	prameň	dátum odberu	rozbor previedol	odplyn ml/l	O ₂ %	N ₂ %	CH ₄ %	Ar %
Dolná Strehová	vrt M-4	1. 10. 1960	M. Keclíková ČND, VÚN Brno	19,2	7	79	13	1
Slovenské Kľačany	vrt M-5	29. 9. 1960	M. Keclíková ČND, VÚN Brno	24,8	4	55	40	1

Analýzy vody vyhotovil S. Gazda, GÚDŠ, Bratislava.

Rzehákové a mangánové piesky (miestami tiež slienité piesky v ich nadloží) tvoria tiež jednotný horizont artézskych obyčajných termálnych vôd (vrchný). V tomto horizonte sa termálna voda našla len vo vrte S-107 v Hámori (21,6 l/sec vody teplej 21 °C). Voda je natrium-bikarbonátového typu s mineralizáciou cca 365 mg/l.

Pôvod akrototériem

Na posúdenie pôvodu akrototériem je v prvom rade potrebné poznať teplotu a chemizmus vôd a geologicko-tektonické pomery územia a jeho okolia (aby sa mohli posúdiť infiltračné oblasti).

Názory na pôvod termálnych vôd nie sú jednotné [tak M a h e l (1952) predpokladá, že do pieskov produktívneho súvrstvia nastáva príron teriem z mezozoického podložía, t. j. že termy pochádzajú z podložného mezozoika]. Ako som spomenul, v podloží terciérnych sedimentov sú hlavne v južnej časti územia kryštalické bridlice, v severnej časti spodnotriasové kremence. Na povrch vychádzajú spodnotriasové kremence len pri Brusníku v sev. časti. Termálne vody Západných Karpát pochádzajúce z mezozoických hornín sú viazané na karbonáty (t. j. vápence a dolomity), pričom sú ovplyvnené sedimentmi sadronosného werfenu a sčasti aj keupra. Karbonáty slúžia ako infiltračné úseky, resp. ako kolektory vôd. V skúmanom území a jeho širšom okolí však na povrch nikde nevystupujú, takže nemôžu slúžiť za infiltračnú oblasť. Mohli by však tvoriť kolektory, resp. drény vôd infiltrujúcich do terciérnych sedimentov, v našom prípade do tortónskych pyroklastík, keby sa v ich podloží nachádzali. V podloží sú však z mezozoických hornín známe len spodnotriasové kremence, aj to len v sev. časti územia. Za predpokladu, že by sa v podloží (hlavne v užšom území s výskytom akrototériem, kde podložie nebolo doteraz zistené) nachádzali, malo by sa to odraziť v chemizme teriem.

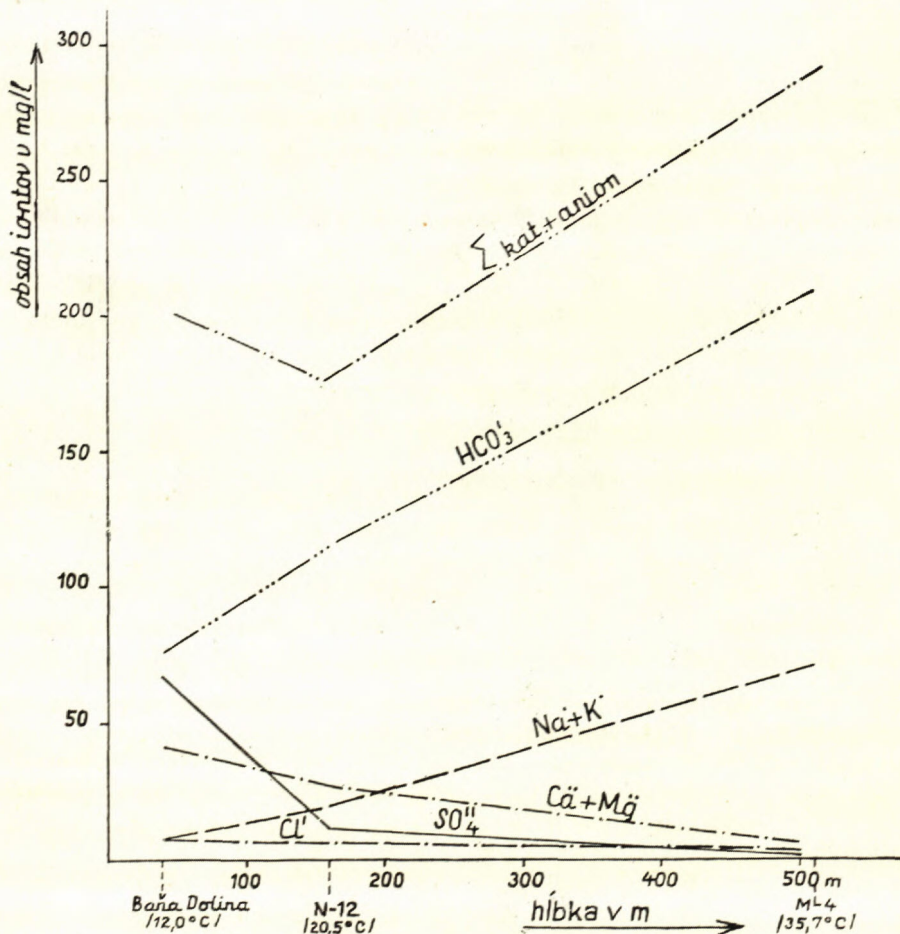
Termy pochádzajúce z mezozoických karbonátov predstavujú jednotný chemický typ vôd. Podľa solí sú to vody zemité, zemito-sadrovcové a sadrovcové s mineralizáciou od 500 až 800 mg/l do 3000 mg/l (ojedinele až 4000—6000 mg/l). Z plynov obsahujú hlavne CO₂ a H₂S. Tieto termy sú pri prestupe cez terciérne sedimenty viac alebo menej metamorfované iontovýmennými reakciami, vyluhovaním, alebo premiečaním s terciérnymi vodami, nikdy však nie natoľko, aby sa ich pôvodný charakter úplne zastrel.

Akrototermny študovanej oblasti sa však zásadne líšia chemizmom od teriem karbonátov mezozoika. Sú slabo mineralizované, s hĺbkou sa postupne menia z kalcium-bikarbonátového na natrium-bikarbonátový typ. Ich nízka mineralizácia je ovplyvnená prostredím, v ktorom cirkulujú, resp. akumulujú. Spodný horizont vznikol v sladkovodnom prostredí, vrchný v brakickom, silne vysladenom (rzhakiové piesky) a morskom (mangánové piesky), pričom mangánové piesky boli neskoršie odvápnené. Aj najmladšie sedimenty (tortónske pyroklastiká), v ktorých sa predpokladajú infiltračné oblasti (viď ďalej) sú prevažne jazerné (sladkovodné) a kontinentálne; morská je len bazálna časť súvrstvia. Vody z nich sú nízko mineralizované (do 250 mg/l), typu kalcium-bikarbonátového, s prítomnosťou natrium-bikarbonátovej zložky.

Zmena typu vody smerom do hĺbky je spôsobená, ako je známe tým, že rozpustnosť Na a K-solí rastie so zvyšovaním teploty (do hĺbky) a Ca-solí sa znižuje (obr. 3). V našom prípade môže k zmene typu vody (smerom do hĺbky) prispieť navyše pomalá výmena vody;

s tým môže súvisieť aj zvýšený obsah Na v termách. Obsah plynov, hlavne CH_4 , poukazuje na silne redukčný charakter teriem (preuhľňovacie procesy). Koeficient redukčnosti $K_{\text{O}_2}^{\text{N}_2}$ (Michalíček — Květ 1960) z vrtu M-4 činí 11,3, z vrtu M-5 až 13,7; N je asi zväčša atmosférického pôvodu, načo poukazuje nízka hodnota koeficienta uhľovodíkového zaplnenia $K_{\text{N}_2}^{\text{CH}_4}$ (Janák 1955, 1956): z vrtu M-4 činí 0,15, z vrtu M-5 0,67.

Čo sa týka teploty teriem (max zistená 36°C), mohlo by sa na prvý pohľad zdať, že hĺbka 500 m, z ktorej termy pochádzajú, je malá na získanie 36°C teploty. Preto by sa bolo možné domnievať, že termy pochádzajú z hlbšieho podložja (predpokladaných mezozoických karbonátov), odkiaľ vystupujú a akumulujú v horizonte produktívneho súvrstvia. Hodnota geotermického stupňa (cca 18 m) sa však zhoduje s hodnotami neogénnych nížin a kotlín Západných Karpát. Z tejto zhody možno potom usúdiť, že hĺbka cca 500 m je v tortón-helvétskych sedimentoch tejto oblasti dostatočná na získanie takejto teploty. Navyiac tu treba ešte počítať s podstatným zmenšením geotermického stupňa a tým aj so stúpaním teploty v produktívnom súvrství, kde prebiehajú preuhľňovacie procesy.



Obr. 3. Zmena obsahu jónov vo vode z produkt. pieskov v závislosti na hĺbke a teplote vody.

Z týchto našich úvah vyplýva, že termy pochádzajú z horizontov, v ktorých boli navrátené; sú to *neogénne akrototerm*y.

Ostáva ešte zodpovedať otázku, či ide o vody kontinentálneho pôvodu, t. j. či majú infiltračné oblasti, alebo o vody fosílné, t. j. o vody bez výmeny, prípadne s obmedzenou výmenou. Infiltračné oblasti, resp. možnosti napájania horizontov termálnych vôd neboli podrobnejšie skúmané. Ale z geologických a tektonických pomerov územia, z chemizmu vody, obsahu plynov a zo stáleho výtoku termy (vrt M-4 v Dolnej Strehovej) možno usúdiť, že ide o vadóznou vodu so stálou výmenou. Infiltračnými oblasťami by mohli byť najmä piesky uvedených horizontov akrototeriem, ktoré však v predmetnom území, t. j. v hornostrhársko-trenčskej priekopovej prepadline na povrch nevystupujú (ojedinele len rzhakiové a mangánové piesky). Napájanie teriem vadóznou vodou z produktívnych pieskov vystupujúcich na povrch tesne pri západnom okraji prepadliny (oblasť Žihlava—Pôtor—Slatinka) R a č i c k ý (1964) z hydraulických a tektonických príčin vylučuje. Podľa neho majú podzemné vody produktívneho súvrstvia tzv. vátoveckej medzikryhy generálny smer prúdenia S—J a výška skoku hlavnej poruchy medzi hornostrhársko-trenčskou priekopovou prepadlinou a vysokými kryhami stracinskými neumožňuje vzájomný styk tohto horizontu. Len na krátkom úseku pri obci H. Strháre sa na zlome stýkajú na povrchu piesky vrchného horizontu.

Kde teda hľadať infiltračné oblasti? Podľa R a č i c k é h o (1964) zistenia (o smere prúdenia podzemných vôd v produktívnom súvrství) by sa mali nachádzať na S územia, budovaného pyroklastikami neovulkanitov. Tomu odpovedá aj zistenie C i e s a r i k a (1961) o rozšírení jednotlivých helvétskych vrstiev smerom na sever a V a s s a (1964) o predtortónskej denudačnej redukcii helvétskych vrstiev. Čím ďalej na sever, tým na starších sedimentoch helvéty ležia tortónske pyroklastiká (v okolí Madačky už na kryštaliniku, ktoré tu vychádza priamo na povrch). Šírove vrstvy vyklíňujú zhruba na čiare medzi Hor. Strhármí a Slovenskými Kľačanmi. Severnejšie ležia pyroklastiká priamo na pieskoch vrchného horizontu a tvoria ich infiltračnú oblasť. Tzv. nadložné íly nad spodným horizontom vyklíňujú v okolí Červeňan. Severnejšie ležia pyroklastiká priamo na pieskoch spodného horizontu, prípadne na bazálnom detritickom súvrství terciéru a tvoria ich infiltračnú oblasť. Oba horizonty môžu byť navyiac napájané na zlomoch, keď sa s nimi pyroklastiká laterálne stýkajú a keď sa spodný horizont stýka s vrchným. V tejto súvislosti treba ešte pripomenúť, že prirodzené pramene teriem v predmetnom území nevyvierali, čo poukazuje na tesnosť zlomov v priekopovej prepadline (M a h e ľ 1952). O ich tesnosti možno hovoriť nielen smerom do nadložia (utesnené sú hlavne v 200 m mocných nadložných íloch), ale aj do podložia, nakoľko slané vody chiatu sa v popisovaných akrototermách neuplatňujú.

Doteraz sa termálna voda v študovanom území exploatuje len jedným vrtom M-4 v Dolnej Strehovej. Možnosti získania ďalších zdrojov rozhodne sú; predtým ale treba uskutočniť podrobnejší hydrogeologický výskum a stanoviť množstvo ťažobných vrtov a odoberanej termy. Doteraz sa termá z vrtu M-4 v Dolnej Strehovej využíva len v malom letnom bazéne pre rekreačné účely. Vzhľadom na blízkosť banického sídliska vo Veľkom Krtíši a okolitých obcí bolo by vhodné vybudovať tu komplex rekreačných zariadení s otvorenými a krytými bazénmi. Najväčšie možnosti využitia termy sú v záhradníctve (vykurovanie skleníkov), najmä na vrte S-107 v Hámori, kde možno vybudovať aj rekreačné zariadenie pre Lučenec a priľahlé okolie. (Treba ešte poznamenať, že v celej Ipeľskej a Lučenskej kotline niet iných prirodzených zdrojov termálnych vôd.) Tieto vody sú navyše obyčajné termy s nízkou mineralizáciou a bez CO₂, teda najvhodnejšie hlavne pre rekreačné využitie).

Záver

Poznatky o juhoslovenských akratotermách možno zhrnúť takto:

(1) V Západných Karpatoch sú len jedny akratotermy o pomerne vysokej teplote (36 °C), pochádzajúce z neogénnych (helvétskych) sedimentov; sú to juhoslovenské akratotermy. Majú tu preto osobitné postavenie. Geograficky sú viazané na JV výbežok Krupinskej vrchoviny, geologicky na tzv. hornosthrásko-trenčskú priekopovú prepadlinu.

(2) Termy sú v dvoch helvétskych horizontoch; v spodnom, tvorenom tzv. produktívnymi vrstvami (pieskami) a vo vrchnom, tvorenom rzhákióvymi, mangánovými a slienitými pieskami. Spodný horizont sa nachádza v max. hĺbke 520 m, vrchný 200—260 m. Teplota teriem sa pohybuje od 21 do 36 °C, výdatnosť na jeden vrt od 5 l/sec. do cca 58 l/sec. Po stránke chemickej ide o obyčajné teplice natriumbikarbonátového typu, s mineralizáciou od 180 do 425 mg/l. Chemický typ vôd sa mení s hĺbkou horizontu (a tým s teplotou) z kalcium-bikarbonátových studených vôd na natrium-bikarbonátové termálne vody.

(3) Termy vznikli vďaka priaznivým podmienkam vývoja kolektorov podzemných vôd v helvéte a mladej zlomovej tektonike, resp. priaznivému paleogeografickému vývoju územia a jeho okolia v miocéne až kvartére. Prvý faktor podmienil vznik vhodných piesčitých horizontov, druhý (mladá zlomová tektonika) priamo vznik termálnych vôd.

(4) Po stránke genetickej sú to v zmysle H y n i e h o (1963) kontinentálne termy vadózne, pochádzajúce z neogénnych (helvétskych) sedimentov. Teplotu získavajú z hornín v závislosti na geotermickom stupni (ktorý je tu cca 18 m). Minerálne látky pochádzajú z tortónskych a helvétskych sedimentov; CH₄ vzniká pri preuhľňovacích procesoch (redukčný charakter teriem), N je pravdepodobne zväčša atmosférického pôvodu. Infiltračné oblasti sa predpokladajú v severnej časti územia,

a to pre vrchný horizont S od Slovenských Kľačian a pre spodný horizont S od Červeňan. Predstavujú ich tortónske pyroklastiká, ktoré v severnej časti územia ležia priamo na uvedených horizontoch.

(5) Celkove sa vrtmi doteraz zistilo z vrchného horizontu cca 20 l/sec; zo spodného cca 80 l/sec. termálnej vody, spolu cca 100 l/sec. Významná je hlavne terma spodného horizontu o teplote 36° C (cca 70 l/sec). Zatiaľ sa doteraz využíva len 5—6 l/sec. v Dolnej Strehovej. Možnosti získania ďalších využívateľných zdrojov sú pomerne značné. Predtým ale treba uskutočniť podrobný hydrogeologický prieskum pomocou vrtov.

Lektoroval pg. L. Melioris.

*Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Brodňan M., 1957: Výpočet zásob juhoslovenskej uhoľnej panvy k 1. 1. 1957. Problém: Modrý Kameň — západ, stredná časť CO₂ pásmo. Rukopis. — [2] Brodňan M. — Ciesarik M., 1959: Výpočet zásob juhoslovenskej uhoľnej panvy k 1. 9. 1959. Problém: Vátovce. Rukopis. — [3] Ciesarik M., 1962: Záverečná zpráva s výpočtom zásob juhoslovenskej uhoľnej panvy — Vátovce — hnedé uhlie, so stavom k 1. 12. 1961. Rukopis; Geofond Bratislava. — [4] Čechovič V., 1950: Zpráva o prieskume juhoslovenskej uhoľnej panvy v r. 1946—1949. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [5] Čechovič V., 1952: Geológia juhoslovenskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Zošit 33, Bratislava. — [6] Čechovič V., 1961: Ročná zpráva o geologickom mapovaní na liste Modrý Kameň (M-34-135-B) v r. 1960. Rukopis; Archív GÚDŠ Bratislava. — [7] Čechovič V. — Vass D., 1962: Záverečná zpráva za úlohu 02-A-1 (časť úlohy 02-A-III) — Základný geologický výskum a mapovanie v M = 1 : 20 000 a 1 : 50 000, spojený s edíciou máp 1 : 50 000, list M-34-135-B (Modrý Kameň), časť sedimenty. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [8] Ďaďo Š., 1954: Zhodnotenie prieskumných prác v juhoslovenskej uhoľnej panve — pásmo CO₂ k 20. 11. 1954. Rukopis. — [9] Ďaďo Š., 1955: Výpočet zásob k 1. 1. 1955. Juhslovenská uhoľná panva. Problém: Modrý Kameň — západ a CO₂ pásmo. Rukopis. — [10] Ďaďo Š., 1955: Výpočet zásob k 1. 10. 1955. Juhslovenská uhoľná pánva. Problém Modrý Kameň — východ (Luboriečka). Rukopis. — [11] Franko O., 1960: Základný hydrogeologický výskum juhoslovenskej uhoľnej pánvy vo vzťahu k CO₂. (Predbežná zpráva za r. 1960.) Rukopis; Archív GÚDŠ Bratislava. — [12] Franko O., 1961: Pôvod CO₂ v Juhslovenskej uhoľnej pánve a možnosti odplyňovania. Rukopis prednášky vo Veľkom Krtíši 20.—23. VI. 1961. — [13] Franko O., 1964: Vysvetlivky ku generálnej mape nerastných surovín — minerálne vody — list M-34-XXXII (Zvolen). Rukopis; Geofond, Bratislava. — [14] Franko O., 1962: Minerálne vody Juhslovenskej uhoľnej pánvy. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [15] Franko O., 1964: Problematika výskumu termálnych vôd Slovenska. Geologické práce, Zprávy 32, Bratislava. — [16] Hano V., 1951: Zpráva o geologickom prieskume severného okraja juhslovenskej uhoľnej pánvy v r. 1950. Rukopis. — [17] Homola V. — Janák J., 1958: Oporná vrtba Bušince 1 v juhslovenskom oligocéne (okres Lučenec). Práce ústavu pro naftový výzkum, svazek X, práce 41, Brno. — [18] Hynie O., 1963: Hydrogeologie ČSSR II; Minerálne vody, N ČSAV, Praha. — [19] Janák J., 1955: Chromatografická plynová prospekce z hlubinných vod. Věstník ÚÚG, roč. XXX, Praha. — [20] Mahel M., 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologický stavbu. Práce Štátneho geologického ústavu, Zošit 27, Bratislava — [21] Mahel M., 1952:

Hydrogeologický posudok Modrokamenskej uhoľnej oblasti. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [22] Michalíček M. — Květ Q., 1960: Obsah dusíku a kyslíku v minerálních vodách. Práce Výzk. úst. čs. naftových dolů, sv. XVI, publ. 62—70, Praha. — [23] Račický M., 1964: Hydrogeologické pomery vátoveckej medzikryhy v Juhoslovenskej uhoľnej pánve. Geologické práce, Zprávy 32, Bratislava. — [24] Vass D. — Tomášek B., 1963: Elevácia predtercierného podložia pri Šahách. Geologické práce, Zprávy 27, Bratislava. — [25] Vass D., 1964: Tektogenézia Ipeľskej kotliny v miocéne. Rukopis, kandidátska práca. — [26] Zýka V., 1955: Geochemie minerálních vod v oblasti Šafárikovo—Lučenec—Levice. Geologické práce, Zprávy 3, Bratislava.

ONDREJ FRANKO

SÜDSLOWAKISCHE AKRATOTHERMEN

Die südslowakischen Akratothermen nehmen im westkarpatischen Raum der Slowakei eine besondere Stellung ein. Sie sind die bisher einzig bekannten Thermalwässer, die aus den neogenen (Helvet-) Schichten stammen. Geographisch sind sie an die SE Ausläufer des Gebirges Krupinská vrchovina, geologisch an die Horné Strháre—Trenč—Depression (welche zum südslowakischen Kohlenbecken gehört) gebunden. Die Thermalwässer befinden sich in zwei Helvet-Horizonten, und zwar im tieferen, gebaut aus sog. produktiven Schichten — Sanden, und im höheren mit Rzehakia-, Mangan- und mergeligen Sanden. Der tiefere Horizont ist etwa 30—50 m mächtig und befindet sich 520 m tief, der höhere (etwa 65—100 m mächtig) bis 200 m tief unter der Oberfläche.

Die Temperatur der Akratothermen bewegt sich zwischen 21 und 36 °C, die Ausgiebigkeit einer Bohrung zwischen 5 L/sec. und 58 L/sec. In chemischer Hinsicht handelt es sich um sog. gemeine Thermalwässer (Akratothermen) des Na-Bicarbonat-Typus mit Mineralisation zwischen 180 und 425 mg/Liter. In die Tiefe ändert sich mit der Temperatur auch der Charakter der Wässer (von kalten Ca-Bicarbonat-Wässern zu Na-Bicarbonat-Thermalwässern).

Die Entstehung der Akratothermen ist durch günstige Bedingungen der Grundwässer in den Helvet-Schichten, durch junge Bruchtektonik, bzw. durch günstige paläogeographische Entwicklung des Gebietes im Miozän bis Quartär bedingt. Dank dem ersteren Faktor haben sich geeignete Sandhorizonte gebildet; durch den zweiten Faktor-junge Bruchtektonik-konnten eben die Akratothermen entstehen. Genetisch handelt es sich im Sinne Hyni'e's (1963) um kontinentale vadöse Thermalwässer, deren Temperatur von der Tiefe der Muttergesteine (in Abhängigkeit vom geothermischen Gradient, der da etwa 18 m beträgt) abhängig ist. Die anwesenden Mineralien stammen aus den Torton- und Helvet-Gesteinen; CH₄-Gehalt ist an Verkohlungsprozesse zurückzuführen.

Die Infiltrationsgebiete vermuten wir im nördlichen Teil des Gebietes. Sie werden aus pyroklastischen Gesteinen des Torton gebaut, die in diesen nördlichen Gebieten den oben erwähnten Wasser-haltigen Horizonten direkt auflagern.

Insgesamt wurde bisher in den Bohrungen (L-12 Luboriečka, M-4 Dolná Strehová, M-5 Slovenské Kľačany, S-107 Hámor) aus dem höheren Horizont bis 20 L/sec., aus dem tieferen cca 80 L/sec. Thermalwasser (insgesamt also 100 L/sec.) gewonnen. Wie auch aus diesen Daten zu entnehmen ist, spielt der tiefere Horizont eine viel wichtigere Rolle, besonders wenn man auch die Wassertemperatur dieses Horizontes berücksichtigt (36° C). Leider nur ein unbedeutender Teil dieser Quellen (etwa 5—6 L/sec.) wird ausgenutzt.

*Geologisches Institut D. Štúr's
Bratislava*

STANISLAV GAZDA — BLAHOŠLAV ČÍČEL

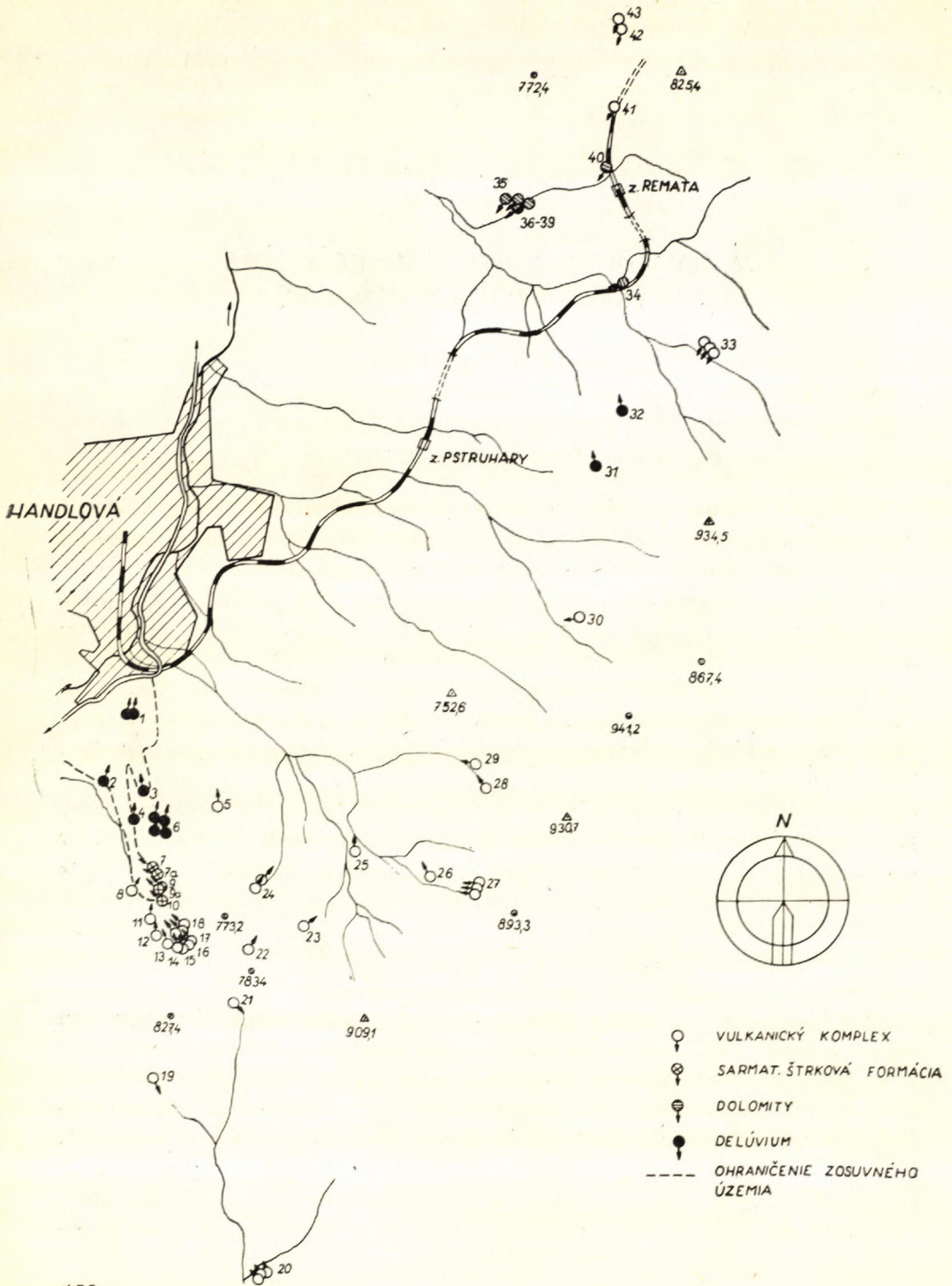
MINERALOGICKO-GEOCHEMICKÉ ŠTÚDIA ZOSUVNÉHO ÚZEMIA V HANDLOVEJ

II. GEOCHÉMIA PODZEMNÝCH VÔD

Táto práca zhodnocuje hydrogeochemické pomery širšieho okolia zosuv. územia v Handlovej. Hydrogeochemický výskum naväzoval na hydrogeologický výskum zosuvnej oblasti, ktorého výsledky sú zhrnuté v správach Pospíšila (1961), Macha, Tužinského a Jakubca (1961), Dorotjaka, Gazdu, Halouzku, Škvarku a Vaškovského (1961). Dokumentačný materiál (68 chemických analýz vôd, 30 spektrálnych kvalitatívnych analýz vôd) sme zhodnotili konvenčnými metódami interpretácie (Palmerove indexy, pomocné charakterizačné koeficienty Mg/Ca, Na/K, SO₄/M atď.). Z rozsiahleho materiálu uvádzame iba časť potrebnú pre názornú ilustráciu. Ku grafickej interpretácii sme zvolili trilineárny diagram A. M. Pipera (1944). Priložená mapa ilustruje sieť dokumentačných bodov, o ktoré sa v práci opierame. Prerušovanou čiarou je znázornené vlastné zosuvné územie, ktorého dokumentáciu (situácia hg-vrtov a odvodňovacích štôlní) uvedieme v záverečnej práci. Rôznou šrafúrou je znázornená genetická príslušnosť jednotlivých prameňov.

Makrochemizmus podzemných vôd

Na základe detailnej analýzy geologickej stavby, hydrogeologického charakteru hornín a chemizmu vôd rozdeľujeme podzemné vody skúmaného územia na tieto genetické typy: vody dolomitického komplexu, vody zvetranej zóny paleogénu, vody tortónskych tufitov, vody sarmatskej štrkovej formácie, vody vulkanického komplexu sarmatu, vody kvartérnych svahových pokryvných útvarov (delúvium). Každý z týchto horizontov je charakterizovaný určitým chemizmom (mineralizácia, zastúpenie jednotlivých komponentov v soľnom obsahu vôd a vzťahy medzi nimi, rozdielne hodnoty charakterizačných koeficientov, rozdiely v asociácii stopo-



vých prvkov atď.), ktorý je dôsledkom komplexu rozkladných, rozpúšťacích a výmenných chemických i fyzikálno-chemických procesov, ovplyvnených hlavne mineralogicko-chemickým charakterom hornín, stupňom ich zvetrania a podmienkami cirkulácie podzemných vôd (rýchlosť, množstvo) atď.

Vody dolomitov

Najjužnejšie výbežky jadrového pohoria Žiar dosahujú na SV Handlovskú kotlinu. Obalová séria tohto pohoria je na okrajoch skúmaného územia prekrytá krížňanským príkrovom, na ktorom leží chočský príkrov, zastúpený monotónnym súvrstviem dolomitov (Biely 1957), ktoré v dôsledku svojej rozpukanosti sú priepustné, o čom svedčí rad prameňov, vytekajúcich z nich pravdepodobne na styku s nepriepustným podložím (hydrogeologicky pasívne súvrstvie titón-neokom). Odkryvy neokomu zistil v okolí Rematy Pospíšil (1961). Pomerne nízka výdatnosť týchto prameňov (0,1–0,6 l/s) neprekvapuje. V dolomitických terénoch je častým zjavom. S výdatnejšími vývermi z dolomitov sa stretávame iba tam, kde morfológia nepriepustného podložia vytvára vhodné podmienky pre sústredenie väčšieho množstva podzemných vôd. Teplota vody kolíše okolo 9 °C, čo vzhľadom na priemernú ročnú teplotu oblasti (8 °C za obdobie 1901–1950) indikuje nehlboké obehы podzemných vôd v tomto súvrství.

Chemizmus je monotónny: výrazná kalcium-(magnézium)-bikarbonátová zložka, interval mineralizácie 0,4–0,5 g/, pH v okolí neutrálneho bodu, obsah ostatných komponentov minimálny. Charakteristické sú vysoké hodnoty koeficientu Mg/Ca (0,8–0,9). Zvýšený obsah síranov v prameni č. 40 môžeme interpretovať ako odraz styku vôd prameňa s lunzskými vrstvami, charakteristickými pre vývoj chočského dolomitu. Zdrojom sú rozpustné sírany, vznikajúce oxydáciou pyritu.

Vody paleogénu

Paleogén (vrchný eocén – priabón) zastupujú flyšoidné horniny, najmä slienité a piesčito-ílovité bridlice. Jemno až strednozrnné vápnité pieskovce tvoria malé vložky (do 10 cm) a smerom do spodnej časti súvrstvia pribúdajú (Čechovič 1961). Ojedinele možno pozorovať kalcitové žilky najmä v piesčitých polo-
hách. Súvrstvie ako celok predstavuje pre vodu nepriepustné prostredie. Ojedinelé pramene z povrchových odkryvov, hlavne v severnej časti skúmaného územia, majú malú výdatnosť (0,1–0,2 l/s). Technické práce však ukázali, že zvetraná povrchová zóna paleogénu je dobrým kolektorom podzemných vôd. V závislosti od morfológie povrchu obsahuje buď podzemné vody statické, alebo dynamické. V dolnej časti zosuvného svahu leží zvetraná zóna paleogénu pod kvartérnou pokrývkou, prevažne v hĺbke 12,0–19,0 m. V strednej časti zosuvného svahu tvorí jej nadložie neogén. Hrúbka zvetranín paleogénu nie je rovnaká (0,2 až 6,7 m). Zvetranú zónu tvoria prevažne silne zvetrané slienité bridlice, lokálne zvetrané bridlice (Hg-102) a pieskovce (Hg-107), kvartérnu pokrývku prevažne

kamenité sute rôzneho stupňa zahľinenia, lokálne vrstvy ílov (Hg-113, Hg-123), resp. ílovitej hlíny.

Typickým znakom chemizmu vôd paleogénu skúmanej oblasti je prítomnosť nátrium-bikarbonátovej zložky (výrazná A_1). Alkalické bikarbonáty (okrem vôd paleogénu) sa v skúmanej oblasti vyskytujú iba ojedinele v niektorých prameňoch z vulkanického komplexu. Obsah síranov je veľmi nízky, čo sa odráža v malých hodnotách koeficientov SO_4/M , ktorý sa pohybuje konštantne pod 0,05. Koeficient Na/K vykazuje vysoké hodnoty ($> 15,0$); koeficient Mg/Ca kolíše medzi 0,3–0,4. Typická je prítomnosť Li ($< 0,1$ mg/l), Mn (ojedinele i cez 1,0 mg/l) a zvýšené obsahy Fe (0,4–2,0 mg/l); pH sa pohybuje v mierne alkalickéj oblasti (7,0–7,3). Celková mineralizácia dosahuje 0,4–0,5 g/l; agresivita je nulová.

Vody uvedeného chemizmu boli zistené pri razení odvodňovacích štôlní a hydrogeologických vrtov.

V štôlni č. 11 (bm 72) bola vykopaná šachtica do hĺbky 4,3 m; V hĺbke 1,1 m pod počvou v silne zvetraných horninách paleogénu bol narazený prítok vody, ktorého počiatočná výdatnosť 1,65 l/s postupne klesla až na konštantné minimum 0,02–0,03 l/s. Pravdepodobne išlo o statickú zásobu podzemnej vody, nahromadenej v čiastkovej depresii na povrchu zvetranej zóny paleogénu.

V štôlni č. 12 bola odobratá vzorka pre chemickú analýzu v bm 172,0 zo zvodneného rozhrania silne zahľinených kamenitých sutín so zvetranými paleogénnymi bridlicami. Po narazení paleogénu bol v dolnej časti čelby štôlni č. 31 zistený prítok vody o výdatnosti 0,58 l/s. Ďalším razením sa zistilo, že prítok je prakticky celý z predvrtu VŠ-31/1. Podľa Pospíšila (1961) sa týmto vrtom zastihla zvodnená porucha v paleogénnom súvrství; my predpokladáme, že tento prítok je opäť viazaný na rozhranie kvartér-paleogén.

Zaujímavý je chemizmus vôd, získavaných odčerpávaním hydrogeologických vrtov, sústreďených prevažne v akumuláčnej oblasti zosuvu II. Ich ustálené výdatnosti nepresahujú 0,5 l/s; Mach, Tužinský a Jakubec (1961) považujú tieto vody za kvartérne.

Na základe chemizmu možno vody týchto vrtov rozdeliť na dve skupiny: a) vody totožného chemizmu ako vody odvodňovacích štôlní (paleogén); b) vody chemicky podobné vodám prameňov vytekajúcich zo svahových pokryvných útvarov (kvartér).

Tabuľka 1

Vrt	1	2	3	4	5	6
HG – 104	21,2	2,0	21,2	—	$A_2s_1s_2^*$	Ni, Pb
HG – 105	17,0	1,1	18,0	1,0	$A_2a_1s_1$	Li, Mo
HG – 106	17,5	1,0	18,0	0,5	$A_2a_1s_1$	Li, Mo
HG – 108	8,0	2,2	9,35	1,35	$A_2a_1s_1$	Li, Mo
HG – 113	23,2	0,3	23,0	—	$A_2a_1s_1$	Li, Mo
HG – 114	11,7	4,05	12,0	0,3	$A_2a_1s_1$	Li, Mo
HG – 115	15,2	2,8	15,2	—	$A_2a_1s_1$	Li, Mo
HG – 116	19,2	2,0	19,2	—	$A_2s_1a_1^*$	Ni, Pb, Zn
HG – 117	18,0	0,8	18,0	—	$A_2s_2s_1^*$	Ni, Pb, Zn
HG – 121	17,8	0,2	18,0	0,2	$A_2s_1s_2^*$	Ni, Pb, Zn
HG – 122	15,5	1,2	18,3	2,8	$A_2a_1s_1$	Li, Mo
HG – 123	15,1	3,3	13,0	—	$A_2s_1a_1^*$	Ni, Pb, Zn

Poznámka: * celková mineralizácia 0,18–0,23 g/l; ostatné 0,35–0,6 g/l

V tabuľke č. 1 sú uvedené dáta, o ktoré sa budeme opierať v ďalších úvahách (1 — hĺbka paleogénneho podložia v m; 2 — mocnosť zvetranej zóny paleogénu v m; 3 — perforácia siaha do hĺbky v m; 4 — perforácia zasahuje paleogén v m; 5 — typ chemizmu a 6 — charakteristická asociácia stopových prvkov. Údaje sub 1, 2, 3, 4 sú čerpané z práce Mach-Tužinský-Jakubec (1961).

Z tabuľky je zrejmé, že u mnohých vrtov perforácia zasahuje zvetranú zónu paleogénu, resp. až nezvetraný paleogén. Obdobné pomery sú i v ďalších vrtoch (neuvedených v tabuľke), ktoré v čase odberov vzoriek vôd pre chemické analýzy boli už odčerpané. Napríklad perforácia vrtu Hg — 101 siaha do hĺbky 21,5 m, kým paleogén začína v 17,4 m vrstvou zvetraných slinitých bridlíc. Podobne u vrtu Hg — 102 paleogén začína v 14,7 m zvetranými ilovitými bridlicami, pričom perforácia siaha až do hĺbky 19,6 m. Princiálne teda existuje pri odčerpávaní možnosť prítokov vôd zo zvetranej zóny paleogénu do týchto vrtov.

Na vrte Hg — 108 boli odobraté dve vzorky vody: 10. 2. 1961 na začiatku čerpania, 13. 4. 1961 po dvojmesačnom nepretržitom čerpaní.

Porovnanie chemizmu oboch odberov (tab. 2) vykázalo podstatné zmeny chemizmu.

Tabuľka 2

Dátum	Celková tvrdosť	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	Celková mineral.	S ₁	S ₂	A ₁	A ₂	A ₃	Mg/Ca
10. 2. 1961	9,94	31,9	258,87	399,83	17,7	—	13,36	68,94	—	0,337
13. 4. 1961	10,9	12,35	317,07	450,44	8,22	—	22,66	68,46	0,66	0,305

Poznámka: Palm. indexy vyjadrené v mval %, celková tvrdosť v °N, ostatné komponenty v mg/l. Koeficient Mg/Ca počítaný z mval.

Na začiatku čerpania obsahovala voda oveľa viac síranov. Dôsledkom bola vysoká hodnota S₁ a nízka A₁. Počas čerpania došlo k zmenám s opačnou tendenciou; poklesom síranov podstatne vzrástla hodnota A₁ a poklesla S₁. Kalcium (magnézium) — bikarbonátová zložka (A₂) zostala v priebehu čerpania takmer konštantná, podobne ako koeficient Mg/Ca. Celková mineralizácia mierne stúpla. Tieto fakty indikujú počiatočný podstatný vplyv kvartérnych vôd o nízkej mineralizácii s podstatnou úlohou síranov v soľnom zložení. Odčerpávaním sa tento vplyv postupne redukuje, až sa ustáli určitá rovnováha chemizmu. Podobné pomery možno očakávať i v rade ďalších vrtov, kde perforácia zasahuje do zvetraného paleogénu.

Z tabuľky č. 1 vyplýva niekoľko závažných problémov:

a) objasnenie chemizmu vôd z vrtov (Hg-113, Hg-115), zabudovaných iba v kvartérnych pokryvných útvaroch, t. j. perforácia nezasahuje zvetraliny paleogénu, resp. zasahuje iba ich rozhranie s bázou kvartéru, avšak ich chemizmus je rovnaký ako u odvodňovacích štôlní, resp. vrtov, zabudovaných v paleogéne (napr. Hg-122, Hg-108, Hg-105);

b) vysvetlenie prítomnosti kvartérnych vôd vo vrte Hg-121, ktorého perforácia zasahuje zvetraliny paleogénu;

c) objasnenie pomerne výraznej zložky A₁ vo vode vrtu Hg-123, zabudovaného v kvartérnom pokryve (vyše 2 m nad rozhraním kvartér — paleogén).

Uvedené problémy možno najlepšie objasniť potom, ak predpokladáme hydrolo-

gickú spojitosť povrchovej zvetranej zóny paleogénu s bázou kvartéru. Hydrogeologický charakter deluviálneho pokryvu zosuvného svahu je svojrázny; hlavne v spodnej časti svahu, kde sa sústreďuje prevažná väčšina diskutovaných vrstiev, môžeme deluviálne sedimenty považovať prakticky za nepriepustné (zrejma prevažne ílovito-hlinité frakcie). Ílovité materiály majú síce schopnosť vodu prijímať, ale nie ďalej odovzdávať. Iba malá časť vôd cirkulujúcich v deluviálnych sedimentoch vystupuje na povrch vo forme prameňov (hlavne v strednej časti svahu). Prevažná časť sa koncentruje na rozhraní kvartér-paleogén, kde vytvára najvýznamnejší vodný horizont skúmaného územia. Zdrojom prevažnej väčšiny vôd tohto horizontu je však prítok z vulkanitov a sarmatskej štrkovej formácie v horných častiach zosuvného územia. Existencia tohto horizontu podzemnej vody bola potvrdená i pri razení odvodňovacích štôlní (najväčšie množstvá vody v štôlniach sa viažu na hranicu kvartér — paleogén). Voda pritom necirkuluje iba v zvetraninách paleogénu. Pri razení štôly č. 12 bolo v čelbe pozorované, že vrstva, ktorou sa voda pohybovala, bola vysoká cca 0,75 m a zasahovala aj nadložné kamenito-hlinité sutiny. V tomto rozptyle sa pozoroval zreteľný prešak vôd, najväčšie prítoky sa však sústreďovali na cca 20 cm hrubú vrstvu styku.

Môžeme teda hovoriť o svojráznej hydrologickej spojitosti povrchovej zvetranej zóny paleogénu s bázou kvartéru, ktorá sa odráža aj v chemizme podzemných vôd. Určujúci vplyv na chemizmus má zvetraný paleogén, ktorý podlieha ľahšie rozpúšťaciemu, rozkladnému a vylúhovaciemu účinku podzemných vôd než ílovito-hlinitá frakcia sutín, tvorená prevažne montmoriloniticko-ilitickými horninami a ílmi prakticky nerozpustnými.

Chemická analýza zvetraných slienitých bridlíc je: 13,95 % CaO, 2,53 % MgO, 2,0 % K₂O, 0,7 % Na₂O a 0,44 % SO₃ (zbytok do 100 % SiO₂, R₂O₃ a strata výpalom). Marková (1959) zistila hojnosť klastických karbonátov v ľahkej frakcii piesčitych laminácií slienitých hornín paleogénu. Atakovaním karbonatickej zložky bridlíc vodou za prítomnosti CO₂ prechádzajú alkalické zeminy vo forme bikarbonátov do vody a tvoria hlavnú zložku jej soľného obsahu. Podstatné množstvo alkálií získavajú tieto vody rozpúšťacími a výmennými procesmi v systéme hornina — voda a vylúhovaním vyšších obsahov alkálií (najmä sodíka), sorpcie viazaných na pelitickú zložku sedimentov (paleogénu i delúvia).

Teóriou iontovýmenných procesov a s nimi spojených zmien chemizmu podzemných vôd sa podrobne zaoberal Janák (1959).

Výluhom vzorky slienitých bridlíc (štôla č. 12) redestilovanou vodou (po dobu 48 hodín) sa zistili tieto hodnoty (mg/100 g pri použití objemu 250 ml): Na 23,0, K 16,0, Ca 68,47 a Mg 10,61. Pomer Na/K výluhu je 2,44, čo je v ostrom protiklade s jeho vysokými hodnotami v diskutovaných vodách. Tento protiklad možno interpretovať zachycovaním K na ílovitých materiáloch rozhrania kvartér-paleogén.

Výraznou črtou diskutovaných vôd je prítomnosť Mn. Sedimentárno-petrografické analýzy paleogénnych hornín poukázali na prítomnosť granátov, apatitu, staurilitu a disténu pochádzajúcich z rozpadu hornín kryštalinika a mezozoika. Aj Marková (1959) upozorňuje na hojný výskyt hlavne granátu v ťažkej frakcii piesčitej zložky paleogénu. Pri styku s vodou hlavne granáty môžu byť zdrojom Mn. Vysoký obsah limonitu — ako dôsledok oxidácie pyritových impregnácií paleogénnych hornín — v zvetranej zóne, je zdrojom zvýšených obsahov Fe v týchto

vodách. Výskyt H_2S , typický pre vody napríklad magurského flyša a dukelsko-užockých vrás (Michaliček 1959; Juránek 1956) sa v paleogénnych vodách skúmaného územia nezistil. Príčinou je existencia oxydačných podmienok v horizonte zvetranej zóny paleogénu.

Hydrologická spojitosť zvetranín paleogénu s bázou kvartéru nie je všeobecná. Miestami je zvodnený kontakt, izolovaný od vrtu nepriepustnosťou bázy kvartéru (napríklad vo vrte Hg-104 vrstvou silne zaílovanej kamenitej sutiny). Zvodnenosť takého vrtu má pôvod v lokálnej priepustnej polohe deluviálnych sedimentov (štrky, slabo zahlinené kamenité sutiny atď.), čo sa prejavuje aj v chemizme (nižšia mineralizácia, prítomnosť S_2 atď.). Podobné, výdatnejšie zvodnené a lokálne vyvinuté polohy v deluviálnych sedimentoch sa zistili i pri razení odvodňovacích štôlní (Dorotjak—Gazda—Halouzka—Škvara—Vaškovišský 1961). Takéto lokálne priepustné polohy sú útržkami pôvodne súvislých horizontov, roztrhaných starými zosuvnými pohybmi. Ich dopĺňanie je obvykle veľmi pomalé.

V dôsledku starých zosuvných pohybov dochádza miestami k zvlčeniu povrchových zvetranín paleogénu (Hg-117, 121) a hydrogeologická spojitosť s nadložnými pokryvnými útvarmi v okolí týchto vrtov je narušená. Zvodnenosť týchto vrtov má potom opäť pôvod v priepustných polohách delúvia. Premiestnené zvetraniny paleogénu (napr. vo vrte Hg-117: slienité silne porušené bridlice v intervale 4,5—7,0 m) ako aj iné premiestnené horniny môžu lokálne vplývať na chemizmus vôd deluviálnych sedimentov.

Napríklad vo vrte Hg-116 môže byť zdrojom zvýšeného obsahu alkálií premiestnený propylitizovaný tufit s ojedinelými úlomkami propylitizovaného andezitu (interval 13,3—14,7 metrov); propylitizáciou sa relatívne zvyšuje obsah alkálií v hornine. Podobne možno interpretovať aj chemizmus vody z vrtu Hg-123.

V úseku okolo 1000 bm sa dostáva Dedičná štôlna do blízkosti potoka Handlovky a je veľmi plytko pod povrchom. V kritickom období (Zpráva geolog. odd. VBH z 16. 1. 1961) boli v tomto úseku zistené zvýšené prítoky vôd, ktoré bolo možno interpretovať ako dôsledok ich vzájomnej spojitosťi. Detailný vrtný prieskum a celkové zhodnotenie geologickej stavby a hydrogeologických pomerov okolia Dedičnej štôlny (Mach—Tužinský—Jakubec 1961) vylúčilo existenciu významnejšieho spojenia (iba prostredníctvom tektonických porúch, avšak aj to druhotne zanesených málo priepustným a zahlineným klastickým materiálom). Podľa spomenutých autorov podzemné vody profilu medzi Dedičnou štôlnou a Handlovkou sú napájané z vyšších polôh priľahlých svahov, a nie z Handlovky, ako sa predpokladalo.

Výsledky analýz dvoch sústredenejších prítokov do Dedičnej štôlny v úseku 1000—1172 bm podporujú tento názor (tab. 3).

Tabuľka 3.

Úsek	pH	celková mineral.	vzorec chemizmu	SO_4^{-2}/M	Na+K/ Ca+Mg	Celk. tvrd.
1172—1176	6,7	434,3	$A_1A_2S_1$	0,118	1,834	5,48
997—1000	7,2—7,4	702,9	$A_2S_2S_1$	0,358	0,153	21,55

Poznámka: celková mineralizácia v mg/l, celková tvrdosť v °N, koeficienty SO_4^{-2}/M , Na + K/Ca + Mg počítané z mval.

Podstatná zmena chemizmu na tak malom úseku indikuje komplikovanosť hydrogeologických a hydrochemických pomerov v tejto časti štôlne. Jeden záver je však zrejmý: ani jedna analýza nedokázala možnosť presaku Handlovky do štôlne. Výsledky naznačujú možnú spojitosť výveru v úseku 997—1000 m s vodonosným delúviom napájajúcim domové studne na päte zosuvného svahu blízko Handlovky. Tento horizont je pravdepodobne izolovaný od potoka Handlovky v dôsledku vyzdvihnutia a utesnenia jej koryta vplyvom tlaku zosuvných más. Potvrdzujú to aj vrty v blízkosti Dedičnej štôlne, ktoré dokázali v jej podloží smerom k Handlovke hlboké zosuvy (M a c h—T u ž i n s k ý—J a k u b e c 1961). Vyústenie výveru je podmienené poruchou. Chemizmus výveru v bm 1172—1176 reprezentuje neovplyvnený paleogén. Od vyššie diskutovaných vôd paleogénu, ovplyvnených hydrol. spojitostou s nadložným delúviom sa líšia iba výraznejšou prvou alkalinitou a nižšou hodnotou koeficientu Na/K.

Vo vrte Hg-109 bola narazená voda v hĺbke 16,2 m v súvrství paleogénu. Vrtom Hg-111 sa zistili 3 horizonty: prvý z kvartéru tesne pod povrchom, ďalšie dva z paleogénu — zo zvetraných slienitých bridlíc (12,4—14,3 m) a z hrubozrnného pieskovca (20,0 m). Podobne boli narazené vody paleogénu aj vrtom V-26. V čase odberu vzoriek vôd boli spomenuté vrty už odčerpané, takže nie sú k dispozícii chemické analýzy. Možno však s určitostou predpokladať zhodný chemizmus týchto vôd s chemizmom výveru v Dedičnej štôlne v 1172 bm.

Vody tortónu

Čechovič (1961) upozorňuje na malú hrúbku nadložných ílov v okolí odlučnej oblasti zosuvu I, a tým aj na možnosť prítokov tlakových vôd zo starších súvrství, hlavne z tortónskych tufitov po dislokačnej línii. Svoje predpoklady opieral o hydrogeologické pomery Nováckej uhoľnej panvy, kde tufity reprezentujú významný vodonosný horizont.

Geochemia vôd tufitov v okolí nováckeho uhoľného ložiska je nateraz predmetom štúdia. Podľa doterajších výsledkov ide prevažne o výrazné natrium-bikarbonátové vody, so silne kolíšujúcou mineralizáciou (0,4—1,5 g/l), alkalickou reakciou (pH 7,0) a nízkymi obsahmi síranov (prevažne pod 10,0 mg/l). Vody podobného chemizmu sme v okolí odlučnej oblasti zosuvu I nezistili.

Vody štrkovej formácie sarmatu

Bazálnu sedimentárnu faciú sarmatu tvoria štrky a zlepenca s prevahou mezozoického materiálu (Čechovič 1959, 1961). Vrstvy štrkov sa striedajú s vrstvami vápniteho piesku a sivozelených ílov. Vo väčšom rozsahu sa nachádza v okolí odlučnej oblasti zosuvu I, kde bola navítaná radom vrtov (V-10, V-35, V-109, Hg-119 atď.) v podloží vulkanických krýh (P a š e k—R y b á ř—N e m - č o k—B u r o š 1961). Polohy štrkov, pieskov a zlepenčov sú dobre priepustné, čo dokumentuje i rad výverov v odlučnej oblasti zosuvu I na pravej strane šmykovej

plochy. Pramene v odľučnej oblasti zosuvu I vyvierajú na styku s podložnými sivozelenými ílmi. Ich sumárna výdatnosť kolíše medzi 0,9—5,42 l/s (D o r o t j a k — G a z d a — H a l o u z k a — Š k v a r k a — V a š k o v s k ý 1961) v závislosti od zrážok. Tieto vývery predstavujú iba časť podzemných vôd cirkulujúcich v štrkovej formácii; značná časť infiltruje priamo do zosuvných más a napája spomenutý zvodnený kontakt kvartér-paleogén.

Chemizmus vôd štrkovej formácie má určité špecifické rysy. Dominujúce postavenie má kalcium (magnézium)-bikarbonátová zložka vplyvom prítomnosti podstatného podielu mezozoického materiálu. Zvýšená hodnota koeficientu Mg/Ca (0,45—0,6) indikuje značný podiel valúnov dolomitov. Pomerne nízka mineralizácia (0,2—0,3 g/l) odráža pomerne rýchly pohyb podzemných vôd (infiltrovaných z nadložných aglomerátov) v tomto súvrství. S dĺžkou kontaktu podzemných vôd s materiálom štrkovej formácie zvyšuje sa ich mineralizácia a dochádza i k určitým zmenám v chemizme (tab. 4). Krátky styk podzemných vôd infiltrovaných z nadložných vulkanitov s materiálom štrkovej formácie (pr. č. 9, nepotlačuje úplne niektoré typické rysy chemizmu vôd vulkanitov (typicky vysoká hodnota S₁ ap.). Dlhším stykom sa tieto rysy potláčajú a chemizmus sa približuje chemizmu vôd mezozoika, hlavne dolomitov (pr. č. 7). Zvýšenie mineralizácie je prakticky reprezentované iba vzrastom kalcium (magnézium)-bikarbonátovej zložky (A₂); obsah síranov a chloridov zostáva takmer konštantný. Koeficient Mg/Ca sa posúva k hodnotám, typickým pre vody dolomitov. Koeficient Na/K je nízky (2,0—3,0) a klesá podobne ako u vôd delúvií, pozdĺž svahu. Bohatá asociácia ťažkých minerálov (P u l e c 1961) — hyperstén, amfibol, granát, biotit, topas, epidot, zirkón, augit atď. — sa odráža v početnej asociácii stopových prvkov vo vodách tohto súvrstvia.

Tabuľka 4

Lokalita	Celková mineral.	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	S ₁	S ₂	A ₂	Mg/Ca	Na/K	K/M
prameň č. 9	181,27	5,5	3,0	25,44	7,47	15,23	118,95	14,34	6,52	78,98	0,483	3,12	0,017
prameň č. 7	274,82	3,0	2,4	41,9É	15,81	15,22	192,94	5,36	6,30	88,34	0,622	2,12	0,008

Poznámka: Palm. indexy v mval %, koeficienty počítané z mval, ostatné komponenty vyjadrené v mg/l

Vody vulkanického komplexu sarmatu

Vrchnú časť sarmatu tvoria vulkanické horniny; hlavne balvanovité aglomerátové andezitické tufy, menej andezitové prúdy a príkrovy, ktoré na západnom svahu budujú iba ojedinelé kóty (napríklad Traslavý vrch). Aglomeráty sú pomerne dobre priepustné, viac než sa doteraz predpokladalo. Poukazuje na to popri množstve drobných prameňov i rad silných výverov (pr. č. 26, 28, 30).

Vplyvom tlakov a zvetrávania sú aglomeráty značne porušené a prestúpené sieťou puklín. Vody infiltrujúce puklinami zostupujú až na bázu, kde na styku s nepriepustným podložím vytekajú prevažne vo forme vrstevných prameňov, sústredených väčšinou na okraji vulkanitov. Lokálne vyústenie puklín dáva vznik puklinovým prameňom (napríklad pr. č. 8, 33, 30, 26 atď.). Teplota prameňov kolíše od 7,0—9,0 °C, čo poukazuje na plytký podpovrchový obeh.

Mineralizácia vôd aglomerátov je nízka 0,08—0,11 g/l, čo odráža charakter ich tmelu a malú rozpustnosť ich klastickej zložky. V tmele sú zastúpené drobné úlomky andezitu, vulkanický popol a minerálne súčiastky andezitu: pyroxén, rozložené plagioklasy a magnetit (Čechovič 1959). Vody z aglomerátov s vápnným tmelom majú zriedka mineralizáciu menšiu ako 0,3 g/l (Melioris—Böhm 1960). Klastická zložka aglomerátov je tvorená pyroxenickým, resp. amfibolicko-pyroxenickým andezitom, ktoré sú charakteristické pre vývoj vulkanitov Vtáčnika (Miháliková in Kuthan 1957). Zo svetlých minerálov dominujú u oboch typov andezitov plagioklasy (andezín — labradorit), z tmavých minerálov pyroxény (hlavne hyperstén), diopsid a amfibol. Základnú hmotu tvoria mikrolity plagioklasu, zrnká magnetitu, menej pyroxén a vulkanické sklo. Hydrolytický rozklad uvedených silikátových minerálov je zdrojom soľného obsahu podzemných vôd vulkanického komplexu študovaného územia. Popri SiO₂ (v množstvách 20—50 mg/l) prechádzajú tak do vody všetky základné komponenty týchto vôd — Na, K, Ca, Mg — vo forme bikarbonátov, čo je dôsledkom spoluúčasti CO₂ pri týchto hydrolytických reakciách.

Zdrojom Mg je rozklad pyroxénov a amfibolov. Pri tomto rozklade prechádza do vodných roztokov čiastočne aj vápnik, železo, mangán a ďalšie stopové prvky. Hlavným zdrojom vápnika je rozklad plagioklasov. Kvantitatívny pomer prechodu vápnika a horčíka do vodných roztokov dokumentuje koeficient Mg/Ca, ktorý vo vodách vulkanického komplexu skúmaného územia kolíše v rozmedzí 0,25—0,4. (v iných oblastiach stredoslovenských vulkanitov 0,05—0,7).

Dôležitým znakom vôd vulkanitov je koeficient Na/K. V skúmanom území pozorujeme jeho pomerne veľký rozptyl (2,0—8,0). Toto kolísanie koeficientu Na/K, ako aj jeho zmeny v priebehu zosuvného svahu nás upozornili na odstraňovanie draslíka z vôd v skúmanom území.

Hoci sodík a draslík sú príbuzné prvky s množstvom spoločných fyzikálno-chemických vlastností, v procese hydrolytického rozkladu silikátov sa chovajú rozdielne. Po rozklade komplexných silikátov uvoľnený Na zostáva vo vodných roztokoch, zatiaľ čo K vstupuje do reakcií s inými produktami zvetrania (nerozpuštnými) a fixuje sa v nich. Mason (1952) uvádza konverziu montmorilonitu v ilit v dôsledku adsorpcie K ako jeden z príkladov odstraňovania K z prírodných vôd. Tejto problematike sa dotýka aj rad ďalších autorov, ako Caillere—Henin—Meriaux (1948), Volk (1938), Alešin (1948), Barshad (1950) a ďalší. Konverziu doprevádza zmena fyzikálnych vlastností ílovitých hornín. Ilit je schopný rozbredenia menším množstvom vody ako montmorilonit, čo má nepriaznivý vplyv na stabilitu nadložia týchto hornín a môže viesť ku vzniku zosuvov.

Síra je prítomná vo vyvrelých horninách v malých množstvách, najčastejšie vo forme sulfidov ťažkých kovov. Pretože infiltrujúce zrážkové vody obsahujú vždy rozpustný O_2 , dochádza k oxidácii týchto za vzniku rozpustných síranov. V povrchovej, silne zvetranej zóne aglomerátov môže intenzívnou oxidáciou sulfidov vznikáť až voľná H_2SO_4 , ktorá atakuje okolité prostredie silnejšie ako H_2CO_3 pri obvyklom zvetraní. Rýchlosť vylúhovania takto vzniklých rozpustných síranov je závislá od hydrogeologických pomerov — rozsahu puklinovitosti, otvorenosti puklín, rýchlosti cirkulácie podzemných vôd atď.

Prítomnosť typických chalkofilných prvkov (Pb, Sn, Ag, Cu, Co, Ni, Cr, V atď.) v asociácii stopových prvkov niektorých prameňov, dokumentuje vyššie uvedené spôsoby ich prechodu do vodných roztokov v procese zvetrávania (viď tab. 7).

Pri formovaní chemického zloženia vôd vulkanitov (a hlavne delúvia) má významnú úlohu aj zvýšený obsah síranov v zrážkových vodách. Spaľovaním uhlia (miestna elektrárňa) dostávajú sa do atmosféry plynné zlúčeniny síry, hlavne SO_2 a SO_3 , ktoré oxidujú, resp. sa rozpúšťajú v dažďovej vode za vzniku nestálej kyseliny siričitej a hlavne sírovej. Ďalším zdrojom môže byť oxidácia sírovodíka uvoľneného do atmosféry rozkladom organickej hmoty atď. Obsah síranov v atmosferických zrážkach môže byť preto dosť značný. Analýza výdatných zrážok 7. júna 1961 (zrážky > 45 mm) vykázala 11,5 mg SO_4^{-2} /l. Tento zdroj síranov v podzemných vodách skúmanej oblasti nemožno teda podceňovať.

Takto získaný obsah síranov vôd vulkanického komplexu je vo vzájomnej súvislosti s obsahom bikarbonátov. Vody s vyšším obsahom síranov obsahujú menšie množstvo bikarbonátov a naopak, pričom mineralizácia sa podstatne nemení. Dôsledkom tejto súvislosti je svojrázny chemizmus vôd vulkanitov, vyjadrený v Palmerových indexoch postupnosťou $A_2S_1A_1$ (lokálne), $A_2S_1S_2$, resp. $A_2S_2S_1$ (prevažne), $S_2A_2S_1$ (lokálne), čo je v dobrom súhlase s našimi doterajšími poznatkami i z iných oblastí stredoslovenských vulkanitov.

Na záver o vodách vulkanického komplexu zmienime sa ešte o prameni č. 41, odkrytom pri razení Rematského tunela. Jeho fyzikálne vlastnosti — teplota vody (11,7–12,3 °C) a výdatnosť (30–40 l/s) — sú neobvyklé u vôd vulkanitov nielen širšieho okolia, ale i všeobecne. Preto sa (tiež vzhľadom na geologickú stavbu okolia Rematy) považoval za výver z dolomitov. Výsledky chemickej analýzy prameňa boli preto prekvapením: nízka mineralizácia (málo nad 0,15 g/l), nízka celková tvrdosť (3,93 °N), prítomnosť alkalických bikarbonátov (A_1), nízka hodnota koeficientu Mg/Ca atď. Chemizmus je pritom pomerne stály (tab. 6).

Tabuľka 6

Dátum	tvo ¹	tvz ¹	celk. mineral. ²	pH	Ca ⁺²	Mg ⁺²	HCO ₃ ⁻²
3. 1. 1961	11,7	3,9	—	7,2	23,39	3,43	102,48
17. 4. 1961	12,3	17,2	153,55	7,3–7,5	21,0	4,3	94,44
6. 10. 1961	11,8	19,7	150,76	7,2–7,3	22,03	4,62	102,98

1 — °C; 2 — mg/l

Porovnanie s chemizmom prameňov z dolomitického komplexu v okolí Rematy vylúčilo akúkoľvek významnejšiu spojitosť vôd prameňa s dolomitmi. Tunel je razený prevažne vo vulkanitoch a k prítoku vody došlo pri narazení rozsiahleho poruchového pásma. Pospíšil (1961) zistil blízko tunela odkrývajú neokomu a paleogénu; paleogén je tvorený zlepcami a hlavne tmavými bridlicami; južne od portálu tunela tvorí priamo podložie vulkanitov.

Zvýšená teplota prameňa poukazuje na hlbší obeh podzemných vôd (cca 100–150 m); chemizmus indikuje, že prostredím tohto obehu sú vulkanity. Prítomnosť alkalických bikarbonátov, ktorá je v skúmanom území vo vodách vulkanitov ojedinelá, je typická pre mnohé pramene iných oblastí stredoslovenských vulkanitov.

Po zhodnotení týchto faktov dospievame k takému názoru o genéze prameňa č. 41. Mohutné poruchové pásmo, ktoré je nositeľom jeho vôd, predstavuje drén zhromažďujúci podzemné vody, cirkulujúce puklinami rozsiahleho vulkanického masívu. Obeh puklinových vôd môže byť ovplyvnený a usmernený vhodným sklonom nepriepustného podložja (paleogén, neokom), ktoré však nemá podstatný vplyv na chemizmus. Na styku vulkanitov s paleogénom vyviera v okolí Rematy rad drobných prameňov (napríklad pr. č. 42); na makrochemizme sa vplyv paleogénu neprejavuje. Prítomnosť Mo v asociácii stopových prvkov tohto prameňa možno považovať za prejav vplyvu paleogénu.

V uvažovanom vulkanickom masíve predpokladáme podstatnejší podiel andezitov; kým západné svahy horského hrebeňa blízko zosuvného územia tvoria prevažne pyroklastiká, výskyt andezitov je sporadický, smerom na S a najmä na SV sú andezity hojnejšie.

Vody deluviálnych sedimentov

Delúvium tvorí pokryv takmer celého zosuvného svahu a má pestré zloženie. Hlavnou zložkou sú kamenito-hlinité sutiny, tvorené prevažne valúnmí až balvanmi andezitov a aglomerátov rôzneho stupňa zahlinenia. Miestami, v dôsledku starých zosuvných pohybov, dochádza k zvlččeniu zvetranín paleogénu a k ich premiestneniu do pokryvných delúvií. Takéto premiestnené horniny môžu potom lokálne ovplyvňovať chemizmus vôd deluviálnych sedimentov (Hg-116, Hg-117). Staré zosuvné pohyby viedli k roztrhaniu ucelených horizontov podzemných vôd na akési útržky so zásobami statických vôd, resp. s ich pomalým dopĺňaním (Dorotjak, Gazda, Halouzka, Škvarka a Vaškovský, 1961).

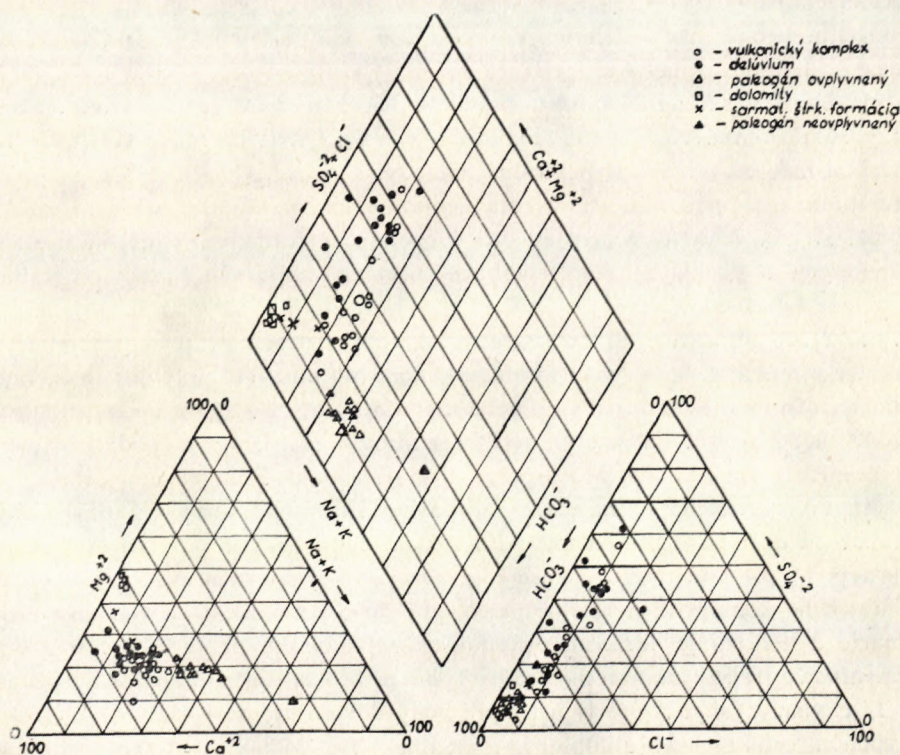
Zmenou granulometrického zloženia deluviálnych sedimentov v priebehu svahu (postupné pribúdanie ílovito-hlinitej frakcie zhora nadol) mení sa aj hydrogeologický charakter kvartérneho pokryvu. Kým stredné časti svahu sú pomerne dobre zvodnené (čo dokumentuje rad prameňov), spodné časti sú zvodnené iba veľmi slabo (výsledky zo štôlní). To sa odráža aj v chemizme podzemných vôd.

V strednej (ojedinele i v spodnej) časti svahu vyviera rad prameňov, podmienených vyústením priepustných polôh štrkov, resp. kamenitých sutín na povrch. Ich chemizmus, zastúpenie jednotlivých komponentov a vzťahy medzi nimi majú obdobnú tendenciu ako vody vulkanitov. Podstatnejší rozdiel je iba vo vyššej hodnote prvej salinity a v zvýšenej mineralizácii, pH kolíše v rozmedzí 6,3–7,5. Podobnosť chemizmu vôd delúvií a vulkanitov je pochopiteľná; materiál, s ktorým vody delúvií prichádzajú do styku, pochádza prevažne z vulkanitov priamo (klastická zložka), alebo je z neho odvodený (ílovito-hlinitá frakcia). Zvýšená

mineralizácia (0,15–0,3 g/l) je dôsledkom väčšieho stupňa zvetranosti materiálu delúvií a tým intenzívnejšieho vylúhovania. Podobný chemizmus majú i vody získavané trvalým odčerpávaním niektorých hydrogeologických vrtov. Výdatnosť týchto vrtov je nepatrná — pod 0,15 l/s.

Svojrázny chemizmus majú vody delúvia v spodnej časti svahu, zachytené radom domových studní, s najvyššou mineralizáciou v skúmanej oblasti (0,4–0,8 g/l); charakteristický je pre ne vysoký podiel síranov (pomer $SO_4/M > 0,2$), čo sa prejavuje vysokými hodnotami druhej salinity (32,0–46,0 mval %), tvorenej hlavne kalcium-sulfátovou zložkou a napokon posunom smerom ku kalcium-sulfátovému typu. Ide o vody zmiešaného typu s približne rovnakými hodnotami druhej alkalinity a salinity. Vykazujú aj zvýšený obsah chloridov, prítomnosť dusičnanov a často vysoký obsah K, ktorý sa odráža v nízkych hodnotách koeficientu Na/K. Všetky tieto faktory považujeme za indikátory sekundárneho znečistenia, pochádzajúceho z rozkladu organických látok. Toto znečistenie je sčasti tiež príčinou vysokej mineralizácie týchto vôd.

Na zvýšenie mineralizácie podstatne vplýva aj celkový hydrogeologický charakter delúvia v spodnej časti svahu. Prevažia ílovito-hlinitej frakcie a zosuvné tlaky v spodnej časti svahu spomaľujú pohyb podzemnej vody a vytvárajú opti-



málne podmienky pre vylúhovacie a rozkladné chemické procesy. Poukazuje na to aj veľmi pomalé doplňovanie vody v niektorých studniach na pôvodnú výšku po odčerpaní (D o r o t j a k, G a z d a, H a l o u z k a, Š k v a r k a & V a š k o v - s k ý, 1961).

Mikrochemizmus (stopové prvky) podzemných vôd skúmanej oblasti

Stopové prvky sa zisťovali spektrálne analyticky. Vzorky boli odobraté počas vysokých odtokov zo sledovaných vodných zdrojov. Jednorázové stanovenie stopových prvkov nám nedáva možnosť zistiť skutočnú asociáciu stopových prvkov a vylúčiť tak vplyv náhodných prímiesí v dôsledku pôsobenia rôznych faktorov. Preto treba naše názory považovať za orientačné.

Celkove sa vo vodách skúmanej oblasti zistilo 27 prvkov: Ag, Al, B, Ba, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, K, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, Pb, Rb, Si, Sn, Sr, Ti, V, Zn, Zr. Pre skúmanú oblasť ako celok sú charakteristické tieto prvky: Al, B, Ba, Cr, Cu, Fe, Mn, Sr, vyskytujúce sa prakticky vo všetkých vodách skúmanej oblasti, bez ohľadu na ich genézu. Ďalšie prvky sú zriedkavejšie (Ni 50 %, Li 43,3 %, Pb 36,6 %, Ag, Ti 33,3 %, V, Mo 30 %); ostatné iba ojedinele.

Asociácia stopových prvkov analyzovaných hornín (prevažne ílovité horniny paleogénu, neogénu a kvartéru) je oproti asociácii podzemných vôd nepomerne bohatšia. Jednou z hlavných príčin toho sú výborné adsorpčné vlastnosti ílovej zložky, ktorá v skúmanej oblasti prevláda (neogén, paleogén, kvartér). Mnohé prvky sú prítomné vo vodných roztokoch v takých malých množstvách, že tieto ležia pod medzou citlivosti spektrálnej metódy.

Zaujímavé je porovnanie výskytu jednotlivých prvkov vo vodách rozličnej genézy. Z tab. 7 vyplýva, že jednotlivé geologické formácie, ktoré sú nositeľmi podzemných vôd, udávajú im špecifické asociácie stopových prvkov (v tabuľke vyznačené kurzívou).

Výskyt Mo je takmer úplne viazaný na vody paleogénu. Jeho problematický výskyt v prameni č. 9 (štrková formácia) môže byť odrazom vplyvu paleogénneho podložia, resp. strhávania paleogénneho materiálu do štrkovej formácie pri starých zosuvných pohyboch. Dlhší styk vôd vulkanitov s paleogénnym podložím možno interpretovať prítomnosťou Mo v prameni č. 42 v okolí Rematy.

Výskyt V sa takmer úplne viaže na vody vulkanického komplexu (do vodných roztokov sa dostáva z pyroxénov), Pb zas na vody delúvia a štrkovej formácie. Ti je typický pre vody štrkovej formácie, avšak vyskytuje sa rovnako aj vo vodách vulkanického komplexu, delúvia i paleogénu. Jeho prítomnosť vo vodách štrkovej formácie a delúvia je odrazom prítomnosti vulkanického materiálu v klastikách a ilmenitu vo frakcii ťažkých minerálov (platí aj pre paleogén). Vo vodách dolomitov Ti chýba. Výskyt Ag je typický pre vody dolomitov, dosť časté (40 %) je aj vo vodách vulkanického komplexu. Prítomnosť Ag vo vodách štrkovej formácie

Tabuľka 7.

Geologická formácia	Lokalita	Ag	Al	B	Ba	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	Ga	K	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Ni	Pb	Rb	Si	Sn	Sr	Ti	V	Zn	Zr
Dolomity	prameň č. 34		3		2	1			4	3	3		2		1	3		2	4	3		2		3				
	prameň č. 35	4	2	3	2	1			4	3	2		2		1	1		2	2			1		2				
	prameň č. 39	4	3	3	2	1			3	3	3		2		1	3		2	2			2		3				
	prameň č. 40	4	3	3	3	1				3	3	4		3	1	3		2	2			2		3				
Paleogén	štóla č. 11		3	3	3	1			4	3	2		2	3	2	3		1	3	4	5	2		3				
	štóla č. 12		3	2	2	1	3		4	3	3		1	2	2	2		1	1		5	1	4	2	3			
	štóla č. 31		3	3	4	1			4	3	3		2	3	3	3		1	1			2		3				
	vrt Hg — 105		3	3	3	1			4	3	3		2	3	3	3		1	1			2		3				
	vrt Hg — 106		3	3	2	1			4	3	3		2	3	3	3		1	1			2		2				
	vrt Hg — 108		3	3	2	1			4	4	3		2	3	2	3		1	1			2		2				
	vrt Hg — 113		3	3	3	1			4	3			4	3	3	3		1	1			2		3				
	vrt Hg — 114		2	3	3	1			2	3	2	4	2	2	2	2		1	1	3	4	5	1	3	3	3		
	vrt Hg — 115		3	3	2	1			4	3	3		2	3	2	3		1	1			2		2				
vrt Hg — 122		3	3	4	1			4	3	2		2	3	2	3		1	1			2		3		3			
Sarmat-štrková form.	prameň č. 7	4	3	3	3	1			3	3	2		2		1	2		1	4	4		1		3	3			
	prameň č. 9	4	2	3	3	1		3	3	3	1	3	2	3	1	2	5	2	2	3	3		1	4	2	3		3
Sarmat vulkanity	prameň č. 16		3	3	3	1			4	3	3		2		2	4		1				2		3				
	prameň č. 18	4	2	3	3	1			3	3	2		2	3	2	3		2		3		1		3	3	3		
	prameň č. 28 („Mlýnsky“)		3	3	3	1			3	4	3		2		2	4		2	3			1		3		3		
	prameň č. 33 („Pekelňa“)	4	2	3	2	1			4	3	2		2		1	3		1	4			1		2	3	3		
	prameň č. 41 (Remata, tunel)	4	3	3	3	1			4	3	3		2		2	4		3	2	4		1		3		3		
	prameň č. 42		3	3	3	1			4	3	2		2		2	3		2	4			1		3		3		
Mlýnsky potok (povrch. tok)		2	3	3	1			3	3	2		2	3	1	2		2	2			1		3	2	3		3	
Kvartér delúvium	prameň č. 23		3		2	1			3	3	1		2		1	3		1	4	4		1		2				
	vrt Hg — 104	4	3	3	2	1		3	4	4	1		2		1	2						1		2				
	vrt Hg — 116		3	3	3	1			1	3	3		2	3	2	3		1	4	4		1		3				
	vrt Hg — 117		3	3	3	1			4	3	2		2		2	3		1	4	4		5	2	3	3			
	vrt Hg — 121		3	3	2	1			3	3	2		2		1	2		1	4			5	1	2				
	vrt Hg — 123		2	2	2	1			3	3	2	4	2		2	3		1	3	4	5	1	4	2	3	3		
	Dedič štóla, bm 1000		2	3	3	1			3	4	2		2	2	1	3		1		3		1		2		3		

Poznámka: pre odparok použité vo všetkých prípadoch ca 0,8 – 1,0 lit. vzorky odparovanie na pieskovej lázni. Použitý prístroj: spektrograf Hilger E-492 (ultrafial. oblasť) a ISP-51 (viditeľ. oblasť). Dosky Spektral-Platten Blau Hart 9 × 24 cm (ultrafial. obl.) a Rot Rapid 9 × 24 cm (viditeľ. obl.)

Expozícia: 5A – 45 sek, 7A – 30 sek, 9A – 30 sek. Štrbina: 10 u, budiaci zdroj: jednosmerný oblúk, spektroskopik: J. Cubínek

Legenda: 1: 100 – 1 % odparku; 2: 1 – 0,01 % odparku; 3: 0,01 – 0,001 % odparku; 4: 0,001 – 0,0001 % odparku; 5: problematická prítomnosť

popri iných ukazovateľoch (koef. Mg/Ca atď.) dokumentuje podstatný podiel dolomitického materiálu v jej valúnoch. Li sa sústreďuje vo vodách paleogénu; rovnako hojná je aj u ostatných formácií a nahradzuje Mg v niektorých tmavých mineráloch (sludy). Počas zvetrávania dostáva sa ľahko do vodných roztokov, v ktorých sa zachováva v dôsledku dobrej rozpustnosti svojich solí a tým, že nie je ovplyvňované iontovýmennými reakciami. Podľa Kelleya (1949) všetky obvyklé katióny sú schopné uvoľniť Li z iontovýmenných komplexov, v ktorých je viazané. V procesoch sedimentácie nasleduje Mg, preto jeho prítomnosť vo vodách dolomitov neprekvapuje. Prehľad typických prvkov je na tab. 8 (v zátvorkách sú prvky, ktorých prítomnosť je častá, ale nie typická).

Sporadický výskyt Pb vo vodách vulkanitov je prekvapením; Pb je časté v K-živcoch, kde nahradzuje K (Rankama-Sahama 1950). Vo vodách niektorých oblastí stredoslovenských vulkanitov, je Pb častou zložkou; v študovanej oblasti sa zistilo iba v prameni č. 18, ktorý vyteká z aglomerátov na styku s podložnými neogénnymi ílmi, narazenými odvodňovacou ryhou cca 5 m od výveru. V typických puklinových prameňoch z vulkanitov sa nezistilo, je však typické pre asociáciu vôd delúvia a štrkovej formácie. Podľa toho jeho zdrojom nie je klastický materiál, ale ílovito-hlinitá frakcia, v ktorej môže byť prítomné v rôznych formách: vo frakcii ťažkých minerálov (galenit), v sekundárnej forme ako $PbSO_4$, resp. $PbCO_3$ resp. adsorpčne zachytené v iónovej forme na koloidoch.

Ni spolu s Co (asi 10-krát menej ako Ni) sú prítomné v malých množstvách vo vulkanických horninách. Ni v procese zvetrávania prechádza do nerozpustných sekundárnych minerálov; jeho obsah v podzemných vodách je preto minimálny. Vo vodnom roztoku je prevažne v koloidnom stave. Co prechádza do vodných roztokov lepšie ako Ni, je však silne adsorbovaný ílovitými sedimentmi (Rankama-Sahama 1950); tým môžeme vysvetliť jeho neprítomnosť vo vodách skúmanej oblasti. Ni vo vodách štrkovej formácie a delúvia je potom odrazom prítomnosti vulkanického materiálu.

Veľmi vyhraneným výskytom sa vyznačuje Zn, zistený iba vo vrtoch Hg-116, 117, 121 a 123. Vzhľadom na jeho malú spektrálne analytickú citlivosť nie je však vylúčená jeho prítomnosť aj v iných vodách skúmanej oblasti. Súvisí asi opäť s ílovitou zložkou delúvií, v ktorej je zastúpený v podstatnom množstve.

Tabuľka 8

Geologická formácia	Typické prvky
dolomity	Ag (B, Li)
paleogén	Li, Mo (Ti)
štrková formácia	Ag, Ni, Pb, Ti
vulkanity	Ni, V (Ag, Ti)
delúvium	Ni, Pb, Zn (Rb)

Chemizmus povrchových tokov skúmanej oblasti je obdobný ako u vôd vulkanitov. Sú to *kalcium-bikarbonátové vody* s výraznou druhou salinitou (15–20 mval %). V horných tokoch (Slaský potok, bezmenný potok pod Jánovou Lehotou) je ich mineralizácia nízka (cca 0,1 g/l), alebo iba nepatrne zvýšená. Ide o vývery z vulkanitov a ich pomerne veľká rýchlosť toku (veľký spád) znemožňuje podstatnejší vzrast mineralizácie z podložia.

Máme k dispozícii rozbory z Mlynského prameňa (pr. č. 28) a z Mlynského potoka po jeho cca 1,5 km toku (tab. 9). Časť podložia v tomto úseku tvorí paleogén a neogén.

Tabuľka 9

Lokalita	Voľný CO ₂	Agres. CO ₂ na CaO	pH	celk. mineral.	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	HCO ₃ ⁻	Mg/Ca	Na/K
prameň č. 28	5,77	5,37	6,5–6,6	111,05	5,0	4,5	15,9	3,5	55,3	0,363	1,89
potok	2,22	1,62	7,5–7,6	136,35	6,3	2,0	21,6	4,5	74,2	0,342	5,36

V dôsledku agresívneho účinku CO₂ (pokles voľného i agresívneho CO₂) na karbonatickú zložku hornín v podloží toku vzrastá mineralizácia reprezentovaná kalcium (magnézium)-bikarbonátovou zložkou (vzrast Ca⁺², Mg⁺², HCO₃⁻). Pokles obsahu CO₂ a vrast bikarbonátov alkalických zemín vedie k posunu pH do alkalickéj oblasti. Významné sú zmeny obsahu alkalických kovov, hlavne pokles K (Na mierne stúpa – vplyv paleogénu); dokumentujú vyššie diskutovanú adsorpciu K na šľavitej zložke hornín. Pomer Mg/Ca sa trochu znižuje – voda sa pozdĺž toku obohacuje relatívne viac o Ca ako o Mg. Obsah ostatných komponentov (Cl⁻, SO₄⁻²) je prakticky konštantný.

Celkový odtok z Mlynského údolia (máj 1961) predstavoval 58 l/s, čo v prepočte na km² činí 9,2 l/s. Pretože vulkanity netvoria celé povodie (časť tvorí paleogén a neogén) i tak už pomerne vysoká hodnota špecifického odtoku ešte vzrastá. Pospíšil (1961) pripúšťa možnosť prítoku vôd zo sarmatskej štrkovej formácie.

Za účelom overenia tohto predpokladu porovnali sme asociácie stopových prvkov z prameňa č. 28 a 9 a z Mlynského potoka. Výsledky našich pozorovaní a analýz sú zachytené v tabuľkovej podobe (pozri tab. 10).

Tabuľka 10

Lokalita	Zistená asociácia stopových prvkov
prameň č. 28	Al, B, Ba, Cr, Cu, Fe, Mn, Si, Sr Ni
prameň č. 9	Al, B, Ba, Cr, Cu, Fe, Mn, Si, Sr Ag, Co, Ga, Li, Mo?, Ni, Pb, Sn, Ti, V, Zr
Mlynský potok	Al, B, Ba, Cr, Cu, Fe, Mn, Si, Sr Li, Ti, V, Zr

Z tabuľky je zrejmé, že takýto prítok vôd zo sarmatských štrkov do povodia Mlynského potoka je možný.

Potok Handlovku (tab. 11) sme skúmali: a) pri moste cez cestu do Novej Lehoty (pred vtokom do oblasti zosuvu); b) v Handlovej pri dome č. 462 (v zosuvnom území); c) v Handlovej pri dome č. 706 tesne pred vtokom Mlynského potoka (po opustení oblasti zosuvu). V prípade (b) bola stanovená orientačne iba alkalinita. Zmeny chemizmu pozdĺž toku sú tu oveľa väčšie a v určitom ohľade aj iné (obsah SO_4^{-2} , alkálií atď.) ako u Mlynského potoka.

Vypočítané hodnoty pomeru SO_4/M poukazujú, že prechodom cez zosuvnú oblasť sa vody Handlovky neobohacujú síranmi, naopak ich podiel sa mierne znižuje (0,260 → 0,230). Zvyšuje sa podiel alkálií (0,081 → 0,116) a bikarbonátov (0,225 → 0,239) a klesá podiel Mg (0,095 → 0,065), kým obsah Ca je pomerne stály.

Tabuľka 11

	Celková mineral.	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	S ₁	S ₂	A ₂	Mg/Ca	Na/K
a	153,19	6,9	1,5	26,3	4,8	2,8	52,0	57,04	16,36	39,06	43,68	0,302	7,81
b	—	—	—	—	—	—	—	82,3	—	—	—	—	—
c	260,83	16,0	5,0	45,1	5,6	7,7	78,24	103,1	23,38	28,84	47,78	0,205	5,44

Intenzívny styk vody Handlovky s jemnými časticami hornín (voda silne zalkalená) vytvára optimálne podmienky pre vylúhovacie a rozpúšťacie procesy, čo je jedna z príčin podstatného vzrastu mineralizácie. Druhou príčinou je zistený skrytý obojstranný prítok do Handlovky (19 l/s) medzi mernými prepadmi (P o s p í š i l 1961). Vzrast koeficientu alkálie/M a HCO₃/M i pokles koeficientu SO₄/M naznačuje chemický charakter týchto prítokov (pravdepodobne obdobného chemizmu ako vody paleogénu).

V čase odobierky vzoriek z Handlovky, boli do nej zvedené pomocou potrubí prakticky všetky vody pramennej línie nad odľučnou oblasťou zosuvu I i vody odčerpávané z jazierok, tvoriacich sa v zosuvnom území. Ich chemizmus (ktorý je známy) nemohol viesť k podstatným zmenám chemizmu Handlovky, hlavne nie ku vzrastu podielu alkálií a bikarbonátov. Podstatný vzrast (prakticky dvojnásobný) koeficientov K/M a Cl/M i prítomnosť NO₃⁻, NO₂⁻, NH₄⁺ a HPO₄⁻² indikuje značné sekundárne znečistenie toku z rozkladu organických látok. Množstvo K takého pôvodu je pravdepodobne väčšie ako analyticky stanovená hodnota, časť K je totiž sorbovaná ílovými časticami.

Pri zmene chemizmu vôd Handlovky pri prechode zosuvnou oblasťou majú určitú úlohu aj iontovýmenné reakcie. Tieto zmeny chemizmu vylučujú hydrologickú spojitosť Handlovky s kvartérnymi sedimentmi, ktoré sú zdrojom vôd domových studní na päte zosuvného svahu v bezprostrednej blízkosti Handlovky. Koryto Handlovky je značne zvýšené v dôsledku tlaku zosuvných mäs a silne zaílované. Zistený prítok pochádza preto z ľavostranného svahu Handlovky.

Záver

U podzemných vôd skúmanej oblasti dominujúci je typ kalcium-bikarbonátový, ktorý ojedinele prechádza v typ kalcium-sulfátový (delúvium), resp. v nevyhranený natrium-bikarbonátový (neovplyvnený paleogén). Posun chemizmu k týmto typom i rozdiely v rámci kalcium-bikarbonátového typu spôsobuje mineralogicko-chemický charakter hornín, ktorými cirkulujú podzemné vody oblasti. Podzemné vody sa môžu koncentrovať v niekoľkých vodonosných horizontoch, z ktorých každý je charakterizovaný určitou mineralizáciou a svojými koeficientmi, iným zastúpením jednotlivých komponentov v soľnom obsahu vôd a vzťahmi medzi nimi, odlišnou asociáciou stopových prvkov a pod.

Z hľadiska genézy zosuvu sú dôležité tieto poznatky:

1. Hydrogeochemicky sme nedokázali prítok vôd zo starších súvrství, hlavne z tortónskych tufitov, po dislokačnej línii v odlučnej oblasti zosuvu I; významnejšie prítoky vôd tufitov (vzhľadom na ich špecifický chemizmus) by sa museli prejavíť posunom chemizmu smerom k typu natrium-bikarbonátovému so zvýšenou mineralizáciou.

2. Najvýznamnejším horizontom je zvodnený kontakt kvartér-paleogén; báza kvartéru má hydrologickú spojitosť so zvetranou zónou paleogénu. Táto spojitosť nie je všeobecná; miestami je zvodnený kontakt prerušený nepriepustnosťou bázy kvartéru, inde zvrátením zvetranín paleogénu atď. Dôsledkom toho je rozdielny chemizmus vôd z hydrogeologických vrstev.

3. Pomerne nízka mineralizácia vôd štrkovej formácie odráža rýchly pohyb vôd infiltrovaných z nadložných aglomerátov. Rad výverov (odlučná oblasť zosuvu I a bočná šmyková plocha) predstavuje iba časť vôd cirkulujúcich v štrkovej formácii, značná časť infiltruje do zosuvných más a napája spomínaný zvodnený kontakt kvartér-paleogén.

4. Bol pozorovaný absolútny i relatívny (koeficient Na/K) úbytok K vo vodách hornej časti zosuvného svahu.

Lektoroval inž. J. J a n á k.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Alešin S. N., 1948: Izmenenije montmorillonita v gidroslyudu. DAN SSSR, 51, 693 až 695. — [2] Barshad I., 1950: The effect of interlayer cations on the expansion of the mica type of crystal structure. Am Mineralogist 35, 225—238. — [3] Biely A., 1957: Záverečná zpráva o základnom geologickom výskume mezozoika na liste gen. mapy Trenčín. Rukopis; Archív GÚDŠ. — [4] Böhm E. — Melioris L., 1960: Náčrt hydrogeologických pomerov stredoslovenských neovulkanitov. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [5] Caillere S. — Henin S. — Meriaux S., 1948: Transformation experimentale d'une montmorillonite en une phyllite a 10 Å type

- illite. Compt. Rend. 226. — [6] Čechovič V., 1959: Geológia trefohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Zošit 53. — [7] Čechovič V., 1961: Zpráva o geologických pomeroch v okolí zosuvu v Handlovej v r. 1960—61. Rukopis; Archív GÚDŠ. — [8] Dorotjak V. — Gazda S. — Halouzka R. — Škvarka L. — Vaškovič I., 1961: Zpráva o inžiniersko-geologickom výskume zosuvného územia JV od Handlovej. Rukopis; Archív GÚDŠ. — [9] Grim R. E., 1956: Mineralogija glin; preklad z angl. Izd. inostr. lit., Moskva. — [10] Hydrogeologické pomery na hlavnej štólňi v dĺžke 0—1440 m. Zpráva geolog. odd. VBH Handlová zo dňa 16. I. 1961. Rukopis; Archív PS GÚDŠ Handlová. — [11] Janák J., 1959: Úloha iontové rovnováhy při tvorbě a metamorfóze přírodních vod v sedimentárních oblastech. Geologické práce, Zprávy 15, Bratislava. — [12] Juránek J., 1956: Příspěvek k hydrogeochemii vnitrokarpatkého paleogenu magurského a vnějších flyšového pásma na území SV Slovenska. Geologické práce, Zošit 43, Bratislava. — [13] Kelley W. P., 1948: Cation exchange in soils. Reinhold Pub. Corp., New York. — [14] Kuthan M. a kolektív, 1957: Zpráva o prehľadnom základnom výskume a mapovaní mladých vulkanitov oblasti Vtáčnik. Rukopis; Archív GÚDŠ. — [15] Lehocký M., 1962: Základné hydrogeologické pomery záp. časti povodia Handlovky. Dipl. práca, rukopis; Geofond, Bratislava. — [16] Mach C. — Tužinský A. — Jakubec L., 1961: Inžiniersko-geologické a hydrogeologické pomery handlovskeho zosuvu. Rukopis; Archív GÚDŠ. — [17] Marková M., 1959: Petrografia sedimentárných hornín sev. okraja Handlovskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Zošit 53. — [18] Mason B., 1952: Principles of geochemistry. Sec. ed. J. Wiley and Sons, New York. — [19] Mihalíková A., 1959: Príspevok k petrografii a petrochémií vulkanických hornín najsevernejších výbežkov pohoria Vtáčnik. Geologické práce, Zošit 53. — [20] Michalíček M. a kol., 1959: Hydrogeochemický výzkum magurského flyše a dukelsko-úžockých vrás. Záv. zpráva úkolu č. 5-5883/II, ČND VÚN Brno. — [21] Pašek J. — Rybář J. — Nemčok A. — Burroš J., 1961: Zpráva o inžiniersko-geologickom mapovaní handlovskej kotliny. Rukopis; Archív GÚDŠ. — [22] Piper A. M., 1944: A graphical procedure in the geochemical interpretation of water analysis. Am. Geophys. Union Trans, 25, 914—923. — [23] Pospíšil P., 1961: Hydrogeologické pomery širšieho okolia zosuvnej oblasti v Handlovej. Rukopis; Archív GÚDŠ. — [24] Pulec M., 1961: Stručná petrografia hornín oblasti zosuvu Handlová. Rukopis; Archív GÚDŠ. — [25] Rankama K. — Sahama T. G., 1950: Geochemistry. Univ. Press, Chicago. — [26] Volk E., 1938: Nature of potash fixation in soils. Soil sci 45.

BLAHOŠLAV ČÍČEL — STANISLAV GAZDA

MINERALOGISCH-HYDROGEOCHEMISCHE STUDIEN IM RUTSCHGEBIET VON HANDLOVÁ

Im vorliegenden Artikel werden die hydrogeochemischen Verhältnisse der breiteren Umgebung des Rutschgebietes von Handlová behandelt; es stellt den zweiten Teil einer komplexen geochemischen Bewertung dieses Gebietes vor (siehe auch Číčel — Gazda 1964).

Eingehend wird die Genese der Grundwässer in wasserführenden Schichten (Dolomite der Choč-Decke, angewitterte Zone des Paläogen, Tuffite des Torton, die Schotterformation des Sarmat, vulkanische Komplexe des Sarmat und die quartäre Gehänge-Decke) diskutiert. Für jedes geologische Gebilde ist bestimmter Chemismus (siehe Tab. 1—3) charakteristisch, den man als Ergebnis verschiedenster chemisch-physikalischer Prozesse und Reaktionen betrachten kann. Durch das geologische Milieu wird nicht nur der Makrochemismus, sondern auch spezifische Assoziationen der Spurenelemente (Tab. 7, 8) beeinflusst.

Vom genetischen Standpunkt aus sind folgende Erkenntnisse von grosser Bedeutung:

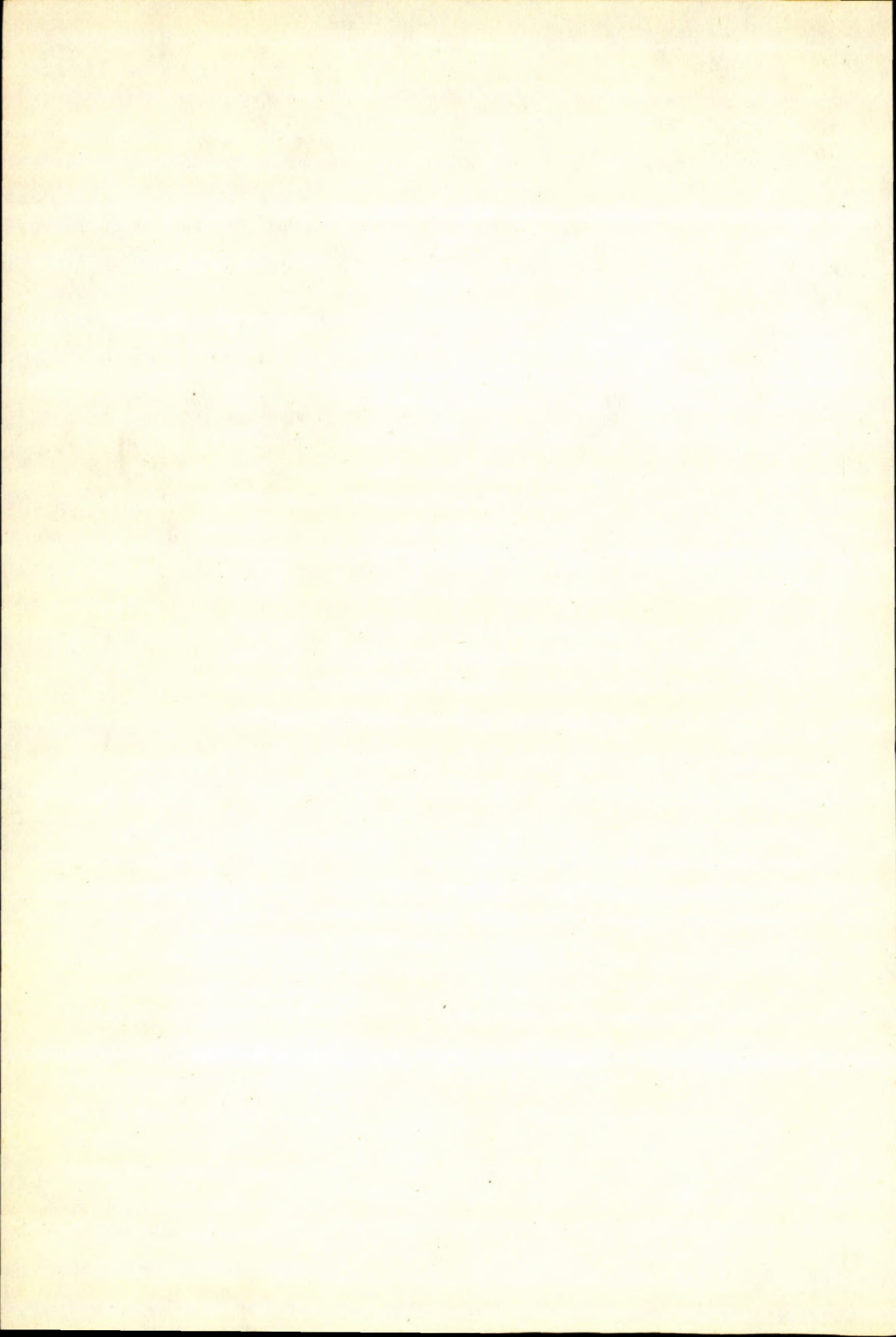
1. durch hydrogeochemische Methoden konnte man den Zufluss der Wässer aus den älteren Schichten (besonders der tortonischen Tuffiten) entlang der Dislokationslinie im Rutschgebiet I nicht nachweisen. Im positiven Falle hätten diese Zuflüsse (mit Rücksicht auf deren spezifischen Chemismus, wie wir ihn aus der Umgebung von Nováky kennen) bei den Wässern im Rutschgebiet I ihre Veränderung mehr zum Natrium-Bicarbonat-Typus wie auch die erhöhte Mineralisation zwangsläufig zur Folge gehabt.

2. Als Hauptquelle (Speichergebiet) des wasserführenden Kontaktes Quarter-Paläogen (die Rutschfläche im Rutschgebiet) kann man die Grundwässer des vulkanischen Komplexes bezeichnen.

3. Die ziemlich niedrige Mineralisation der Wässer aus der Schotterformation deutet auf einen ziemlich raschen Abfluss der aus hangenden Konglomeraten infiltrierten Wässer in dieser Schichtfolge. Eine Anzahl von Quellen (im Rutschgebiet I und an der Seitenrutschfläche) stellen nur einen Teil der in dieser Formation zirkulierten Wässer; der überwiegende Teil der Wässer infiltriert in die Rutschmasse und speichert auch den erwähnten wasserführenden Kontakt Quartär/Paläogen.

4. Es wurde der absolute und relative K-Abgang (Koeffizient Na/K) in den Wässern im oberen Rutschabhang beobachtet. Mit dieser Frage, wie auch mit daraus resultierenden Folgen wird sich eine andere Arbeit beschäftigen.

*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*



Molybdenit v granodiorite kráľovohoľského pásma SZ od Tisovca

Molybdenit je v kryštaliniku Západných Karpát pomerne zriedkavým minerálom. Popísaný bol z Nízkych Tatier z okolia Železného (Michalenko 1959), z kryštalinika Čiernej Hory (Radzo 1958) a z okolia Kokavy (Zipser in Zepharovich 1859). Novšie sme ho zistili v granodiorite kráľovohoľského pásma v záreze poľnej cesty 600 m SZ od vrcholovej kóty Bánov (1038.7) SZ od Tisovca.

Biotitický granodiorit v oblasti Bánova patrí k sihlanskému typu. Je magmatického pôvodu a jeho intrúzia je pravdepodobne viazaná na sudetskú fázu variského vrásnenia. Je to prevažne svetlošedá, masívna, stredozrnná, rovnomerne zrnitá hornina, miestami prechádzajúca do porfyrickej variety s výrastlicami metasomatického K-živca (hlavne ortoklasu, ojedinele i mikroklínu). Alkalická metasomatóza ako autometamorfný proces patrí k dozvukom variského plutonizmu. Časť ortoklasu vznikla však v magmatickom štádiu. Magmatický pôvod sihlanského granodioritu dokazuje hlavne jeho masívna povaha a granitická štruktúra so sukcesiou magmatickej kryštalizácie, veľká stálosť v minerálnom zložení a štruktúrnom vývoji, ako aj časté xenolity pararulového plášťa v rôznych štádiách metasomatického prepracovania a granitizácie.

Analyzovaná vzorka KH-9/1964 (tab. 1—3) predstavuje stredne granitizovaný typ biotitickej pararuly ešte so zachovanou bridličnatou textúrou. S pribúdaním granitizácie sa bridličnatosť pararuly stráca, vzrastá veľkosť zrna a pribúda v nej podiel živcov.

Minerálne a chemické zloženie sihlanského granodioritu vyjadrujú analýzy KH-1/1964, KH-7/1964 a KH-10/1964 na tab. 1—3. Analyzované boli najmenej premenené typy, ale aj ony okrem magmatických komponentov obsahujú vysoký podiel sekundárnych minerálov metamorfného pôvodu. K magmatickým minerálom patrí plagioklas, ortoklas (popri metasomatických K-živcoch), kremeň a biotit, s akcesorickým apatitom, zirkónom a magnetitom. Po chemickej stránke patria analyzované horniny podľa Niggliho klasifikácie k alkalicko-vápenatému radu magmy. Vzorka KH-1/1964 má povahu opdalitickej magmy, od ktorej sa odlišuje o 3 jednotky nižšou hodnotou *ca* (dekalcifikácia pri hydrotermálnej metamorfóze); vz. KH-10/1964 odpovedá normálnej granodioritickej magme a KH-7/1964 je najbližšia normálnemu kemitodioritickému typu. Šírka magmatickej diferenciácie tohto

granodioritu je malá a jeho chemizmus kolíše medzi opdalitickou a kemitodioriticou magmou.

Sihlanský granodiorit v okolí výskytu molybdenitu je väčšinou intenzívne mylonitizovaný a epizonálne premenený. Podľa poznatkov o veporidnom kryštaliniku považujeme vek mylonitizácie za alpínsky. Pri mylonitizácii boli živce a hlavne kremeň mechanicky silne deformované a granulované, biotit sprehýbaný alebo usmernený do plôch bridličnatosti. Pri pneumatolyticko-hydrotermálnej premene horniny vo vyššie temperovanom štádiu bol biotit baueritizovaný za súčasného vylučovania Ti-podielu vo forme rutilu; živce, najmä plagioklasy, boli muskovitizované. S týmto štádiom súvisí aj vznik minerálov epidot-zoitovej skupiny a celkom vzácne vystupujúceho ortitu. V nižšie temperovanom štádiu premeny podľahol biotit chloritizácii za súčasného vzniku sagenitu, zatiaľ čo živce (opäť hlavne plagioklasy) boli sericitizované alebo kaolinizované.

Horniny mylonitizovaného pásma boli okrem toho obohatené o pneumatolyticko-hydrotermálny kremeň, tvoriaci v hornine jemné žilky a zhluky, viac-menej rovnobežné s bridličnatosťou. Žilky často uzatvárajú rozdrvené úlomky premenených pôvodných minerálov horniny. Tvorené sú jemnozrnným kremeňom so zubovite do seba zasahujúcimi zrnami. Rovnakého pôvodu je aj kyslý plagioklas (takmer čistý albit), ojedinele sa vyskytujúci spolu s kremeňom v prekremených partiách.

M o l y b d e n i t býva rozptýlený v mylonitizovanej hornine v podobe drobných šupiniek, viazaných na žilky hydrotermálneho kremeňa, kde niekedy sledujú hranice kremenných zrn. Tvar šupiniek je nepravidelný; obyčajne sú silne sprehýbané. Len ojedinele sú prítomné mikroskopické kryštality s hexagonálnym obmedzením. Nepravidelné väčšie šupiny molybdenitu tvoria obyčajne zhluky, prestúpené jemnými vložkami kremeňa. Veľkosť šupiniek molybdenitu kolíše od mikroskopickej po 0,5 mm, agregáty sú 1,5 cm dlhé a niekoľko mm široké, pričom lupienky molybdenitu v nich dosahujú 2—3 mm v priemere. Molybdenit v kremenných žilkách a na ich okrajoch obyčajne nemá usporiadanú orientáciu.

Debyegram a optické vlastnosti molybdenitu v odrazenom svetle sa dobre zhodujú s údajmi v literatúre (M i c h e j e v 1957). Spektrálnou analýzou sa okrem hlavnej zložky Mo a mechanických prímiesí Si, Fe zistili i stopové obsahy Bi a Sn.

V puklinkách a intergranulárach horniny sú hojné povlaky limonitu. Izo-tropný limonit niekedy čiastočne alebo úplne vyplňuje i nepravidelné dutinky medzi zrnami kremeňa v žilkách. Niekedy majú dutinky viac-menej dokonalé štvorcové prierezy a zostali azda po vyvetraných kryštálikoch pyritu, ktorý však nebol v nábrusoch horniny s istotou dokázaný. Keďže materiál pochádza z vetraníu exponovaných partií, mohol v ňom pyrit už podľahnúť oxydácii.

Vo väčších puklinách mylonitizovaného granodioritu a pararuly sa vyskytuje aj jarozit v podobe svetložltých práškovitých povlakov na stenách puklín. Ide o agregáty mikroskopických kryštálikov hexagonálnych obrysov, veľkých pod 0,02 mm. Kryštáliky sú v smere hexagonálnej osi izotropne. Agregáty kryštálikov

neumožňujú presnejšie optické merania. Debyegram jarozitu (tab. 4) ukazuje zhodu s údajmi M i c h e j e v a (1957) a so snímkami jarozitov z ložiska Hummel (archív autorov). Orientačnou chemickou analýzou jarozitu (O. Masarovichová, lab. VVÚG) sa zistilo 6,77 % K_2O a 0,88 % Na_2O (v podieli rozpustnom v HCl). Skúmaný jarozit patrí teda medzi K-jarozity s malým podielom Na-zložky. V stopových množstvách boli v ňom dokázané Ni a Cu.

Tab. 1.

Chemické zloženie granodioritu a biotit. pararuly kráľovohofského pásma;
zárez poľnej cesty 600 m SZ od k. Bánov (1038.7 m n. m.)

Čís. vz. názov horniny	KH-1/1964	KH-7/1964	KH-10/1964	KH-9/1964
	biotitický granodiorit			biotit. rula
SiO_2	67,74	66,12	67,30	60,87
TiO_2	0,48	0,75	0,52	0,18
P_2O_5	0,23	0,43	0,27	0,08
Al_2O_3	15,06	13,84	16,05	15,73
Fe_2O_3	2,40	2,83	1,61	2,57
FeO	1,79	2,52	2,15	4,06
MnO	0,06	0,06	0,05	0,10
MgO	2,83	2,03	1,65	3,19
CaO	3,44	4,83	3,51	3,88
Na_2O	3,70	3,26	3,37	2,90
K_2O	2,17	2,45	2,32	2,65
H_2O^+	0,57	0,75	0,86	2,98
H_2O^-	0,07	0,10	0,09	0,06
Spolu	100,54	99,97	99,75	99,23

Tab. 2.

Niggliho hodnoty

Čís. vz.	KH-1/1964	KH-7/1964	KH-10/1965	KH-9/1964
si	269,96	260,82	286,73	216,68
ti	1,43	2,22	1,66	0,47
p	0,38	0,71	0,49	0,13
al	35,29	32,12	40,23	32,93
fm	30,23	28,85	23,52	36,25
c	14,68	20,40	16,03	14,80
alk	19,80	18,64	20,22	16,02
k	0,28	0,33	0,31	0,36
mg	0,56	0,42	0,45	0,47
Q	50,74	49,97	52,89	45,83
L	38,31	36,99	37,88	38,43
M	10,95	13,04	9,23	15,74

Modálne minerálne zloženie granodioritu
a biotit. pararuly.

Čís. anal. vz.	KH-1/1964	KH-7/1964	KH-10/1964	KH-9/1964
plagioklas	48	47	44	24
ortoklas	5	6	10	14
kremeň	20	23	19	17
biotit	9	11	10	19
muskovit + sericit	12	9	8	2
epidot-zoizit ± chlorit	5	3	7	22
akcesorie	1	1	2	2

Tab. 4.

Medzirovinné vzdialenosti jarozitu z lokalitu Bánov; Co K α žiarenie, komôrka Chirana \varnothing 64 mm.

Línie kremeňa (mechanická prímes) vynechané; q-koincidencia čiar kremeňa a jarozitu. Päťčlenná vizuálna stupnica intenzít. Korekcia na absorpciu sa nerobila.

d/n(ν Å)	I viz	d/n(ν Å)	I viz
5,09	4	1,320	1
3,40	2,5	1,294	1 šir.
3,08	5	1,257	1 (q)
2,82	2,5 (q)	1,248	2
2,55	1 (q)	1,228	1
2,29	4	1,216	1
1,976	4	1,192	1
1,936	1	1,163	1
1,898	1	1,150	1,5
1,819	4	1,128	1,5
1,774	1	1,111	0,5
1,738	1	1,089	0,5
1,715	1	1,081	0,5
1,624	1,5	1,055	1,5
1,594	1	1,045	0,5
1,557	1	1,032	0,5
1,537	3 (q)	1,016	0,5 šir.
1,508	3,5 (q)	0,9974	1,5
1,482	1	0,9896	1
1,428	1	0,9820	1
1,375	1 (q)	0,9581	0,5
1,339	1,5		

Primárna pneumatolyticko-hydrotermálna mineralizácia má teda pomerne jednoduchý charakter. Okrem molybdenitu je tu snáď prítomný aj pyrit; nerudné minerály sú zastúpené kremeňom a malým množstvom plagioklasu. Spektrálnou analýzou mylonitizovaného a zrudneného granodioritu a pararuly sa okrem litofilných prvkov bežných pre granitoidy zistilo len Mo a stopy Cu, vo vzorke molybdenitu stopy Bi a Sn. Impregnačná mineralizácia na svahoch Bánova patrí teda medzi bežné typy pneumatolyticko-hydrotermálnej molybdenonosnej rudnej formácie.

Pri oxydácii pôvodných sulfidov a vetraní minerálov horniny vzniká popri limonite i jemnokryštalický jarozit. Jeho výskyt je vzhľadom na humidnú klímu asi podmienený lokálnymi pomermi (vysoký oxydačný potenciál a malé množstvo presakujúcej vody).

Ako už bolo spomenuté, mylonitizovanému pásnu s výskytom molybdenitu sa dá najpravdepodobnejšie prísúdiť neoidný vek. Pneumatolyticko-hydrotermálne prekremenenie, ktoré tmelí úlomky mylonitizovaného granodioritu a vyplňa pukliny v ňom, prebehlo až po mylonitizácii horniny. Pozdejšia katakláza kremenných žiliek nebola pozorovaná.

Možný zdroj pneumatolyticko-hydrotermálnej činnosti — neoidné magmatity kyslejšieho charakteru nie sú v okolí výskytu molybdenitu známe; ich výskyt v hĺbke však nemožno vylúčiť. Výskyt molybdenitu v oblasti Bánova upozorňuje na možnosť existencie rudných impregnácií podobného charakteru aj na iných mylonitizovaných zónach veporidného kryštalinika.

J. Kamenický—E. Makovický,

*Katedra petrografie
a Katedra mineralógie a kryštalografie
PF UK, Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Michalenko J., 1959: Predbežná zpráva o výskyte molybdenitu v muskovitických pegmatitoch a aplitických žulách v Malej Železnej doline v Nízkych Tatrách. Geologické práce, Zprávy 16, Bratislava. — [2] Michejev V. I., 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. Moskva. — [3] Radzo V., 1958: Nový nález molybdenitu v biotitickom granodiorite Čiernej Hory pri Ťahanovciach na SZ od Košíc. Geologické práce, Zprávy 12, Bratislava. — [4] Zepharovich V. von, 1958: Mineralogisches Lexicon für das Kaiserthum Oesterreich. Band I, Wien.

O výskyte melafýrov v mezozoiku krížňanskej jednotky Malých Karpát

Maheľ (in B u d a y — C a m b e l — M a h e ľ 1962) spomína z rôznych štruktúr mezozoika krížňanskej jednotky Malých Karpát šupinovité výskyty „melafýrovej série“ s tým, že príslušnosť týchto výskytov ku krížňanskému mezozoiku „nie je síce bezpečne preukázaná, ale pravdepodobná“. Ako súčasť štúdia melafýrových hornín chočskej jednotky Malých Karpát spracoval som i popísané výskyty z vysokiej série krížňanskej jednotky.

Podľa cit. práce nachádzajú sa študované výskyty vulkanitov tzv. melafýrovej série „krížňanskej“ jednotky asi 4 km na SZ od obce Doľany, v širšom okolí Rybárne a na S od doliny potoka Barina. Tieto melafýrové horniny sú geneticky úzko späté s okolitými kemitými pieskovecami a pestrými, prevažne sýtočervenými sľudnatými a piesčitými bridlicami. Svojím charakterom pripomínajú tieto horniny usadeniny „melafýrovej série“ chočskej jednotky (M a h e ľ 1962). Štruktúrny charakter týchto výskytov je šupinovitý; vulkanické telieska uprostred sedimentov majú ráz šošoviek. Iba niektoré z nich vystupujú na povrchu, iné boli odkryté ryhami (M a h e ľ — P e r ž e ľ 1957).

V rôznych častiach popísanej oblasti sa našli nasledovné typy vulkanických hornín: 1. šedozelený stredoporfyrický melafýr s výrastlicami o veľkosti 0,2—1 cm; 2. čierozelený jemnozrnný melafýr o zrnitosti 0,66—0,2 mm, so zjavmi kontaktno-metamorfných účinkov na okolité piesčito-bridličnaté sedimenty. Obidva typy sú poznačené prejavmi hydrotermálnej fázy, doprevádzanej tvorbou drobných žiliek nervovitej štruktúry, s výplňou chlorit-epidot-karbonátovou a chalcedón-karbonátovou; iba lokálne bol pozorovaný baryt. Štruktúra prvého typu je prevažne intersertálna, ojedinele blízka apointersertálnej; u druhého typu prevažne ofitová, len v jedinom prípade pilotaxitová. Priestorové rozšírenie jednotlivých minerálov je veľmi variabilné a závisí nielen od kryštalizačných podmienok, ale i od charakteru a intenzity autometamorfných procesov. U oboch typov sa identifikovali ako produkty kryštalizácie magmy: olivín, pyroxény, plagioklasy (I. a II. generácie) bázicity albit-oligoklas-andezín, apatit, titanit, ilmenit, pyrit a v blízkosti dotyku s okolitými sedimentmi sklovitá hmota. Na bezprostrednom kontakte so sedimentmi sa koncentruje grafit, chlorit a limonit. Zo zvláštností treba zdôrazniť prítomnosť „banátskych“ zrastov u plagioklasov, obdobných melafýrovým horninám hlavného vulkanického pruhu medzi Smolenicami a Sološnicou (V o z á r 1964). Z premien sa u vulkanických hornín uplatnila slabá spilitizácia a pomerne intenzívna chloritizácia tmavých minerálov, sericitizácia plagioklasov a limonitizácia rudných minerálov. Na porfyrických výrastliciach bola pozorovaná protokláza. V blízkosti kontaktov so sedimentmi je textúra vulkanitov brekciovitá, s nepravidelne obmedzenými xenolitmi a melafýrovou sklovitou hmotou.

Rad diagnostických znakov vulkanitov melafýrového pruhu medzi Smolenicami

a Sološnicou nachádzame aj u melafýrov uprostred krížňanského mezozoika; napr. charakteristické tvary „banátskych“ zrastov, obdobný charakter a intenzita premien, textúrno-štruktúrna a minerálna zhoda, rovnaké produkty hydrotermálnych pochodov, obdobný charakter kontakto-metamorfných vzťahov melafýrov voči sedimentom a nápadná chemická príbuznosť.

Chýbanie pyroklastických sedimentov na strane jednej a kontaktné účinky melafýrov na okolité sedimenty na strane druhej, resp. štruktúrny charakter vulkanitov podporuje názor o ich podpovrchovej medzivrstvej intruzívnej povahe.

Na základe porovnania vlastností melafýrov v štruktúrach mezozoika krížňanskej a chočskej jednotky možno konštatovať ich vzájomnú petrografickú zhodu. Výskyt šupín „melafýrovej série“ v rôznych štruktúrach mezozoika krížňanskej jednotky v Malých Karpatoch bolo by možné v zmysle dosiahnutých výsledkov interpretovať ako výsledok neoidnej tektoniky.

Jozef Vozár,

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

9. EURÓPSKE MIKROPALAEONTOLOGICKÉ KOLOKVIUM, ktoré sa uskutočnilo v septembri 1965 vo Švajčiarsku za účasti vyše 100 delegátov z Európy, Afriky, Ázie a Ameriky, slávnostne otvoril prof. Dr. Hans Schaub v zasadacej sieni prírodovedeckého múzea v Bazileji. Exkurzie vedené prakticky územím celého Švajčiarska boli tematicky zamerané predovšetkým na štúdium profilov jury, kriedy a paleogénu. Veľmi dôležité boli exkurzie na profily niektorých stupňov vrchnej jury (oxford, argov — rauracien, sequanien) a kriedy (valangin, hauteriv a vraconien), ako aj prehliadka strednokriedového profilu J od Balerny (Breggia) spracovaného R. Gangolfim, odkiaľ bolo popísaných mnoho nových a pre stratigrafiu kriedy dôležitých planktonických foraminifer.

Z hľadiska faciálneho sú zaujímavé profily kriedy a paleogénu helvetíd. Vrchný cenoman — spodný koniak je vo fácii vápencov (Seewekalk), ktoré v Karpatoch nemajú obdoby. Pre mikropaleontológov, ktorí sa zaoberajú štúdiom veľkých foraminifer, bola dôležitá návšteva einsiedlerských numulitových vápencov pri Steinbachu a obdobných vápencov na lokalitách Tschengelstein a Gufler severne od mesta Weesen. Schlierenflysch v okolí Alpnach vyvíjajúci sa z mastrichtu je známy nielen bohatou faunou numulitov a asilín (spracoval H. Schaub 1951), ale aj bohatým nanoplanktonom, ktorý spracovali W. W. Hay — H. P. Mohler (*Discoasteridae*). Spomínaní autori urobili aj vzájomnú paralelizáciu numulitových a discoasteridových zón.

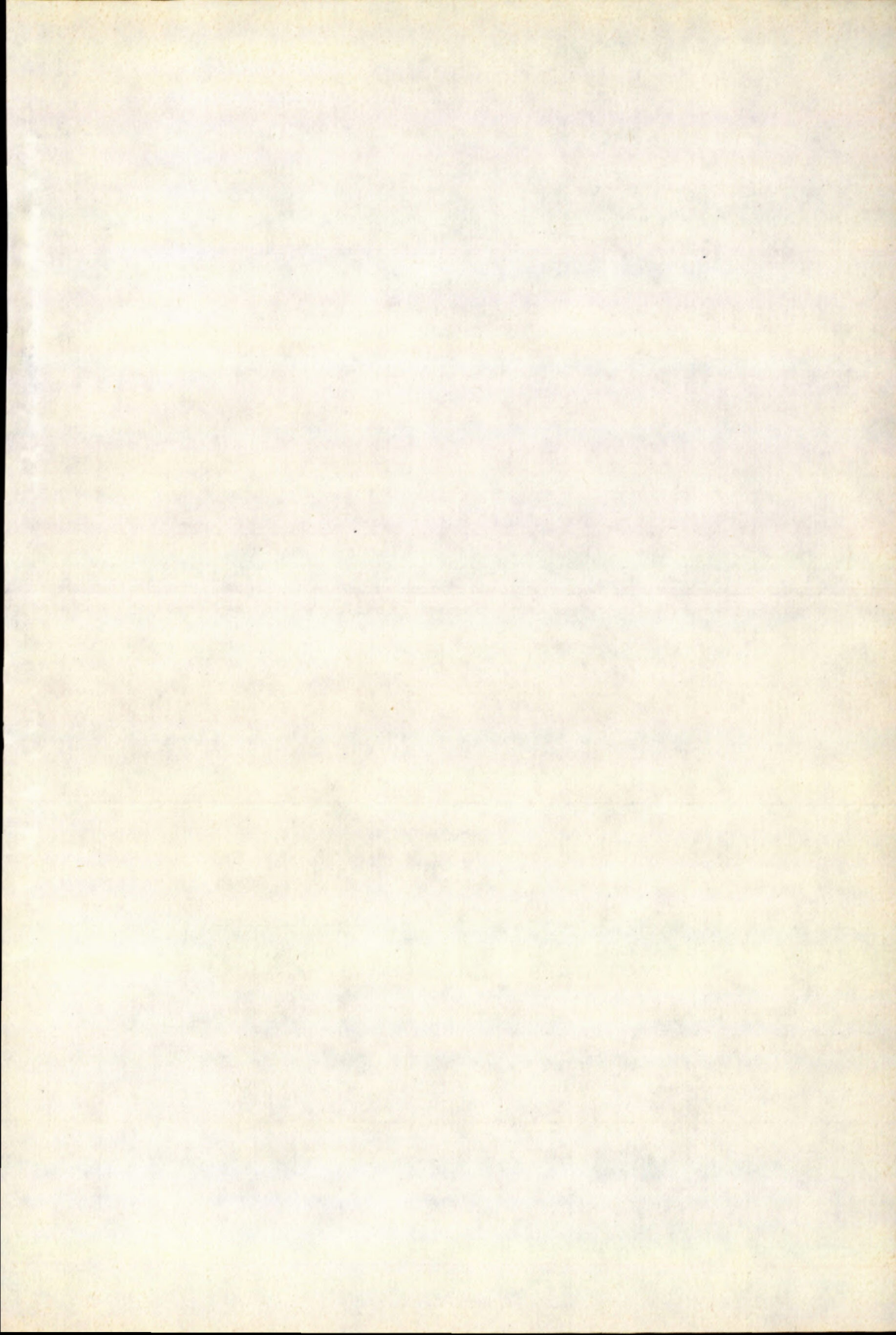
V blízkosti Alpnach-Stad sú známe bridlice (Stadschiefer), reprezentujúce typovú lokalitu vrchnoeocénnych globigerinových bridlíc, pôvodne zpracovaných J. Kaufmannom (1867), neskoršie R. Eckertom (1963), ktorý z nich uvádza bohatú mikrofaunu.

Z neogenných sedimentov bol študovaný profil pliocénom v okolí Balerny, vyhodnotený na základe makro i mikrofauny (I. Premoli Silva).

Detailné geologické a stratigrafické údaje nájdeme v sprievodcovi vydanom pre tento účel: H. Schaub—H. Luterbacher & kol. 1965: *Neuere Daten zur mikropaläontologischen Forschung in der Schweiz, Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. — Ing., Vol. 31, Nr. 81.*

Oficiálne ukončenie kolokvia bolo v Zürichu. Ďalšie (10.) európske mikropaleontologické kolokvium bude roku 1967 v Poľsku.

Jozef Salaj



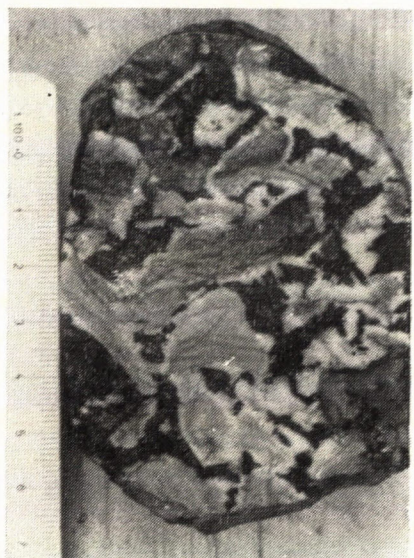
GEOLOGICKÉ PRÁCE, ZPRÁVY 39

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave
roku 1966

Vedecký redaktor: Pg. Ondrej S a m u e l, CSc.

Pov. 1268/I-65. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave
písmom garmond Baskerville. AH 15,97, VH 16,36. — K—03*61324

Cena brož. Kčs 20,—



Obr. 1



Obr. 2



Obr. 3



Obr. 4



Obr. 5



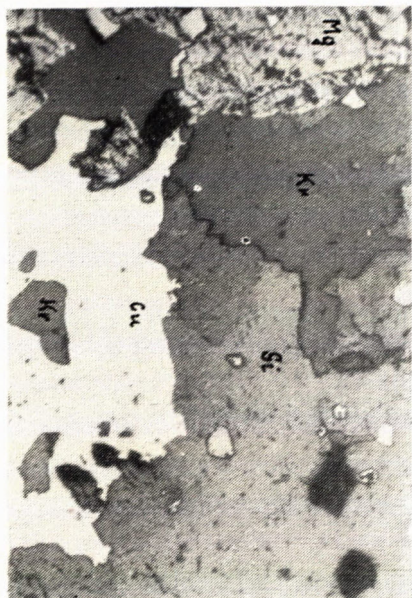
Obr. 6



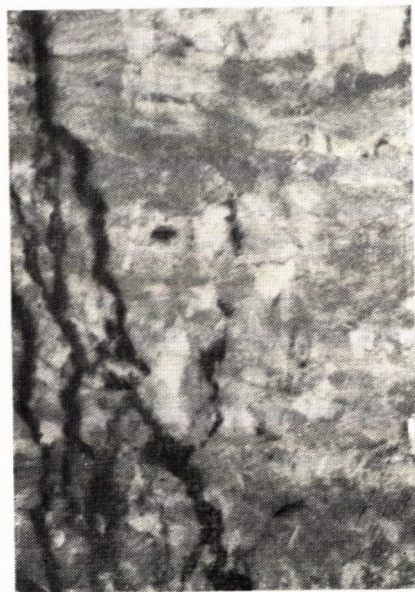
Obr. 7



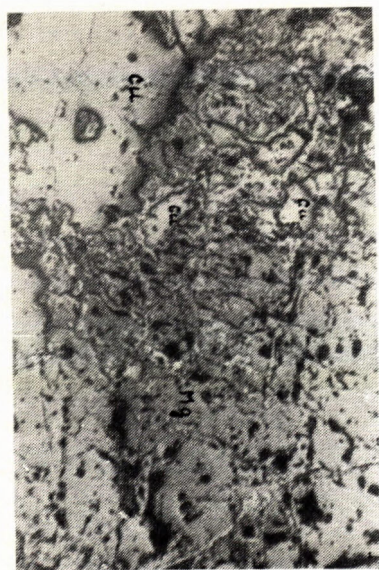
Obr. 8



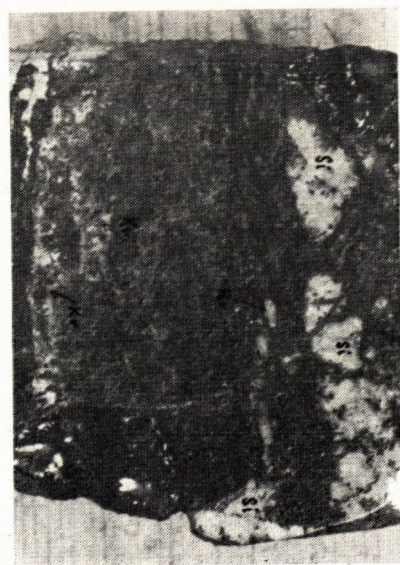
Obr. 9



Obr. 10



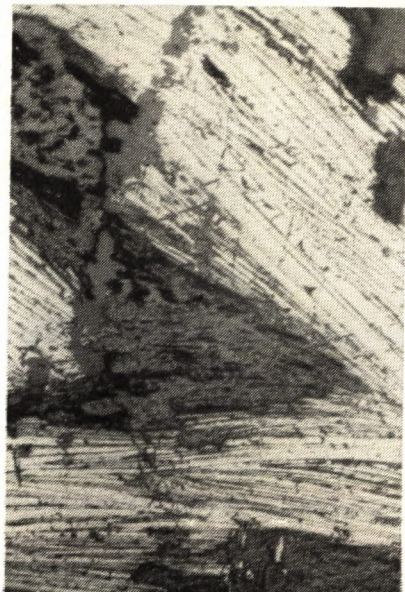
Obr. 11



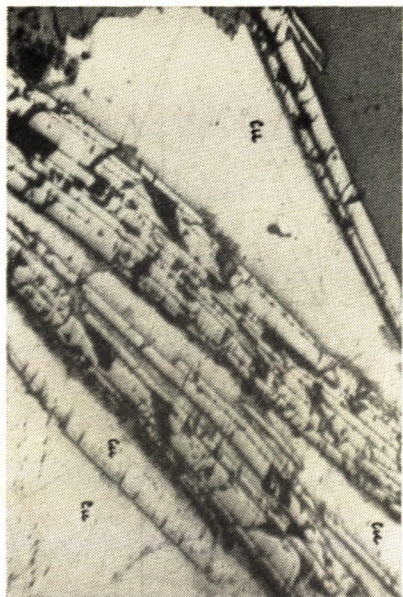
Obr. 12



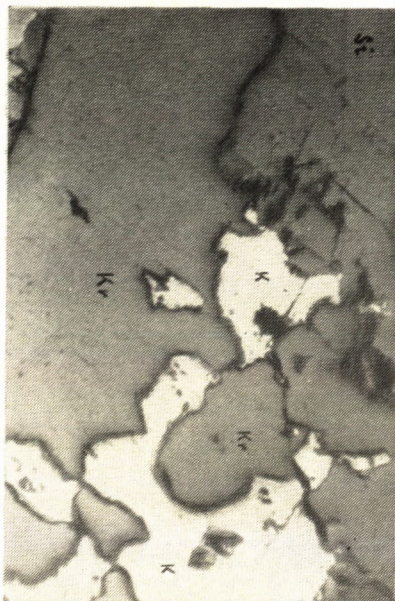
Obr. 13



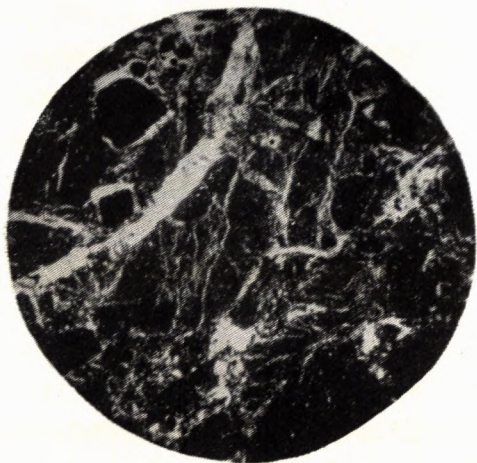
Obr. 14



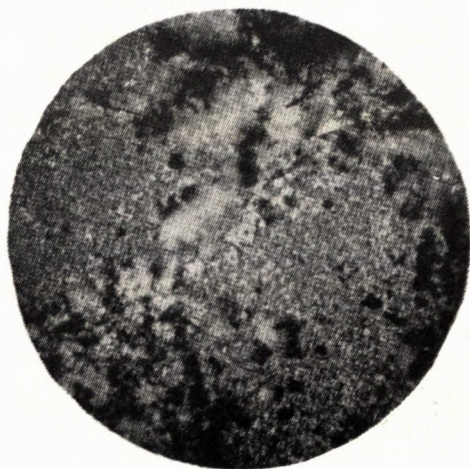
Obr. 15



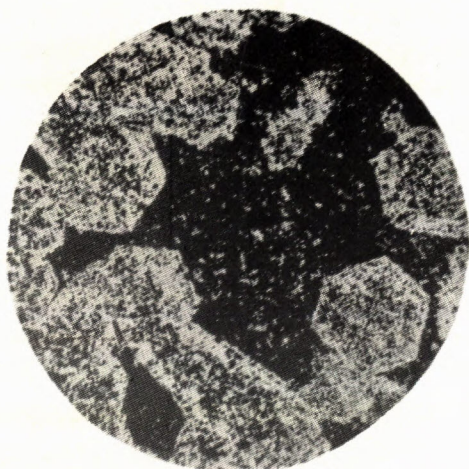
Obr. 16



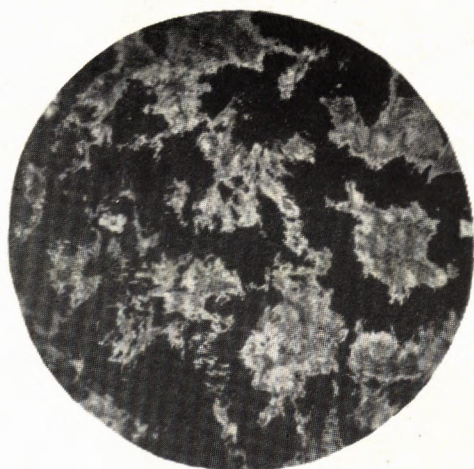
Obr. 1



Obr. 2



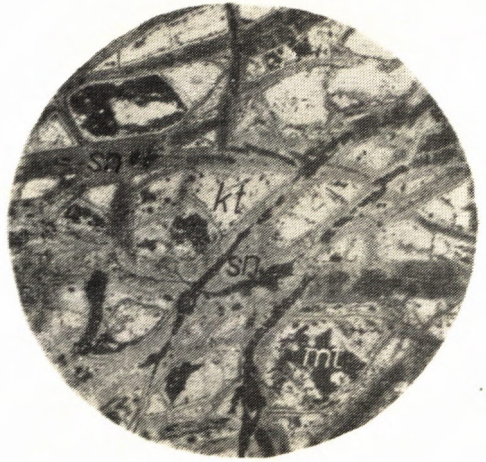
Obr. 3



Obr. 4



Obr. 1



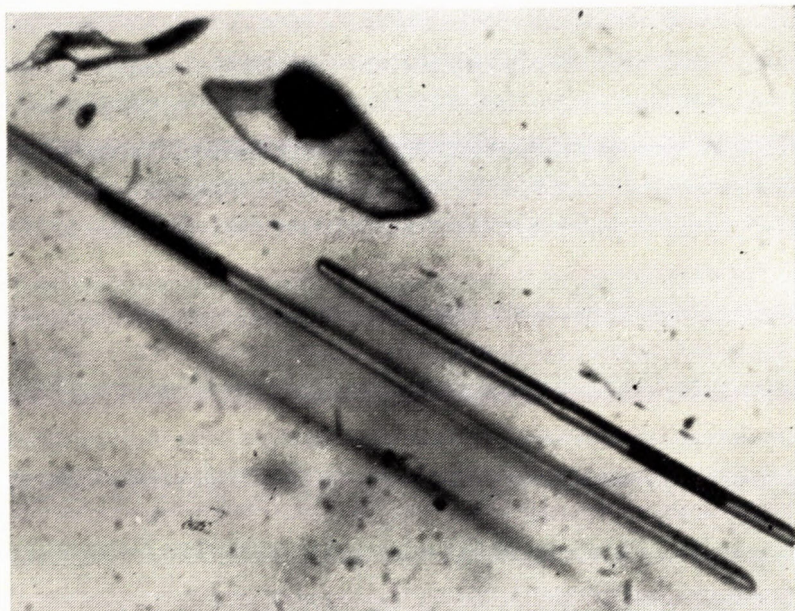
Obr. 2



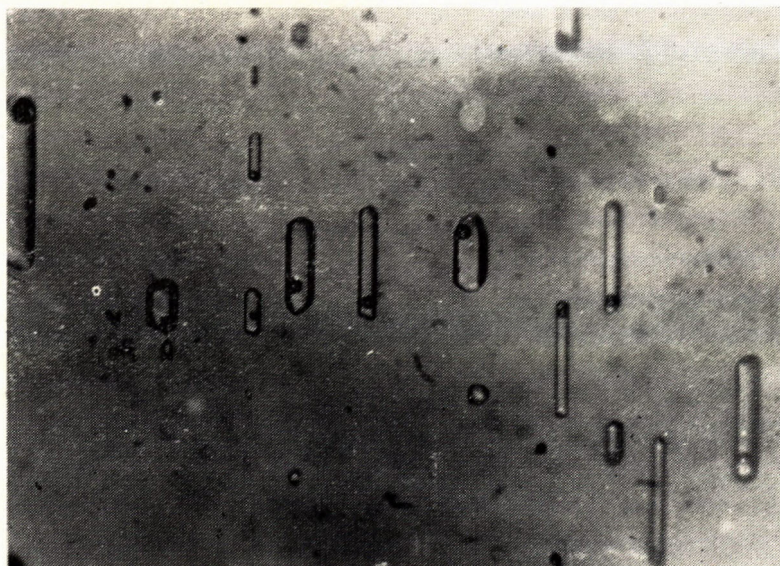
Obr. 3



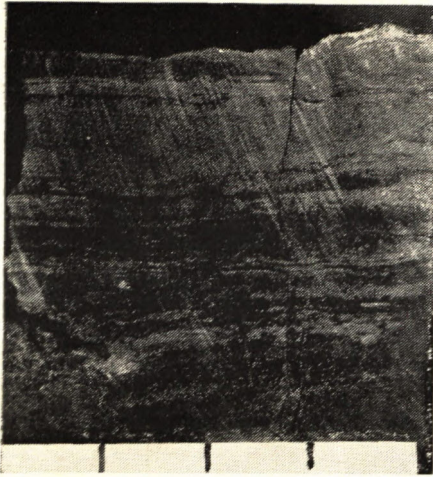
Obr. 4



Obr. 1. Kvapalné uzavreniny trubkovitej formy v kremeňi (Kremnica). Zväčš. 120 \times .



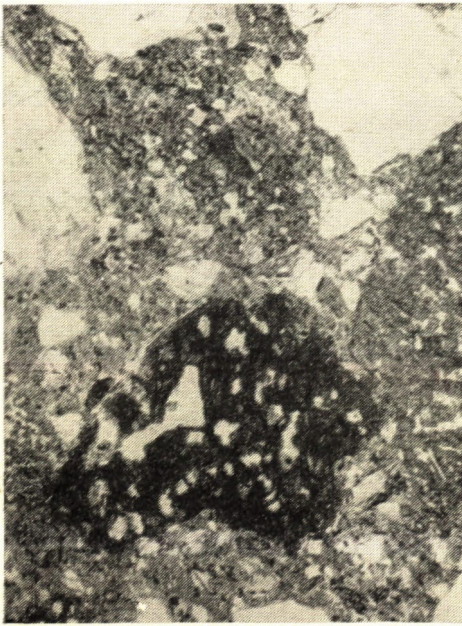
Obr. 2. Kvapalné uzavreniny trubkovitej formy v kremeňi (Nálepkovo). Zväčšené 150 \times .



Obr. 1



Obr. 2



Obr. 3



Obr. 4