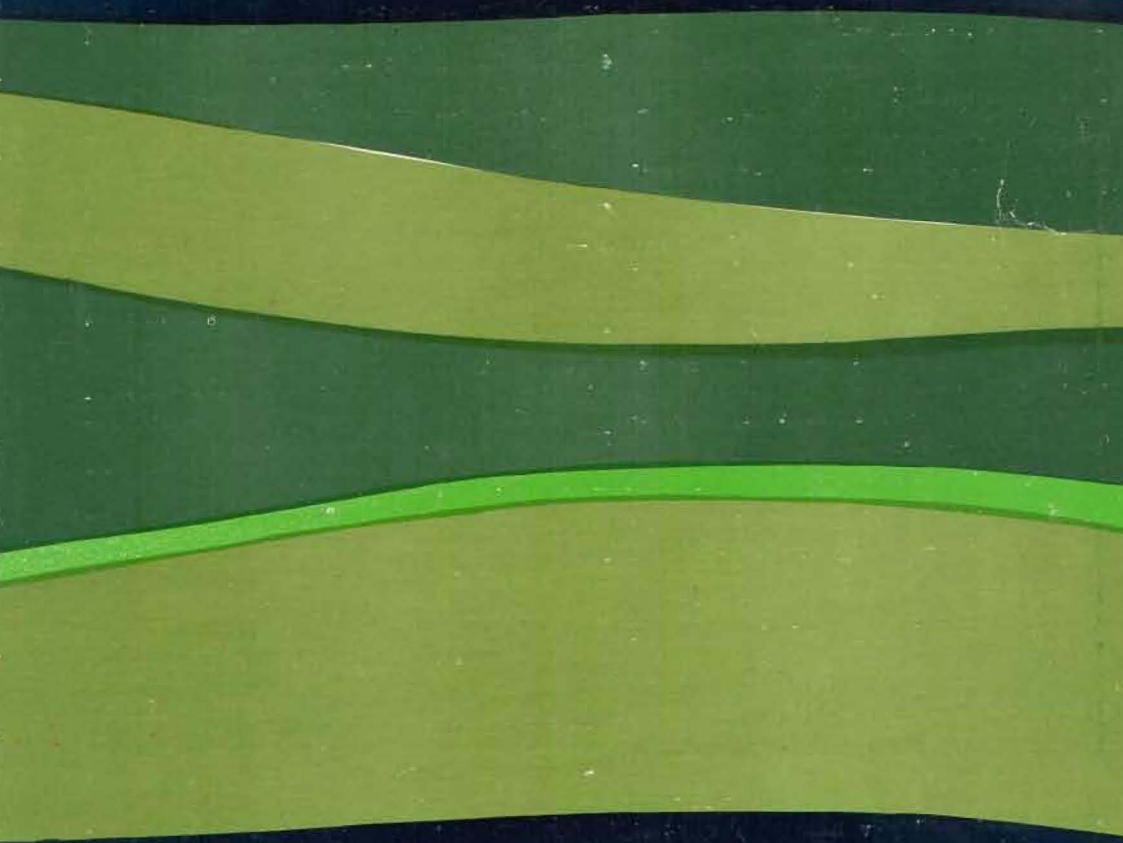


MINERALIA SLOVACA

13

1981

6

An abstract graphic representing a landscape, composed of several horizontal, wavy bands of different shades of green. The top band is a dark forest green, followed by a lighter lime green band, then a medium green band, and finally a light olive green band at the bottom. The bands are separated by thin, slightly irregular white lines, giving the impression of rolling hills or layers of earth.

Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc., *vedúci redaktor*
RNDr. Pavol GREČULA, CSc., *vedecký redaktor*
p. g. Ján KOBULSKÝ, *technický redaktor*
RNDr. Pavol MALACHOVSKÝ, *technický redaktor*

REDAKČNÁ RADA.

Ing. Ján KURÁŇ, *predseda redakčnej rady*

RNDr. Juraj ANTAS
RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc.
akademik Bohuslav CAMEL
RNDr. Miroslav HARMAN, CSc.
prof. RNDr. Jakub KAMENICKÝ
RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc.
Ing. Ján KOZÁČ
Ing. Ivan KRAVJANSKÝ
RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc.
akademik Michal MAHEL
Ing. Ivan MARUŠIAK, CSc.

prof. Ing. Milan MATULA, DrSc.
Ing. Ivan PAGÁČ, CSc.
RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc.
Ing. Rudolf RUDINEC, CSc.
RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc.
RNDr. Miroslav SLAVKAY, CSc.
RNDr. Ivan ŠARIK
RNDr. Pavel TKÁČIK
Ing. Milan TAPÁK, CSc.
prof. RNDr. Cyril VARCEK, CSc.
RNDr. Imrich VARGA

OBSAH

CONTENTS

Ján Gašparík — Ján Kuráň — Pavel Malík

Geologický výskum Slovenskej socialistickej republiky v 7. päťročnom pláne

Geological research in the Slovak Socialist Republic during the 7th Five Year Plan

PŮVODNÉ PRÁCE

ORIGINAL PAPERS

Ján Burian — Ján Smolka — Miroslav Kámen

Vývoj neogénneho magmatického komplexu v oblasti Zlatna a s ním spätých mineralizácií

Development of the magmatic complex and related mineralization during the Neogene in the Zlatno area (Štiavnické vrchy Mts., Middle Slovakia)

489

Dušan Hovorka — Ján Spišiak

Koexistujúce granáty a amfiboly metabazitov oblasti Rudňany

Coexisting Garnets and Amphiboles of Metabasites from Rudňany Area (the Paleozoic, Spišsko-gemerské rudohorie Mts., the Western Carpathians)

509

Jozef Jaroš — Miloš Kratochvíl — Jozef Zlocha

Drobnostruktúrna analýza vnútornej stavby serpentinitových telies v Spišsko-gemerskom rudohorí

Mesoscopic structural analysis of serpentinite bodies in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Eastern Slovakia)

527

SPRÁVY

REPORTS

Vojtech Zorkovský

Amfibolický dioritový porfyr z juhovýchodného svahu Klenovského Vepora

Amphibole diorite-porphyr from the SE slope of the Klenovský Vepor Mount

549

DISKUSIA

DISCUSSION

Ladislav Sombathy

K otázke metalogenetickej terminológie v štiavnicko-hodrušskej oblasti

To the problems of metallogenetic terminology in the Štiavica and Hodruša ore district

555

AKTUALITY

NEWS

Stanislav Polák — Peter Hanas

Druhý výskyt cínovca na severozápadných svahoch Tríbeča

Second occurrence of cassiterite on the NW slopes of the Tríbeč Mts. (Middle Slovakia)

561

Ján Greguš — Martin Chovan — Jozef Határ

Antimónové sulfidy v horninách veporického kryštalinika

Antimony sulphides in Veporic crystalline rocks (Middle Slovakia)

565

Pokračovanie obsahu na 2. strane obálky

Continuation see page 2 of the cover

Geologický výskum Slovenskej socialistickej republiky v 7. päťročnom pláne

JÁN GAŠPARÍK*, JÁN KURÁŇ**, PAVEL MALÍK***

* Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

** Slovenský geologický úrad, Prievozská 30, 812 25 Bratislava

*** Ministerstvo výstavby a techniky SSR, Čs. armády 4, 881 19 Bratislava

Doručené 26. 3. 1981

Geologický výskum Slovenskej socialistickej republiky v rokoch 1981—1985, ktorý má v pláne Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave, je v súlade s celoštátnou vedecko-technickou politikou, ako ju vytýčil XVI. zjazd KSČ, a v zásade nadväzuje na pozitívne výsledky z minulých rokov. Hlavná pozornosť sa v rámci úloh štátneho plánu rozvoja vedy a techniky bude venovať zostavovaniu edície základných geologických máp v mierke 1 : 25 000 na nových topografických podkladoch, geologických máp regiónov 1 : 50 000, tektonických máp 1 : 100 000, hydrogeologických máp 1 : 50 000 a inžinierskogeologických máp 1 : 25 000 z výskumných oblastí územia SSR. Okrem toho bude geologický výskum zameraný na oblasti perspektívne na výskyt ložísk ropy a zemného plynu, výskyt volfrámových rúd na južných svahoch Nízkyh Tatier, polymetalické rudy v stredoslovenských neovulkanitoch, v Spišsko-gemerskom rudohorí, hydrogeologický výskum vybraných oblastí SSR, vyhľadávanie nových zdrojov geotermálnej energie v Podunajskej a Záhorskej nížine, geochemický výskum Nízkyh Ta-

tier a stredoslovenských neovulkanitov a inžinierskogeologický výskum pre potreby investičnej výstavby. Súbežne s týmito úlohami sa budú riešiť niektoré aktuálne teoretické problémy základnej a aplikovanej geológie a úlohy vyplývajúce z medzinárodnej spolupráce.

Hlavnou úlohou aj v rokoch 7. päťročnice bude Regionálny geologický výskum SSR — II. etapa (Vass — Vozár, 1980) späť s vydávaním základných geologických máp v mierke 1 : 25 000, ktorými sa v ďalšom období po roku 1985 postupne zmapuje celé územie Slovenska. Po skončení edície geologických máp ČSSR v mierke 1 : 200 000 roku 1962 sa spracovala jednotná celoštátna koncepcia zostavovania novej edície základných geologických máp v mierke 1 : 25 000. Územie Slovenska je zobrazené na 649 listoch Gaussovej — Krügerovej siete. Z tohto počtu bolo do konca roku 1980 spracovaných 254 listov geologickej mapy v mierke 1 : 25 000. Od roku 1981 sa prechádza na nový listoklad topografických podkladov v mierke 1 : 25 000. Nové základné geologické mapy budú zostavené na týchto topografických podkladoch a geologické

mapy zostavené pred rokom 1981 sa budú postupne reambulovať a prekresľovať do nového listokladu, čo si vyžiada značný objem kartografických prác. Z regiónov s dokončeným geologickým mapovaním v mierke 1 : 25 000 boli spracované geologické mapy 1 : 50 000. Doteraz sa spracovalo 13 regiónov, z toho 8 máp vyšlo tlačou, a jeden región (stredoslovenské neovulkanity) v mierke 1 : 100 000. V rokoch 1981—1984 sa geologické mapovanie sústreďí na južnú časť východného Slovenska, Lučeneckú kotlinu a priľahlé časti Slovenského rudohoria, stredoslovenské neovulkanity (Kremnické vrchy, Javorie a Poľana), okolie Levíc a Nitry, bradlové pásmo a priľahlý paleogén a Nízke Tatry. Geologické mapy regiónov v mierke 1 : 50 000 sa zostavia z oblasti Myjavskej pahorkatiny a severnej časti Východoslovenskej nížiny, Slovenského krasu, Nízkych Tatier a Čiernej hory. Okrem toho sa pripraví geologická mapa ČSSR v mierke 1 : 500 000 — časť Slovensko, a to ako náhrada za už zastaranú geologickú mapu ČSSR tej istej mierky. Dovedna sa v rokoch 1981—1985 zostaví 44 celých a 17 častí mapových listov 1 : 25 000 a 7 regiónov v mierke 1 : 50 000. Práce na základných geologických mapách budú pokračovať aj po roku 1984. V priebehu 7. päťročnice sa začne so zostavovaním inžinierskogeologických máp 1 : 25 000 pre potreby investičnej výstavby, najmä energetických diel (jadrové, vodné a prečerpávacie elektrárne).

Súbežne s geologickým mapovaním sa budú riešiť vybrané problémy tektoniky Západných Karpát, napr. tektonická stavba vybraných oblastí centrálnych Západných Karpát (Malé Karpaty, Považský Inovec, Strážovské vrchy, Žiar, Humenské vrchy, Stratenská vrchovina), z ktorých sa zostavia tektonické mapy 1 : 100 000, stavba kôry, litotektonické štúdium variských molás

a ich vzťah k syngenetickým vulkanitom, subsidencia vnútorných Karpát počas paleogénu, štúdium tektonického režimu alpínskych molás a prejavu tektoniky vo vzťahu k dvíhajúcemu sa horstvu a súvekému vulkanizmu, spracovanie tektonickej mapy 1 : 500 000 karpatsko-balkánskeho systému a i. V rámci ústavnej úlohy Geologického ústavu Dionýza Štúra sa budú riešiť niektoré aktuálne problémy Západných Karpát, ktoré sú dôležité na hlbšie poznanie geológie, stavby a vývoja Spišsko-gemerského rudohoria v čase a priestore, mladých vulkanitov východného Slovenska, kvartéru Podunajskej nížiny, biostratigrafie mezozoika až miocénu, spracovanie indexových fosílií triasu, paleogénu a miocénu a i. Dosiahnuté výsledky sa budú využívať nielen v organizáciách geologického výskumu a prieskumu, ale aj v iných organizáciách, ktorých činnosť úzko súvisí s kvalitou geologického prostredia.

Intenzívny geologický výskum a prieskum ložísk ropy a zemného plynu v posledných 10-ich rokoch ukazuje, že na území Slovenska možno v budúcnosti najmä vo väčšej hĺbke objaviť nové ložiská, ktoré doteraz vo väčšine prípadov limituje dostupná vrtná technika. Zaradenie výskumnej úlohy Geologický výskum perspektívnych oblastí na výskyt ropy a zemného plynu (Leško, 1980), ktorá je pokračovaním úlohy z minulých rokov, si vyžiadala súčasná energetická situácia doma a vo svete. Hlavným cieľom úlohy je riešiť otázku možnosti akumulácie uhlíkovodíkov v predterciérnych štruktúrach slovenskej časti Západných Karpát, poznanie geologickej stavby záujmových oblastí a ich litologicko-stratigrafického obsahu. Predpokladá sa, že sa v týchto oblastiach do roku 1986, keď sa výskumná úloha skončí, overia nové prognózne zásoby uhlíkovodíkov a budú predmetom etáp geologického prieskumu. Dôkazom

perspektívnosti navrhovaných oblastí na ďalší výskum sú plynové obzory s gazolinom vo vrte Lipany-1, Hanušovce-1, a Smilno-1. Výskumné práce v 7. päťročnici sa zamerajú na pribradlovú zónu v oblasti hanušovského hrastu (dokončenie rozpracovaného vrtu Hanušovce-1), na vnútrokarpatský paleogén a jeho podložie v Šarišskej vrchovine a Levočských vrchoch (vrt Šariš-1 do 6000 m), podložie flyšu stakčinskej elevačnej štruktúry (vrt Stakčín-1 do 5500 m). Ak budú zabezpečené vrtné kapacity, vyhlíbi sa výskumný vrt Zemplín-1 (5000 m), ktorý má preveriť eleváciu v podloží východoslovenského neogénu v oblasti Sobraniec. Výskumné práce v západnej časti Slovenska nadviažu na geofyzikálne práce vykonané v uplynulých rokoch. Výskum sa zameria hlavne na západnú časť bradlového pásma (úsek Podbranč — Orava), južnú časť pribradlovej zóny, podložie flyšového pásma (vrt Drietoma-1, 6500 m) a predneogénne podložie viedenskej panvy.

Pracovníci Geologického ústavu Dionýza Štúra roku 1962 zistili v okolí obce Jasenie v Nízkych Tatrách indicie volfrámového (scheelitového) zrudnenia. Na základe nálezů sa v rokoch 1976—1979 realizovala 1. etapa geologicko-ložiskového výskumu v oblasti Kyslá-Jasenie. Oblasť bola geologicky zmapovaná v mierke 1 : 10 000, vykonala sa v nej regionálna šlichová prospekcia, metalometrické a geofyzikálne profilovanie, vyhlúbilo sa 15 mapovacích vrtov do hĺbky 200 m a vzorky z nej sa zhodnotili petrograficky, mineralogicky a analyticky. Na základe vykonaných prác sa spresnili hlavné zóny zrudnenia, ktoré sa v súčasnosti overujú banskými prácami a podzemnými vrtmi. Dosiahnuté výsledky boli podkladom pre projekt štátnej výskumnej úlohy Geologický výskum volfrámového zrudnenia na južných svahoch Nízkych Tatier (Pecho,

1980), ktorá sa bude riešiť v rokoch 1981—1984. Práce sa zamerajú na dokončenie geologického výskumu lokality Kyslá-Jasenie s cieľom odovzdať lokalitu roku 1982 geologickému prieskumu a (v prípade pozitívnych výsledkov) ešte koncom 7. päťročnice ťažobnej organizácii. Ukázalo sa, že scheelitová mineralizácia má širšie regionálne rozmiestnenie, a preto budú výskumné práce pokračovať smerom na SV v oblasti Lomnistej a Vajskovej doliny a na JZ v oblasti Bielej Vody — Sopotnice. Na obidvoch lokalitách sa vykoná podrobné geologické mapovanie, zahustené odbery šlichov, geofyzikálne a metalometrické profilovanie, analytické práce, mapovacie vrty a i. Na úspešné riešenie výskumnej úlohy a nadväzné geologickoprieskumné práce vypracoval Slovenský geologický úrad v spolupráci so zainteresovanými organizáciami súbor opatrení, ktorý schválila vláda SSR 25. júna 1980. Ložiská volfrámových rúd scheelitového typu na území SSR doteraz neboli známe a fakt, že spolu s volfrámom sa vyskytuje aj zlato, ekonomický význam výskumnej úlohy ešte zväčšuje.

Okrem volfrámových rúd na južných svahoch Nízkych Tatier bude ložiskový geologický výskum v rámci štátnej výskumnej úlohy Geologický výskum nerastných surovín vybraných oblastí SSR (Ilavský, 1980) zameraný na ďalšie lokality a druhy nerastných surovín s cieľom v najkratšom čase stanoviť prognózne objemy zásob. Výskumné práce v zásade nadviažu na pozitívne výsledky z minulých rokov. V rudných surovinách je hlavná pozornosť orientovaná na stratiformné a porfýrové typy rúd, ktoré aj pri nižšom obsahu kovov možno ekonomicky využívať (Cu—FeS₂ rudy typu Smolník, Pb—Zn—Cu rudy v neovulkanitoch stredného Slovenska a i.), a výnimočne aj na niektoré žilné typy

ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. Na rozdiel od 6. päťročnice bude geologický výskum zameraný na vyhľadávanie nových ložísk lignitu v neogénnych útvaroch južného a východného Slovenska. V regionálnom členení sa budú výskumné práce orientovať na metalogenetický výskum Sb rúd v oblasti Čučma — Bystrý Potok, stratiformné Cu—FeS₂ rudy v okolí Smolníka s cieľom predĺžiť životnosť existujúceho ťažobného závodu, vulkanoplutonické komplexy stredoslovenských neovulkanitov (porfýrové Cu, polymetalické Pb—Zn—Cu rudy v oblasti Vtáčnika, Javoria, Poľany, Štiavnických a Kremnických vrchov a Au rudy v okolí Pukanca), styčnú zónu gemerika a veporika (Ni—Co a Sb—W rudy v oblasti Rochovce — Revúca), lignity otnangu v Lučeneckej kotline a po prehodnotení ložiska Hnojné geologickým prieskumom aj na lignity vrchného sarmatu až panónu v choňkovskej depresii na východnom Slovensku. V nerudných surovinách bude geologický výskum v rámci regionálneho geologického výskumu zameraný na ložiská dolomitu a čistého vápenca na západnom a strednom Slovensku, ktoré prichádzajú do úvahy na náročné priemyselné využitie. Pozitívne výsledky (prognózne zásoby) budú východiskom nadväzných etáp geologického prieskumu, ktorý bude zabezpečovať prevod prognózných zásob do priemyselných kategórií.

V hydrogeologickom výskume sa v minulej päťročnici ukončila edícia hydrogeologických máp Slovenska v mierke 1 : 200 000. V priamej nadväznosti na túto edíciu a Smerný vodohospodársky plán, ktorý predpokladá zvýšenie spotreby vody na Slovensku do roku 2000 na 3-násobok, bude cieľom štátnej výskumnej úlohy Hydrogeologický výskum vybraných oblastí SSR (Hanzel, 1980) poskytnúť základné hydrogeologické hodnotenie vybraných

regiónov, synteticky spracovať doterajšie poznatky o podzemných vodách Slovenska a začať so zostavovaním novej edície hydrogeologických máp regiónov 1 : 50 000. V rámci úlohy sa vykoná základné hydrogeologické a hydrochemické hodnotenie režimov podzemných vôd, stanovenie prognózných zásob a reálnosti ich exploatácie na južných svahoch Nízkych Tatier, v Belianskych Tatrách a severných svahoch Vysokých Tatier, Šarišskej vrchovine, Slovenskom raji a Vtáčniku. V týchto oblastiach budú odovzdané orientačné hydrogeologické vrty, režimové merania prameňov a vrtov, termometrické merania, hydrochemické a analytické práce. Na komplexné zhodnotenie hydrogeologických pomerov hospodársky najvýznamnejších regiónov sa spracuje metodika zostavovania hydrogeologických máp v mierke 1 : 50 000 a ako prvý sa touto formou spracuje región Nízkych Tatier.

V posledných rokoch 5. päťročnice sa začalo s výskumom priestorového rozloženia zemského tepla a geotermálnych zdrojov na území Slovenska. Podľa dlhodobého výskumného programu zo 14 perspektívnych oblastí bola ako prvá vybratá centrálna depresia Podunajskej nížiny a Liptovská kotlina. Do týchto oblastí sa v rokoch 1975—1980 sústreďil hlavný objem výskumných prác. V centrálnej depresii Podunajskej nížiny doteraz naše organizácie a maďarská organizácia VIKUV Budapešť odovzdali 16 geotermálnych vrtov do hĺbky 600 až 2500 m. Geologický výskum komárňanskej vysokej kryhy (mezozoikum) sa roku 1979 skončil výpočtom statických zásob termálnej vody v celkovom objeme $5130 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, z ktorých možno prakticky využívať $163,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ s teplotou vody nad 20 °C. V centrálnej depresii Podunajskej nížiny, kde sa z kapacitných dôvodov do konca 6. päťročnice nepodarilo vyhlbiť geotermálne vrty

v Gabčíkove, Vlčanoch a pozorovací vrt v Bohelove, sa doteraz na povrch vyviedlo asi 220 l. s^{-1} termálnej vody s priemernou teplotou 64°C . Niektoré z pozitívnych geotermálnych vrtov sa už využívajú na vykurovanie skleníkov a fóliových krytov (Topoľníky, Horná Pôtoň, Tvrdošovce, Čalovo), iné na kúpeľno-rekreačné účely (Komárno, Štúrovo, Dunajská Streda). Vo výstavbe je rekreačný areál v Galante (Vincov les) a Kráľovej pri Senci, pozorovacie skúšky a režimové pozorovania prebiehajú v geotermálnych vrtoch v Šamoríne a Dvoroch nad Žitavou. V Liptovskej kotline, okrem geofyziky, bol odovzdaný geotermálny vrt v Pavčinej Lehote, ktorý pozmenil predstavu geologickej stavby, a tak bol vrt na vodu negatívny. Geologický výskum v rokoch 1981—1985 (Franko, 1980) bude zameraný na dokončenie rozpracovanej centrálnej depresie Podunajskej nížiny (geotermálne vrty Gabčíkovo, Vlčany a pozorovací vrt v Bohelove) a lakšársku eleváciu Záhorskej nížiny (2 vrty). V obidvoch oblastiach sa koncom 7. päťročnice overí spolu okolo 190 MW geotermálnej energie. Geofyzikálne merania na zistenie hĺbky uloženia predterciérneho podlažia sa budú realizovať v Turčianskej, Trenčianskej, Bánovskej a Žilinskej kotline. Okrem toho sa bude pokračovať v meraní teploty vo vrtoch a fyzikálnych vlastností hornín pre potreby mapovania teplotného a tepelného poľa územia SSR v mierke 1 : 500 000 a 1 : 200 000 a geotermickú bilanciu perspektívnych oblastí. V kooperácii s VÚGI Brno a VÚVH Bratislava sa bude pokračovať v riešení technicko-technologických problémov exploatacie a využívania geotermálnej energie, čistenia a úpravy termálnych vôd reverznou osmózou a elektrodialýzou pred ich vypúšťaním do povrchových recipientov. Výskumná úloha je napojená na medzinárodnú spoluprácu.

Geochemia, či už teoretická alebo aplikovaná, sa v posledných rokoch v celosvetovom meradle rýchlo rozvíja a jej význam pri riešení rozličných geologických problémov (najmä ložiskových) ustavične rastie. V rokoch 1981—1985 sa aj v niektorých oblastiach Slovenska budú vo väčšom rozsahu riešiť problémy regionálnej geochemie. Ich vecná náplň je v súlade s potrebami aplikovanej geológie. Geochemický výskum (Gazda, 1980), na ktorom sa budú zúčastňovať aj pracoviská základného výskumu, bude zameraný hlavne na oblasť Nízkych Tatier, Malých Karpát a stredoslovenských neovulkanitov (Poľana, Pohronský Inovec a Kremnické vrchy). Problémy geochemickej prospekcie v Spišsko-gemerskom rudohorí bude riešiť Geologický prieskum, n. p., v Spišskej Novej Vsi. Vo vybraných oblastiach sa získajú základné údaje o geochemickom pozadí dôležité na určovanie geochemických anomálií, genetickú interpretáciu stopových prvkov, vznik a zloženie podzemnej vody, migráciu a akumuláciu vybraných chemických prvkov v systéme substrát — pôda — voda, zostavovanie geochemických máp v mierke 1 : 50 000 (Malé Karpaty, Nízke Tatry), hydrogeochemických máp a pod.

V geochronologickom výskume formácií Západných Karpát sa bude pokračovať v rádiometrickom datovaní hornín a minerálov metódou A/K a „fission track“ hlavne z neovulkanických vrchov. Súčasne bude prebiehať systematický geochemický výskum stabilných izotopov síry v sulfidických a sulfátových rudách, izotopov uhlíka a kyslíka najmä v karbonátoch. Oddelenie izotopovej geológie Geologického ústavu Dionýza Štúra získalo v minulej päťročnici hmotnostný spektrometer Varian MAT 250 a po vybavení hmotnostným spektrometrom na pevnú fázu

a preparačným systémom na vodu (izotopy O, H, Sr, U, Th/Pb, Pb/Pb, Rb/Sr) bude schopné zabezpečiť požiadavky na izotopový výskum v celom rozsahu aj pre iné geologické organizácie na Slovensku.

V priebehu 7. päťročnice sa v Geologickom ústave Dionýza Štúra vybuduje oddelenie inžinierskej geológie, čím sa vyplní medzera medzi základným výskumom a inžinierskogeologickou praxou. Činnosť oddelenia sa zameriava na výskum svahových pohybov z hľadiska ich sanácie a inžinierskogeologický výskum na energetickú výstavbu (Matula — Hrašna, 1980). V prvých rokoch 7. päťročnice sa dobuduje, v geológii ako prvé, spoločné laboratórium elektrónovej mikroanalýzy, ktoré budú využívať všetky geologické organizácie na Slovensku. Na tento účel sa zakúpil elektrónový mikroanalýzátor Jeol Super Probe 733. Hlavným cieľom spoločného laboratória je skvalitniť a zefektívniť laboratórny výskum, sústredene a efektívne využívať unikátnu prístrojovú techniku, ktorá je malým organizáciám ťažko prístupná.

Predsedníctvo ÚV KSS 30. januára 1979 a vláda SSR (uznesenie č.372/1979) schválili zásady na prehlbenie vzájomných väzieb medzi úlohami štátneho plánu základného výskumu a štátneho plánu rozvoja vedy a techniky v SSR a urýchlenú realizáciu ich výsledkov v spoločnej práci. V nadväznosti na tieto zásady bola ako súčasť Rady pre vedy a techniku pri MVT SSR zriadená komisia na vyhľadávanie a využívanie nerastnej surovinovej základne, ktorá vypracúva a posudzuje podklady na koordináciu a zabezpečenie väzieb medzi úlohami štátneho plánu základného výskumu a aplikovanej geológie. Spoločným úsilím komisie a zainteresovaných organizácií sa už v priebehu prípravy projektov výskumných úloh na 7. päťročnicu podarilo prehĺbiť vzájom-

né väzby medzi základným a aplikovaným geologickým výskumom, odstrániť nežiaducu duplicitu a prispôbiť vecnú náplň výskumných úloh požiadavkám spoločenskej praxe.

V priebehu 7. päťročnice sa ráta s ďalším skvalitňovaním a prehĺbovaním medzinárodnej spolupráce hlavne s členskými krajinami RVHP. V súčasnosti majú geologické organizácie prostredníctvom nadriadených ústredných orgánov uzatvorené dohody takmer so všetkými socialistickými štátmi. Predmetom dohôd, ktoré sa doplnia o nové úlohy na 7. päťročnicu, je riešenie dôležitých interregionálnych, metalogenetických a iných problémov, ktoré presahujú možnosti jednotlivých zúčastnených krajín. Osobitná pozornosť sa venuje spolupráci so Sovietskym zväzom, ktorý je pre našu geológiu nevyčerpatelným zdrojom skúseností a originálnych geologických poznatkov. Významným opatrením na prehĺbenie medzinárodnej spolupráce je jej zaradenie do štátneho rozvoja vedy a techniky na roky 1981—1985 ako jeho integrálnej súčasti. Medzinárodná spolupráca s členskými krajinami RVHP je premietnutá do projektov jednotlivých štátnych úloh vo forme spoločných konzultácií a riešení spoločných problémov, ktoré boli dohodnuté na zasadnutiach Stálej komisie RVHP pre geológiu alebo zasadnutiach Výkonného výboru RVHP. V ostatných formách spolupráce sa budú riešiť problémy vyplývajúce z dvojstranných dohôd a úlohy Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie. Geologický ústav Dionýza Štúra sa tak ako v 6. päťročnici bude zúčastňovať ako spoluriešiteľ niektorých tém vyplývajúcich z dohôd akadémií vied socialistických krajín a projektov, ktoré koordinujú organizácie OSN (UNESCO), prípadne medzinárodné geologické organizácie. Osobitná pozornosť sa bude venovať vedeckotechnickej pomoci pri geo-

logickom výskume niektorých členských krajín RVHP (Kuba, MoLR, VSR) a rozvojových krajín. Rozsah účasti na medzinárodnej spolupráci je prispôsobený kapacitným možnostiam Geologického ústavu Dionýza Štúra a skutočným potrebám slovenskej geológie.

Geologické vedy a ich aplikácia pri rozširovaní nerastnej surovínovej základne patria v súčasnosti medzi hlavné články dynamického rozvoja národného hospodárstva. Program výskumných prác na 7. päťročnicu je reálny, jeho splnenie si vyžiada širokú mobilizáciu tvorivých schopností výskumných pracovníkov Geologického ústavu Dionýza Štúra, ostatných rezortných a mimo-rezortných organizácií, ktoré sa budú na riešení jednotlivých výskumných úloh zúčastňovať. Ciele geologického výskumu, ich prispôbenosť dlhodobým potrebám národného hospodárstva, kapacitným a materiálno-technickým možnostiam riešiteľskej organizácie a kooperujúcich organizácií vytvára predpoklad nielen úspešne splniť 7. päťročnicu, ale aj dosiahnuť ďalší pokrok v roz-

voji geologických vied a v poznaní geologickej stavby Západných Karpát.

LITERATÚRA

- Franko, O. 1980: Geologický výskum vybraných oblastí SSR z hľadiska využitia geotermálnej energie. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*. 41 s.
- Gazda, S. 1980: Geochemický výskum a izotopová geológia vybraných oblastí SSR. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava* 75 s.
- Hanzel, V. 1980: Hydrogeologický výskum vybraných oblastí SSR. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*. 62 s.
- Ilavský, J. 1980: Geologický výskum nerastných surovín vybraných oblastí SSR. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*. 52 s.
- Leško, B. 1980: Geologický výskum perspektívnych oblastí na výskyt ropy a zemného plynu. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*. 41 s.
- Matula, M. — Hrašna, M. 1980: Inžinierskogeologický výskum investične významných oblastí. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*. 42 s.
- Pecho, J. 1980: Geologický výskum volfrámového zrudenia na južných svahoch Nízkych Tatier. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*. 51 s.
- Vass, D. — Vozár, J. 1980: Regionálny geologický výskum SSR — II. etapa. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*. 110 s.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Bohuslav Cambel — Jozef Veselý: **Problémy interpretácie výsledkov získaných káliovo-argónovou metódou v oblasti Západných Karpát** (Bratislava 29. 1. 1981)

Na základe stanovenia modelového veku K/Ar metódou zo 180 vzoriek granitoidných hornín a ílovito-kremitých metamorfítov (rúl a fylitov), ako aj metabazitov z Malých Karpát a z iných krystalických jadier tatricko-veporickej oblasti Západných Karpát autori interpretujú vek týchto hornín, resp. naložených procesov. Za istých podmienok môžu premeny hornín a minerálov odrážať aj správanie sa rádioaktívnych a rádiogénnych prvkov (najmä argónu) od vzniku hornín počas celej existencie.

Hodnotenie získaných výsledkov datovania K/Ar metódou prináša dôkazy o variskom veku prevažnej časti granitoidov a variskom

veku metamorfózy spätéj s granitoidným plutonizmom, pričom je metamorfóza v tatrickej a veporickej oblasti Západných Karpát progresívna a dominujúca.

Pri stanovení modelovej hodnoty veku hornín, napr. Malých Karpát, sa preukázal veľký vplyv tektonických a tektonometamorfických hydrotermálnych a metasomatických procesov. Dokázalo sa, že získané údaje v prvom rade závisia od intenzity premien hornín a nedávajú možnosť určiť reálnu vekovú chronológiu týchto dejov.

Porovnaním výsledkov datovania K/Ar metódou a Rb/Sr metódou sa dokazuje, že naložené procesy spôsobujú migráciu nielen argónu, ale aj stroncia, a preto jednotlivé údaje datovania minerálov z tých istých vzoriek hornín získané obidvoma metódami sa relatívne zhodujú a vzájomne kopírujú, to zn., že pri zvýšení alebo znížení modelových hodnôt získaných K/Ar metódou sa zaznamenáva zvýšenie alebo zníženie výsledkov získaných metódou Rb/Sr. Rozdiely sú medzi

výsledkami získanými K/Ar metódou a Rb/Sr metódou.

Pri jadrovogeochemickom datovaní hornín kryštalinika Západných Karpát (pretože prekonalí polymetamorfné procesy) je nevyhnutné kombinovať viaceré metodické postupy. Získané modelové hodnoty veku treba interpretovať viacerými metódami, ale najmä použiť grafické metódy (izochróny). Ale veľmi dôležité je dokonale poznať uplatnenie sa rozličných geologických procesov a celej geologickej histórie, ktorú skúmaná hornina prekonalá. To si vyžaduje veľmi dobre preskúmať látkové — mineralogické a petrografické zloženie hornín, pričom treba mať na zreteli kvalitu separovaného a na analýzu pripraveného výskumného materiálu.

Ladislav Rozložník: Poznatky z 26. medzinárodného geologického kongresu v Paríži (Košice 3. 2. 1981)

Autor ako účastník 26. medzinárodného geologického kongresu v Paríži 7.—17. 7. 1980 sledoval najmä priebeh rokovania metalogenetickej sekcie a niektoré referáty v tektonickej sekcii. V oblasti metalogenézy sa popredné miesto dostalo tým typom ložísk, ktoré sú z celosvetového hľadiska stredobodom vyhladávaní. Ide o vulkanicko-sedimentárne ložiská, ložiská porfýrových rúd Cu—Mo, ložiská rúd viažúcich sa na kyslé intrúzie a ložiská rádioaktívnych kovov. Veľká pozornosť bola venovaná aj ložiskám sedimentárnych rúd mangánu, a to tak recentných, ako aj fosílnych. Z hľadiska teórie vzniku ložísk išlo o konfrontáciu aplikácie princípov globálnej tektoniky na metalogenézu so zistenými faktami v jednotlivých regiónoch.

V referátoch sa veľká pozornosť sústredila na podmienky vzniku stratiformných ložísk. Výskum izotopov dostáva čoraz významnejšie miesto v metalogenéze a stále väčšia pozornosť sa sústreďuje na výskum mikrochemizmu metalogenetických jednotiek, najmä rudonosných intrúzií, využívaním moderných masových analytických metód a prístrojov.

Autor referátu na základe získaných poznatkov odporúča, aby sa spomenutým aktuálnym otázkam venovala u nás väčšia pozornosť a aby sa začalo so starostlivou prípravou na 27. medzinárodný geologický kongres, ktorý bude v Moskve.

Ladislav Rozložník: Geologické poznatky zo študijnej cesty v Mexiku (Košice 3. 2. 1981)

Autor prednášky počas trojmesačného (8. 3.—4. 6. 1980) študijného-prednáškového pobytu (Universidad Autonoma de Mexico) mal okrem iného možnosť zoznámiť sa s najnovšími poznatkami o geologickom a metalogenetickom vývoji mexických Kordiller vo svetle tektoniky platní. Mexické Kordillery majú veľkolepejšiu, mohutnejšiu, ale zároveň aj jednoduchšiu stavbu ako Západné Karpaty. Relatívna jednoduchosť vychodí z toho, že ide vcelku skôr o andský ako kolízny typ orogénu. Pri Tichom oceáne sa rozprestiera pásmo silne zovretej metamorfovanej oceanickej sekvencie s vejárovitým štýlom stavby (kalifornsko-kordillerské mezozoikum) s obdĺhovou tendenciou na V. Od neho sa rozprestiera tzv. mezogénna oblasť s odlepenými mezozoickými skupinami sedimentujúcimi na kontinentálnej kôre s terrigénym a flyšoidným vývojom. Polarita sedimentácie, vrásnenia a magmatizmu je veľmi výrazná. Vergencia vrásnenia a sunutia mohutných subhorizontálnych príkrovov je v smere subdukcie na V. Mohutný mezozoický magmatizmus, začínajúci sa už v triase, postupne migroval v smere postupu orogénu a vrcholil v laramskej fáze. Tretochory, najmä však záverečný vulkanizmus, majú už regionálne rozšírenie a spravidla nasledujú štruktúry starších fáz. Metalogenéza sa vyznačuje nezvyčajnou pestrosťou, dominujú v nej tak ložiská masívnych sulfidov jurského veku (typ kuroko), ako aj skarnové a porfýrové rudy viažúce sa na laramský plutonizmus, ďalej polymetalické žilné hydrotermálne ložiská s výrazným zastúpením Ag a fluoritu.

Mexiko je geologicky mimoriadne atraktívne najmä z hľadiska možnosti štúdia hlbokomorských ťlabov a recentnej mineralizácie na morskom dne, ložísk nafty a zemného plynu, jedinečného recentného vulkanizmu, vývoja vulkanoplutonických formácií, ložísk soli a sadrovca, ložísk viažúcich sa na vulkanicko-plutonické formácie vrchnej kriedy — neogénu, najmä skarnového typu manto a chiminea, porfýrových rúd Cu—Mo, polymetalických žilných, najmä unikátnych ložísk Ag a fluoritu. Z hľadiska tektoniky má Mexiko vhodné objekty na štúdium vývoja geosynklinál, príkrovovej stavby a kliváže.

Vývoj neogénneho magmatického komplexu v oblasti Zlatna a s ním spätéj mineralizácie

JÁN BURIAN, JÁN SMOLKA, MIROSLAV KÁMEN

Geologický prieskum, Geologický úsek, 969 00 Banská Štiavnica

(9 obr. v texte)

Doručené 17. 10. 1980

Строение неогенного магматического комплекса в районе Златно и с ним связанная минерализация

Геолого-разведочные работы на месторождении Златно подтвердили, что неогенный магматический комплекс развивался в нескольких этапах. Сюда надо вложить и ассоциацию интрузивных пород, которую в прошлом означали как „Годрушский“ интрузивный комплекс неизвестного возраста. На основании этого возраст гранитоидных интрузий в Штиавницких горах похож результатам установленных абсолютных возрастов гранитоидов этой территории, то есть $17,2 \pm 1,5$ миллионов лет.

Development of the magmatic complex and related mineralization during the Neogene in the Zlatno area (Štiavnické vrchy Mts., Middle Slovakia)

Prospection working at the Zlatno locality (Štiavnické vrchy Mts., Middle Slovakian neovolcanic area) confirmed stadial development of volcanoplutonic edifice during the Neogene. The recent volcanic edifice comprises a variegated set of intrusive rocks assigned in the past as the „Hodruša intrusive complex“ of unclear age relations. Recent results are in agreement with fission track dating of granodiorite which is 17.2 ± 1.5 m. a. The granodiorite magma intrusion was of highly active nature during the stage of intrusive subvolcanic activity. From the point of view of further prospection, the main significance is ascribed to the active metallogenetic capacity of the intrusion proved by the occurrence of skarn—porphyry and porphyry—copper mineralizations at the locality.

Geologickoprieskumné práce vykonané v sedemdesiatych rokoch na lokalite skarnovo-porfýrových Cu rúd v oblasti údolia Zlatno južne od Banskej Hodruše na základe výsledkov vrtu HDŠ-3 (Rozložník, Zábranský, 1971) priniesli viac

nových poznatkov. Z hľadiska lepšieho poznania vývoja neogénneho subsekventného vulkanizmu v Štiavnických vrchoch si zasluhujú pozornosť predovšetkým zistenia súvisiace s možnosťou ďalšieho vyhľadávania netradičných ty-

pov zrudnenia, pri ktorých, ako sa ukázalo, patria štruktúrne a magmatogénne vyhľadávacie kritériá medzi najdôležitejšie.

Pri získavaní poznatkov o geologickej stavbe lokality Zlatno sa zistilo, že teleso granodioritovo-porfýritovej intrúzie, dovtedy s problematickým vekovým postavením, preniká vulkanickými horninami neogénu a vychádza na povrch (Smolka, 1979). To viedlo k novšiemu pohľadu na „hodrušský intruzívny komplex“, ktorý je v zmysle Rozložníka (1966, in Rozložník et al., 1970) asociáciou rozmanitých erupčných hornín s nasledujúcou sukcesiou: diority, kremenité diority a ich porfýrity, granodiority a ich porfýritové variety, aplická žula a rozličné aplity. O vekovom postavení komplexu Rozložník et al. (1970) uvádzajú, že jeho prienik nie je doteraz presne datovaný. Autori uvá-

dzajú, že možno ide o obdobie laramskej fázy (koniec kriedy — eocén), alebo azda patrí do predeocénneho obdobia, ale predovšetkým predneogénneho, a napokon, že môže byť prejavom neogénneho vulkanizmu (Konečný in Rozložník et al., 1970).

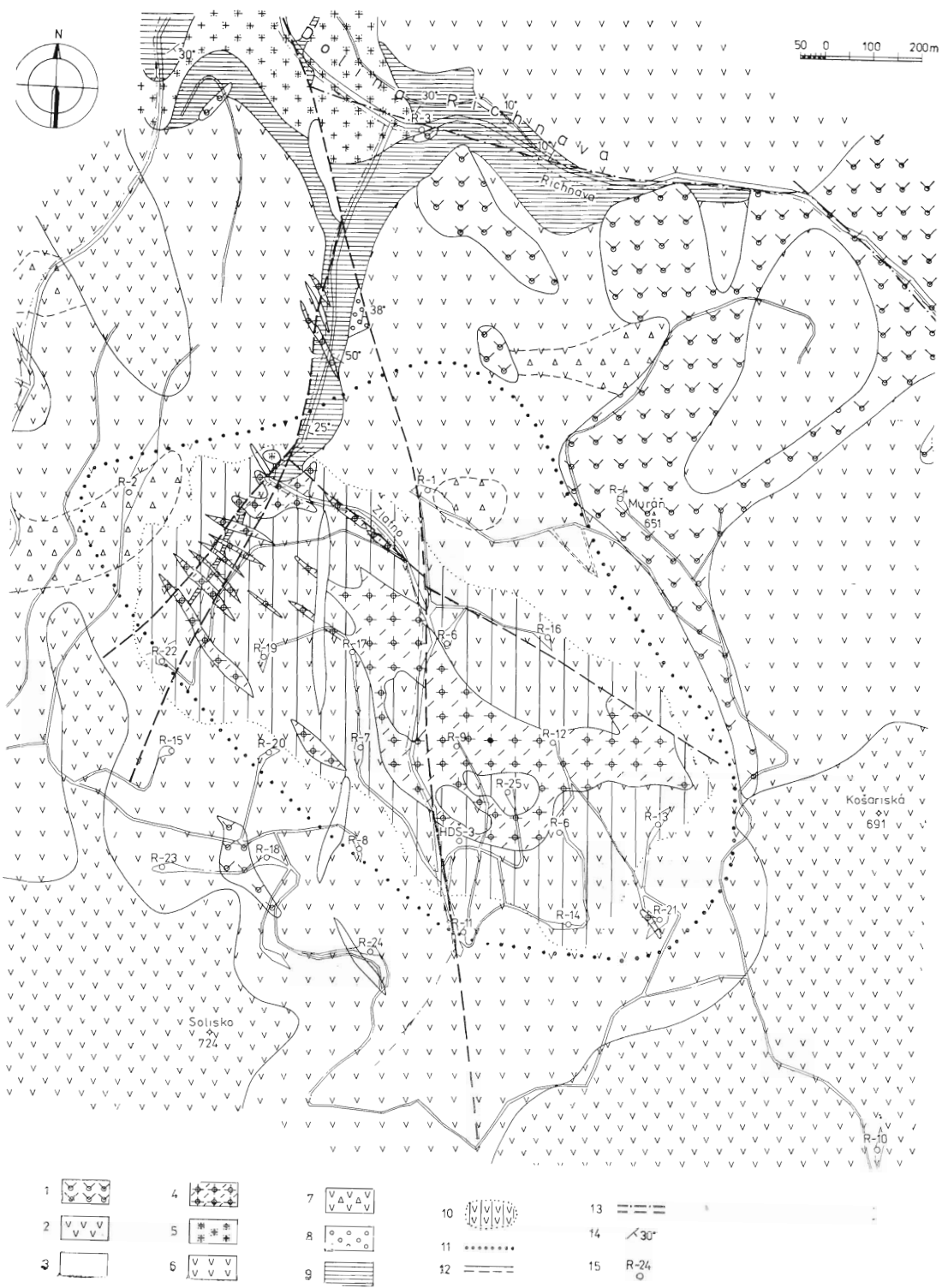
Nové poznatky o vzťahu intrúzie granodioritového porfýritu k neovulkanickému komplexu v okolí Zlatna si vynútili riešiť problematiku tektonického a vekového postavenia členov „hodrušského intruzívneho komplexu“ komplexne. Preto sa v oblasti lokality Zlatno vykonalo účelové geologické mapovanie v mierke 1 : 5000 (Burian et al., 1980b) a jeho výsledky umožnili charakterizovať neogénny vulkanicko-intruzívny komplex v tejto časti Štiavnických vrchov. Preto aj názov „hodrušský intruzívny komplex“ možno pokladať iba za pracovný a jeho intruzívne

Obr. 1. Účelová geologická mapa lokality Zlatno (zostavil Smolka — Burian — Kámen, 1980)

Neogénny vulkanicko-intruzívny komplex: 1 — strednoporfýritický až hruboporfýritický slabo propylitizovaný pyroxén — amfibol — biotitový ($\pm$ kremeň), dacit, 2 — drobnoporfýritický až strednoporfýritický pyroxenický slabo propylitizovaný (hyperstén, augit) andezit, 3 — strednoporfýritický až hruboporfýritický amfibol — biotit — kremeňový dacit, propylitizovaný, 4 — hruboporfýritický lokálne metasomatically zmenený — kontaminovaný amfibol — biotit — kremeňový granodioritový porfýrit, 5 — drobnozrnný hydrotermálne zmenený kremenitý diorit s amfibolom, 6 — strednoporfýritický až hruboporfýritický propylitizovaný pyroxén — amfibol — biotitový ($\pm$ kremeň) andezit typu Myšia hora, 7 — propylitizované vulkanoklastiká andezitu typu Myšia hora. Podložie neovulkanitov: 8 — paleogénny bazálny polymiktný zlepenec (eocén ?), 9 — permské pestré prachovité bridlice a pieskovce, lokálne rekrystalizované — silicifikované, 10 — predpokladaná zóna kontaktov intrúzie granodioritového porfýritu (rekrystalizované až asimilované andezity typu Myšia hora), 11 — zóna intenzívnej sulfidickej impregnácie (pyrit) zistená geofyzikou (VP 5—6 ‰), 12 — hranice hornín: a) zistené, b) predpokladané, 13 — zlomy: a) staršie predvulkanické, rejuvenizované (richnavský zlom), b) mladšie, intervulkanické a postvulkanické, 14 — úložné pomery sedimentárnych hornín

Fig. 1. Geological map of the Zlatno area (compiled by Smolka — Burian — Kámen, 1980)

Volcanoplutonic complex of Neogene age: 1 — medium to coarse grained pyroxene—amphibole—biotite dacite, slightly propylitized, 2 — fine porphyritic to medium porphyritic pyroxene (hyperstene, augite) andesite, slightly propylitized, 3 — medium to coarse porphyritic amphibole—biotite dacite, propylitized, 4 — coarse porphyritic amphibole—biotite granodiorite porphyrite with local metasomatism to contaminated, 5 — finegrained quartz diorite with amphibole, hydrothermally altered, 6 — medium to coarse porphyritic pyroxene—amphibole—biotite ($\pm$ quartz) andesite, propylitized, the Myšia hora type, 7 — propylitized pyroclastics of the Myšia hora andesite type. Neovolcanite basement: 8 — basal polymict conglomerate of the Paleogene unit (Eocene ?), 9 — variegated siltstone and sandstone, locally recrystallized to silicified, Permian, 10 — inferred zone of granodiorite porphyrite intrusion margin (recrystallized to assimilated andesite of Myšia hora type), 11 — zone of intensive sulphidic impregnations (pyrite) according to geophysical indications (induced polarization 5—6 ‰), 12 — rock unit limits proved and inferred, 13 — faults: a — older, prevolcanic, rejuvenized (Richnava fault), b — younger, intrate postvolcanic, 14 — structural data



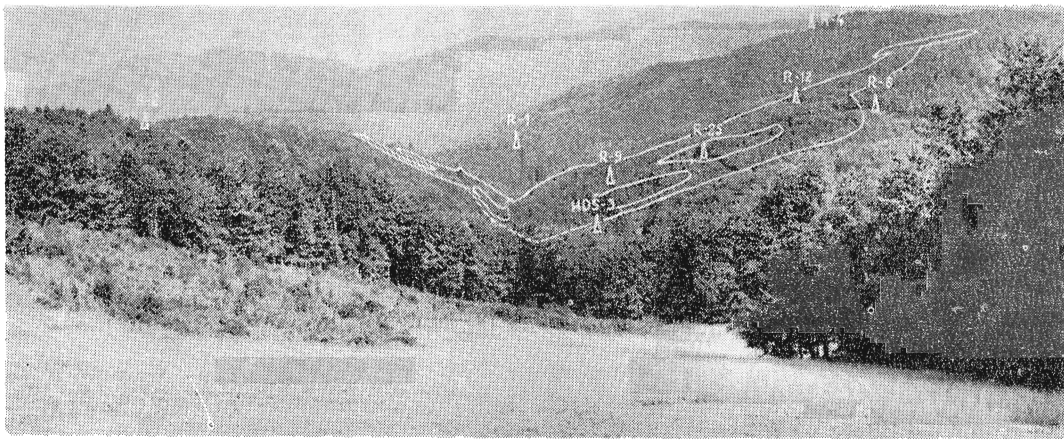


Obr. 2. Mapa izolínií vybudených potenciálov v oblasti Zlatno (upravil Burian in Burian et al., 1980b, s použitím mapových podkladov Vybírala, 1971)

Vysvetlivky: 1 — $\eta_z < 1 \text{ ‰}$, 2 — $\eta_z = 1-2 \text{ ‰}$, 3 — $\eta_z = 2-3 \text{ ‰}$, 4 — $\eta_z = 3-4 \text{ ‰}$, 5 — $\eta_z = 4-5 \text{ ‰}$, 6 — $\eta_z = 5-6 \text{ ‰}$, 7 — $\eta_z = 6-7 \text{ ‰}$, 8 — $\eta_z = 7-8 \text{ ‰}$, 9 — $\eta_z > 8 \text{ ‰}$, 10 — obrys zóny zrudnenia v hĺbke, 11 — vrt

Fig. 2. Isoline map of induced potentials in the Zlatno area (applied by Burian 1980 from Vybíral 1971)

1 — η_z below 1 ‰ , 2 — $\eta_z = 1-2 \text{ ‰}$, 3 — $\eta_z = 2-3 \text{ ‰}$, 4 — $\eta_z = 3-4 \text{ ‰}$, 5 — $\eta_z = 4-5 \text{ ‰}$, 6 — $\eta_z = 5-6 \text{ ‰}$, 7 — $\eta_z = 6-7 \text{ ‰}$, 8 — $\eta_z = 7-8 \text{ ‰}$, 9 — η_z over 8 ‰ , 10 — contours of mineralized zone in the depth, 11 — drillhole



Obr. 3. Pohľad na lokalitu Zlatno

Vrty R-2 a R-4 ohraničujú rozsah prieskumných prác na území smerom na Z a V. Kontúrami je znázornený východ granodioritovo-porfyritovej intrúzie na povrch. Na okrajoch a vnútri telesa sú zóny asimilovaných a kontaminovaných hornín

Fig. 3. View on the Zlatno locality

Borehole sites R-2 and R-4 limit the extent of prospection works from W and E. Contours indicate the extent of granodiorite porphyrite intrusive body on the surface. Along the body there are belts of assimilated and contaminated rocks

členy priradovať k jednotlivým intruzívnym formáciám, ktoré zodpovedajú príslušným etapám vývoja neogénneho vulkanicko-intruzívneho komplexu v Štiavnických vrchoch.

Tektonický vývoj územia

Podľa výsledkov geologického mapovania a vrtných prác možno tektonický vývoj ložiska Zlatno zaradiť do troch etáp (Burian in Burian et al., 1980b), predvulkanickej, intravulkanickej a postvulkanickej. Do predvulkanickej etapy začleňujeme dlhé časové obdobie až do prvých prejavov miocénneho vulkanizmu.

Základné prvky stavby podložia neovulkanitov v tejto oblasti sa sformovali počas hlavných horotvorných procesov alpínskeho orogénu v Západných Karpatoch, keď vznikla príkrovová stavba späť s vrásnením substrátu.

V laramskej fáze nastalo ďalšie vrás-

nenie a šupinovatenie substrátu a postupné vyzdvihovanie a denudácia územia, ktorá trvala až do aktivity neogénneho vulkanizmu a zlomovej tektoniky. Zlomové systémy tejto etapy mali hlavne smer SZ—JV až Z—V, podľa L. Rozložníka (1965; in Rozložník et al., 1970) starokarpatský (predtým sudetský) smer. Viaceré zo zlomov boli v mladších etapách rejuvenizované a aktívne aj v etape neogénneho vulkanizmu.

Aktivitu neogénneho vulkanizmu v Štiavnických vrchoch vyvolávali hlboké zlomy smeru SV—JZ, ktoré prebiehali najmä v okrajových zónach lemujuúcich vystupujúcu eleváciu. Počas vulkanicko-tektonického vývoja, rozčleneného na šesť etáp (Konečný in Rozložník et al., 1970), sa sformovala centrálna vulkanická zóna v smere SV—JZ a vonkajšia mobilná zóna, ktoré modelovali zložitú kalderovú štruktúru so štádiom kolapsu a záverečným vyklenutím centrálnnej zóny. Periférne zóny mali v zá-

verečnej etape poklesový charakter späť za vznikom okrajových depresíí. Vývoj zlomovej intravulkanickej tektoniky fixovalo priestorové postavenie intruzívnych a subvulkanických telies v rámci centrálnej zóny alebo na jej okrajoch.

Staršia etapa, zodpovedajúca začiatkom vulkanizmu, vytvorila tektonické podmienky na výstup telies dioritov v smere SZ—JV až Z—V dosahujúcich subvulkanickú úroveň. Vystupujú na severovýchodnom a juhozápadnom okraji mladšej granodioritovej intrúzie, ktorá vznikla po hlboko založenom zlomovom pásme v smere SV—JZ. Na jej okrajoch vystupujú v rozlohe cca 100 km² telesá, žily a dajky granodioritových porfyrítov (Rozložník et al., 1970). Vo vzťahu k intrúzii majú koncentrický priebeh.

V priestore ložiska Zlatno je teleso granodioritového porfyrítu orientované v smere SZ—JV. Mladšie subvulkanické dacity niekoľkých generácií majú v rámci centrálnej zóny blízko meridiál-

ny priebeh a sklon k periférii centrálnej zóny. Na jej okrajoch dacity koncentricky sledujú zlomy periférnej zóny (richnavský zlom), pozdĺž ktorých vystupovali aj produkty mladších etáp vulkanizmu (amfibolicko-biotitické andezity, nepropylitizované pyroxenické andezity). V závere na okrajových zlomoch vystúpili ryolity. Lemujú vonkajšiu perifériu západnej (považiansky zlom) a severnej časti centrálnej zóny.

Najmladšie zlomy konsolidačnej etapy vulkanizmu, spájanej s formovaním okrajových depresíí, majú blízko meridiálnu orientáciu v smere SSV—JJZ. Mnohé z nich boli v priebehu postvulkanickej hydrotermálnej aktivity zrudnené — banskoštiavnický a hodruško-vyhniansky žilný systém.

Všetky uvedené prvky tektonického vývoja sú vo vlastnom ložisku Zlatno, ako aj v jeho okolí.

Staršie predvulkanické zlomy v smere SZ—JV diferencovali karpatský substrát na systém blokov s rozličnou amplitúdou vertikálneho posunu. Aktivity paleoalpínskej tektoniky sa skončila začiatkom paleogénu a na denudovaný povrch sa uložilo bazálne súvrstvie eocénu. Pri vyzdvihovaní územia prebiehala deštrukcia reliéfu, ktorá miestami zasiahla až súvrstvie permu. Zastavili ju nahromadené produkty prvej etapy neogénneho vulkanizmu v strednom bádene.

Niektoré zo zlomov staršej, predvulkanickej tektoniky boli aktivované aj v etape vývoja miocénneho vulkanizmu. Tektonicky oslabené zóny slúžili ako výstupové cesty dioritom (silové telesá zistené aj v priestore ložiska). Na povrchovej geologickej mape vystupujú v severnej časti pri styku doliny Richnava a Zlatno. Tento zlomový systém na okrajoch centrálnej zóny neskôr spolupôsobil pri formovaní sa koncentrických zlomov. Po nich vystúpila aj žilno-dajková formácia alebo malé in-



Obr. 4. Východ granodioritovo-porfyrítovej intrúzie v potoku Zlatno (dokumentačný bod č. 32 in Burian et al., 1980b)

Intrúzia je odolná voči erózii, čo sa prejavuje veľmi výrazným pozitívnym reliéfom

Fig. 4. Outcrop of the granodiorite porphyrite intrusive in the Zlatno brook (site No. 32 in Burian et al. 1980)

The intrusive rock is resistant to erosion reflected by pronounced positive relief

truzívne telesá (štoky, apofýzy) granodioritových porfyritov. V priestore ložiska majú smer SZ—JV a sklon na JZ. Tento zlomový systém bol aktívny aj neskôr pri aktivite mladších pyroxenicko-amfibolicko-biotitických dacitov.

Medzi zlomy tohto typu zaraďujeme aj richnavský zlom, preseknutý mladšími zlomami v smere SV—JZ a S—J. Richnavský zlom má priebeh smeru Z—V až SZ—JV a overil ho vrt R-3 v hĺbke 700 m. Je doložený výronom termálnej vody s teplotou 33 °C a počiatočnou výdatnosťou 2,5 l/s.

Medzi intravulkanické zlomy patria aj viaceré zlomy smeru S—J, SV—JZ, SZ—JV, ktoré sú fixované žilnými a dajkovými telesami subvulkanických dacitov. Aj v ich vývoji mala miesto interakcia starších a mladých zlomových systémov pri výraznom pôsobení tektonickej aktivity okrajovej časti centrálnej vulkanickej zóny.

Poslednú etapu tektonického vývoja predstavovali postvulkanické zlomy, ktoré boli v priestore ložiska už porudné. Majú smer S—J a SV—JZ, presekávajú a porušujú aj pôvodný priebeh richnavského zlomu, ako aj poruchu v smere SZ—JV, ktorá na severnom okraji sleduje teleso granodioritového porfyritu. Amplitúdy smerného posunu zlomami vymedzených blokov dosahujú najviac 100 m. Ich hĺbkový priebeh sleduje najhlbšie časti vrtní overeného územia a ich funkciu vo vzťahu k ložisku bude možno podrobne charakterizovať až vo vyššej etape prieskumu.

Vulkanicko-intruzívny komplex

V zmysle odkrytej geologickej mapy v mierke 1 : 5000 (obr. 1) horninové členy neogénneho vulkanicko-intruzívneho komplexu nachádzajúce sa v priestore ložiska Zlatno možno charakterizovať nasledujúco (Smolka in Burian et al., 1980):

Strednoporfyrický až hruboporfyrický propylitizovaný pyroxén—amfibol—biotit ($\pm$ kremeň) andezit typu Myšia hora. Patrí medzi najstaršie produkty neogénnej vulkanicko-intruzívnej aktivity nielen v oblasti Zlatna, ale v Štiavnických vrchoch vôbec. Typ vymedzil Rozložník (1966). V oblasti Zlatna buduje takmer celú mapovanú oblasť a svojím petrografickým charakterom v nej veľmi pravdepodobne reprezentuje bazálne časti pôvodne mohutných lávových prúdov (?). Tomuto predpokladu zodpovedá jeho intruzívna povaha — výlučne holokryštalická základná hmota a magmatický kremeň v korodovaných výrastliciach. Možno spomenúť aj prítomnosť pomerne častých zón s vývojom intruzívnych autoklastík, ktoré sa zistili najmä pri vrtných prácach.

Andezitu Myšia hora a jeho petrografickému štúdiu sa v priebehu prieskumných prác na lokalite venovala veľká pozornosť. Zistila sa jeho veľmi intenzívna propylitizácia, ktorá pre svoju nerovnomernosť často určovala pseudoklastický vývoj textúry (Smolka in Burian et al., 1980a). Posledné prieskumné práce lokality zistili, že pseudoklastický vývoj textúr andezitových hornín v centrálnej časti ložiska spôsobili najmä asimilačné — rekryštalizačné účinky kontaktujúcej granodioritovo-porfyritovej intrúzie.

Zistilo sa, že rekryštalizačné účinky na horniny andezitového zloženia majú pomerne veľký dosah. V centrálnej časti oblasti Zlatna, kde sa v mladších etapách vulkanicko-intruzívnej aktivity sformovala intrúzia granodioritovo-porfyritového zloženia, majú andezity v jej exokontaktných zónach metamorfný charakter. Zodpovedá stupňu intenzity rekryštalizačných až asimilačných účinkov zo strany prenikajúcej intrúzie. Rovnako sa zistilo, že zóna týchto premien má rozsah približne 200 m.

Na základe petrografického štúdia

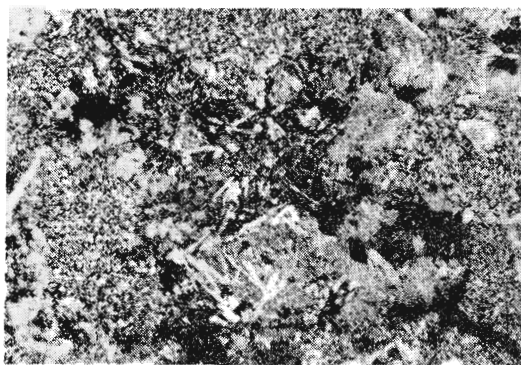
bohatého vzorkového materiálu možno podľa stupňa intenzity a charakteru premeny metamorfny vývoj andezitových hornín typu Myšia hora rozdeliť do štyroch skupín:

1. Propylitizované andezity. Sú bez prejavov rekryštalizácie, mimo dosahu pôsobenia intrúzie a vo viacerých prácach petrograficky charakterizované ako andezit typu Myšia hora (Smolka in Burian et al., 1980a).

2. Slaborekryštalizované andezity. Majú najčastejšie monotónne sivé zafarbenie a veľmi nevýraznú škvrnitú, ale masívnu textúru. Z identifikovateľných hydrotermálnych premien možno často sledovať zvýšenú silicifikáciu. Výrastlice tmavých a svetlých minerálov sú identifikovateľné a dosahujú veľkosť 0,3–0,5 cm. Pomerne často tvoria už len relikt, ktoré sú zvyčajne súčasťou vzniknutých škvrnitých inhomogenít vo sfarbení. Impregnácia sulfidov (pyrit) v horninách je veľmi premenlivá a „podmieňovaná“ stupňom hypergénnych premien. Štruktúra býva porfyrická až blastoporfyrická a s alotriomorfným vývojom veľmi jemnozrnitej až kryptokryštalickej štruktúry silicifikovanej základnej hmoty. Výrastlice minerálov tvorí veľmi zmenený plagioklas (sericit, kaolinit, saussurit, adulár) so štruktúrnymi znakmi v reliktoch. Sporadicky sú zastúpené zrná magmaticky korodovaného kremeňa. Tmavé minerály sú veľmi často neidentifikovateľné, pseudomorfované sekundárnymi minerálmi, príp. na ich báze vznikajú „centrá“ rekryštalizácie (pseudofragmenty), kde sa zvyčajne s väčšou intenzitou vo forme glomerofibroblastov akumuluje aj zatláčajúci aktinolit a chlorit.

3. Rekryštalizované andezity majú sivé, sivozelené až zelenosivé škvrnité sfarbenie. Podľa masívno-škvrnitej textúry, ktorej škvrnitosť dosahuje istú intenzitu (strednú), sa dá

pomerne spoľahlivo predpokladať stupeň rekryštalizácie. Výrastlice minerálov sa už nedajú identifikovať, resp. sú identifikovateľné iba veľmi zriedkavo. Nápadným znakom hornín sú škvrnité akumulácie, najmä chloritu. Impregnácia pyritu je takmer vždy zastúpená a vo všetkých prípadoch dosahuje veľkú intenzitu. Štruktúry hornín možno označiť ako prototektonoblasticky fibroblastoporfyrické. Horninová hmota tu už má zreteľne reliktný vývoj štruktúry. Je dezintegrovaná na zóny — pseudofragmenty, ktoré sú výsledkom rekryštalizácie prevažnej časti sledovanej hmoty vo výbruse. Zóny rekryštalizácie (obr. 5; „centrá za sebou“) majú vcelku glomeroblastický vývoj štruktúry. Tvorí ich kremeň, živec a sekundárne minerály v rozličných vzájomných asociáciách. Pomerne častá a dosť výrazná býva prítomnosť fibroblastov



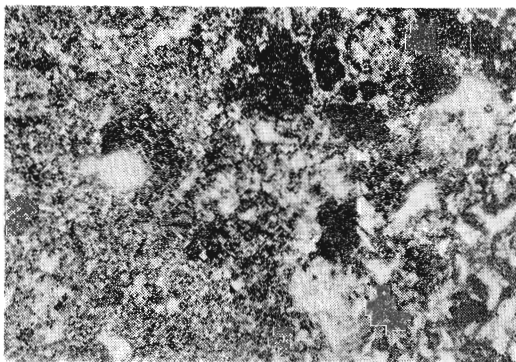
Obr. 5. Nevýrazné „centrum“ rekryštalizácie v andezite zo zóny asimilácie

Pseudofragmentácia je ešte málo výrazná, evidentná je tu akumulácia sekundárnych minerálov (aktinolit) a vznik nového granoblastického kremeňovo-živcového agregátu. Zväčš. 44,5×, nikoly x, výbrus č. 103 (dokumentačný bod č. 103 in Burian et al., 1980b)

Fig. 5. Slightly expressed recrystallization centre in andesite rock of the assimilation zone Pseudofragmentation is slightly expressed and the accumulation of secondary minerals (actinolite) together with granoblastic quartz-feldspar aggregate growth is evident. Magn. $\times 44.5$, crossed nicols, sample No. 103 in Burian et al. (1980)

aktinolit (obr. 6) viažúcich sa takmer výlučne na zóny rekryštalizácie, ktorých rozloženie má nerovnomerný charakter.

4. Intenzívne rekryštalizované andezity. Prevláda v nich výrazne škvrnité sfarbenie (sivé až hnedé) a závislé od stupňa hypergénnych premien. Textúra býva škvrnitá, často až brekciovitá. Dobre identifikovateľný je chlorit, limonit, živce a kremeň, ktorý veľmi často tvorí aj výplň početných nepravidelných žiliek. Štruktúra je často prototektonoblasticky glomerofibrogranoblastická. Na zložení horninovej hmoty sa už v prevažnej miere zúčastňujú glomeroblastické agregáty minerálnych asociácií vzniknuté v dôsledku intenzívnej rekryštalizácie. Bývajú v nich zastúpené agregáty živcovej zložky horniny s heteroblastickým vývojom (jemnozrnné až drobnozrnné), agregáty kremenitej zložky horniny prevažne s homeoblastickým vývojom (jemnozrnné), ako aj fibroblastické agregáty aktinolit a chloritu.



Obr. 6. Pôvodná andezitová hmota je zachovaná už len v reliktoch

„Centrá“ rekryštalizácie tvoria viaceré súvislé zóny. Magmatický kremeň v reliktnnej hmote si zachováva istú zonálnosť. Zväčš. 44,5 $\times$, mikoly $\times$, výbrus č. 128 (dokumentačný bod č. 128 in Burian et al., 1980b)

Fig. 6. The original andesite rock is preserved only in relics

Recrystallization centres create several continuous belts. Magmatic quartz preserves relative stability. Magn. $\times 44.5$, crossed nicols, sample No. 128 in Burian et al. (1980)

Propylitizované vulkanoklastiká andezitu typu Myšia hora sú reprezentované intruzívnymi autoklastikami, ktoré sú na povrchu obnažené len na niektorých miestach (viac sú známe z vrtných prác). Veľmi typicky sú vyvinuté na S a Z od kóty Muráň (651,1), kde svojou pozíciou predstavujú istú zónu v rámci okolitého andezitového pokrovu. Vzhľadom na to, že sa horniny tohto typu podrobnejšie skúmali z materiálu vrtných prác (Smolka in Burian et al., 1980a), možno vysloviť názor, že vulkanoklastické horniny vychádzajúce na povrch v priestore kóty Muráň (651,1) možno stotožňovať so známymi intruzívnymi autoklastikami tohto andezitu.

Makroskopicky má hornina zreteľnú vulkanoklastickú textúru, sivú až zelenosivú farbu a odlučnosť vulkanoklastickej horniny. V horninovej hmote, ktorá je vcelku rozkryštalizovaná, možno identifikovať výrastlice minerálov, ale aj istú dezintegráciu na fragmenty. Z toho vychodí jej nerovnomerne škvrnitý a vulkanoklastický vzhľad. Štruktúra horninovej hmoty je porfyrická, výrazne až nevýrazne autoklastická. Základná hmota má prevažne kryptokryštalickú, ojedinele až hemikryštalickú štruktúru. Z genetického hľadiska ide o horninovú hmotu kryštalizovanú v prostredí explozívnej dezintegrácie vnútri magmy.

Drobnozrnný hydrotermálne zmenený kremenný diorit s amfibolom vychádza na povrch v severnej časti mapovaného územia na oboch stranách doliny Richnava. Geologicky je v oblasti Zlatna doložený jeho vek, starší ako formovanie intrúzie granodioritového porfyritu (Burian et al., 1980a). Priamy vekový vzťah k andezitom sa doteraz geologicky nepreukázal. Z vrtných prác je známe, že ako intruzívna hornina tvorí viaceré silové telesá v horninách bezprostredného podložia neovulkanitov. Ta-

kúto geologickú pozíciu potvrdili aj mapovacie práce. Zistilo sa, že jej nadložie a podložie tvoria sedimentárne horniny podložia andezitového pokrovu. Podľa analógie pozície a poznatkov o dioritoch nachádzajúcich sa v severnej časti Štiavnických vrchov možno predpokladať, že diorit v oblasti Zlatna patrí medzi najstaršie členy intruzívnej formácie. Jej aktivita sa mohla viazať na aktivitu najstaršieho vulkanizmu, ktorého produktmi boli aj andezity typu Myšia hora.

Makroskopicky je hornina prevažne tmavosivozelená až zelenosivá, má masívnu všesmerne zrnitú textúru s rozpoznateľnými zrnami živca a tmavých minerálov. V prípade, že hornina podľahla intenzívnej hydrotermálnej premeny, farebne sa vyrovnali zrná svetlých a tmavých minerálov. Z tmavých minerálov sa dá často identifikovať amfibol a biotit. Hornina je voči hypergénym zmenám vcelku málo odolná. Rozpadáva sa po puklinách vyhojených chloritom a karbonátom. Štruktúra horniny je hypidiomorfne drobnozrnitá — ofitická. Podstatne je zastúpený plagioklas, kremeň, amfibol a vzáčne biotit. Plagioklasy tvoria dlhoprizmatické zrná hypidiomorfného obmedzenia výrazne postihnuté premenou (sericitizácia), čo znemožňuje presnejšie stanoviť bazicitu. Zistilo sa, že optickými vlastnosťami $Ab = 70-66\%$, $An = 30-34\%$ najpravdepodobnejšie zodpovedajú kyslému andezínu. Kremeň dosahuje v priemere veľkosť 0,2 mm. Zrná sú alotriomorfné, tvoria výplň intergranulárnych priestorov a na modálnom zložení sa zúčastňujú približne 10 %. Amfibol tvorí ojedinele úplne zachované zrná s optickými vlastnosťami obyčajného amfibolu. V ostatných prípadoch sú pseudomorfované chloritom a karbonátom a spolu s biotitom zvýrazňujú optický charakter štruktúry. Biotit vyskytujúci sa ako vý-

plň v intergranulách podľahol premenám na chlorit a opakové minerály. Má omnoho menšie zastúpenie ako amfibol a identifikovateľný je iba podľa pseudomorfóz. Akcesoricky sa zistil zirkón viažuci sa najmä na amfibol.

Hruboporfyrický lokálne metasomaticky zmenený — kontaminovaný amfibol — biotit — kremeň — granodioritový porfyrit je najvýznamnejšou intruzívnou horninou v oblasti Zlatna a svojimi pomerne členitými východmi menších a väčších telies (obr. 4) kontroluje celú ložiskovú štruktúru do známych hĺbkových úrovní. V geologickej stavbe územia predstavuje štokové (obr. 3) a veľmi členité intruzívne teleso strmo uklopené na JZ. Pri mapovacích prácach sa zistilo, že toto mohutné teleso (900×400 m) má generálne priebeh SZ—JV a v severozápadnej časti je členejšie. Medzi významné poznatky o prejavoch telesa na povrchu patria endokontaktné a exokontaktné premeny hornín. Mapovacie práce potvrdili, že intrúzia tohto typu má vysoko aktívny charakter, čo sa prejavuje v metamorfizme hornín kontaktnej zóny. Nastáva tu kontaminácia pláštia telesa a rekryštalizácia až asimilácia hornín andezitového zloženia na strane exokontaktu. Podobne v hlbokých úrovniach vznikali endoskarny a exoskarny, prípadne kontaktný rohovec a mramor (Zábranský, 1976). Z časového a genetického hľadiska intrúzia svojou aktívnointruzívnou podstatou reprezentuje ďalšiu — mladšiu vývojovú etapu formovania vulkanicko-intruzívneho komplexu hornín v neogéne (III. etapa vulkanizmu v zmysle Konečného). Možno ju časovo viazať na formovanie granitoidnej intruzívnej formácie, do ktorej treba v prvom rade zaradiť intruzívno-subvulkanické teleso hodrušského granodioritu s jeho okrajovými fáciami.

Petrografické štúdium hornín grano-

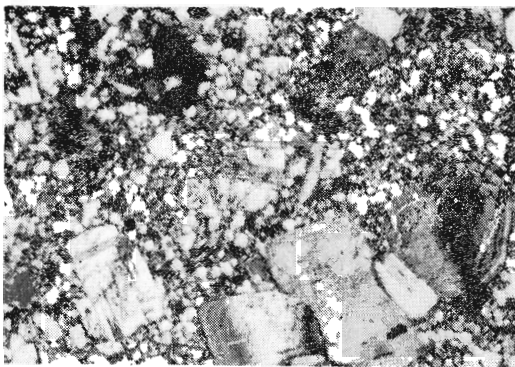
dioritovo-porfyritového zloženia, ktorých východy na povrch sa komplexnejšie študovali prvý raz, potvrdilo dávnejšie konštatovanie (Zábranský, 1976), že ide o vysoko aktívnu intrúziu vo vzťahu k horninám plášťa, ktorej povrchovým členom je komplex andezitov typu Myšia hora.

Podľa rozličného stupňa kontaminácie a metasomatických premien porfyritu spätých s rekryštalizáciou andezitových hornín a spätných účinkov na materskú intrúziu možno vyčleniť: slabo premenené — zachované (hydrotermálne zmenené) horniny, slabo rekryštalizované horniny v zóne kontaminácie, a horniny rekryštalizované — v zóne kontaminácie.

Slabo premenené — zachované (hydrotermálne zmenené) horniny. V tomto prípade makroskopicky býva hornina premenlivého, zelenosivého, sivého až hnedosivého, ale najčastejšie sivého sfarbenia a prevažne s výrazne vystupujúcimi výrastlicami minerálov až do veľkosti 1,0 cm (priem. 0,5—0,7). Sfarbenie hornín, ako aj výraznosť vystupovania výrastlíc závisí od stupňa hydrotermálnych premien, najmä silicifikácie. Textúra horniny je masívna a na lomovej ploche možno vo väčšine prípadov sledovať intenzívnu impregnáciu pyritu, čo je pre horniny tohto zloženia typické. V prípade intenzívnejšej hydrotermálnej premeny horniny sú sledovateľné pseudomorfózy chloritu po tmavých mineráloch. Štruktúra horniny je porfyrická s hypidiomorfne až panalotriomorfne jemnozrnnou až drobnozrnnou základnou hmotou. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas, amfibol, biotit a kremeň. Plagioklas optickými vlastnosťami $Ab = 33-62\%$, $An = 62-38\%$ zodpovedá andezínu — labradoritu. Výrastlice sú hypidiomorfného obmedzenia a vykazujú bežné štruktúrne znaky (zrasty, lamelovanie, zonálnosť). Sú často výrazne protoklasticky

porušené a v rozličnej intenzite adularizované. Z ostatných premien sa na nich zúčastnila slabá kaolinizácia a lokálne intenzívna karbonatizácia. Vo väčšine prípadov sú výrastlice zachované, bez intenzívnych premien. Kremeň vo výrastliciach nie je pravidelnou súčasťou, býva magmaticky korodovaný a málo hojný. Častejšie je prítomný v rozmeroch základnej hmoty. Amfibol (obyčajný) je najhojnejšie zastúpeným tmavým minerálom a vo väčšine prípadov je pseudomorfovaný chloritom, epidotom, karbonátom a opakovým minerálom. Vystupuje sčasti ako zachovaný a s optickými vlastnosťami obyčajného amfibolu. Biotit je menej zastúpený ako amfibol a vo väčšine prípadov podľahol premeny na chlorit. Býva pravidelnou minerálnou súčasťou. Sekundárnym minerálom je chlorit, kaolinit, sericit, epidot, karbonát, opakový minerál a aktinolit, posledný ako produkt metasomatických zmien. Z akcesorických minerálov je najčastejší zirkón a apatit. Základná hmota vykazuje značnú premenlivosť čo do veľkostného a zrnitostného obmedzenia základného kremeňovo-živcového agregátu. Varíruje od jemnozrnného vývoja až po drobnozrnný. Obmedzenie zrn má hypidiomorfný až panalotriomorfny charakter. Tmavé minerály základnej hmoty sú vždy chloritizované a epidotizované. V ojedinelých prípadoch je sledovateľný aj zatláčajúci aktinolit (obr. 8). Zvýšená silicifikácia základnej hmoty zvyčajne súvisí s intenzívnejším stupňom celkovej premeny horniny (rekryštalizácia — hydrotermálna premena).

Slabo rekryštalizované horniny. V prípade slabej rekryštalizácie si hornina zachováva sivé až zelenosivé sfarbenie, ale vcelku získava škvrnitý charakter. Dajú sa ešte identifikovať výrastlice plagioklasov a tmavých minerálov, ktoré majú reliktovú podobu. Škvrnitosť sfarbenia spôsobujú



Obr. 7. Štruktúra relatívne nepremeného granodioritového porfyritu z centrálnej časti intruzívneho telesa

Základnú hmotu postihla silicifikácia. Zväčš. 44,5 $\times$, nikoly x, výbrus č. K/24 (dokumentačný bod č. 191 in J. Burian et al. 1980b)

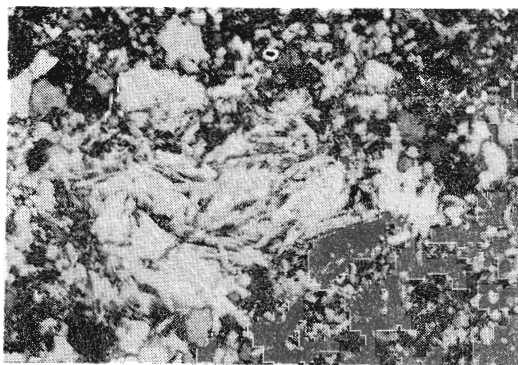
Fig. 7. Texture of relatively unaltered granodiorite porphyrite from the centre of intrusive body

Silicified groundmass. Magn. $\times 44.5$, crossed nicols, sample No. 191 in Burian et al. (1980)

väčšie koncentrácie zatláčajúceho chloritu a epidotu. Bežná a pomerne intenzívna je impregnácia horninovej hmoty pyritom. Štruktúra horniny býva porfyrická až blastoporfyrická. Z porfyrických výrastlíc minerálov je tu zreteľne identifikovateľný len plagioklas, s rozličným stupňom premeny (sericit, karbonát, kaolinit). Evidentná je ich premenlivá adularizácia a protoklastické porušenie. Tmavé minerály možno len zriedkavo identifikovať ako amfibol a biotit. Identifikácia zvyčajne nie je možná ani podľa habitu a pseudomorfóz. Z hľadiska prítomnosti sekundárnych minerálov v hornine sa dá predpokladať ich chloritizácia a karbonatizácia. V dôsledku nevýraznej rekryštalizácie celej horninovej hmoty stratili charakter výrastlíc. Vcelku majú horniny nevýrazný blastoporfyrický vývoj štruktúry, ktorý nadobudli ako výsledok málo intenzívnej rekryštalizácie. V celkovom zložení a charaktere reliktných štruktúr prevládajú prvky granodiori-

tového porfyritu. Charakteristickým znakom týchto horninových hmôt je vývoj „pseudofragmentov“ s nepravidelným obmedzením, kde sa rekryštalizačné účinky prejavujú najintenzívnejšie (agregát živcov, chloritu, kremeňa, aktinolit a opakového minerálu). Pre základnú hmotu je charakteristická silicifikácia a vznik novokryštalizovaného kremeňovo-živcového agregátu, často s hojným zastúpením fibroblastov aktinolit.

Rekryštalizované horniny s vyšším stupňom premeny. Prevláda pri nich škvrnité — zelenosivé, sivé až hnedosivé sfarbenie, spôsobené akumuláciami sekundárnych mineralov (chlorit, epidot, zoisit, karbonát, kremeň, opakový minerál — pyrit) a nerovnomerným vývojom rekryštalizácie a prototektonoblastézy celej horninovej hmoty. Výrastlice minerálov nie sú sledovateľné a vývoj textúry je masívno-škvrnitý. Štruktúrny vývoj horninových hmôt je už zreteľne reliktný, prevláda prototektonoblastická a blastoporfyrická štruktúra (obr. 9). Štruktúry granodio-

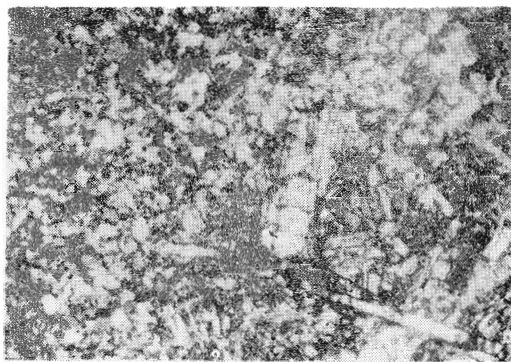


Obr. 8. Glomerofibroblastický agregát aktinolit v metasomaticky zmenenom granodioritovom porfyrite

Zväčš. 87 $\times$, nikoly x, výbrus č. K/19 B (dokumentačný bod č. 182 in Burian et al., 1980b)

Fig. 8. Glomerophytic aggregate of actinolite in metasomatized granodiorite porphyrite

Magn. $\times 87$, crossed nicols, sample No. 182 in Burian et al. (1980)



Obr. 9. Štruktúra rekryštalizovaného granodioritového porfyritu v zóne kontaminácie
Štruktúra má blastoporfyrický vývoj. Zväčš. 44,5×, nikoly x, výbrus č. K/25 (dokumentačný bod č. 191 in J. Burian et al., 1980b)
Fig. 9. Texture of recrystallized granodiorite porphyrite in zone of contamination
Blastoporphyric rock texture. Magn. ×44.5, crossed nicols, sample No. 192 in Burian et al. (1980)

ritového porfyritu možno sledovať už len na reliktoch. Veľmi výrazne sú zastúpené a sledovateľné zóny s tektonoblastézou, ktorá má charakter protoklastézy („pseudofragmenty“). Zóny rekryštalizácie sprevádza intenzívna silicifikácia, chloritizácia, epidotizácia, karbonatizácia a pyritizácia s vývojom glomeroblastických štruktúr.

Strednoporfyrický až hruboporfyrický propylitizovaný amfibolovo-biotitovo-kremeňový dacit (kremito-dioritový porfýr). Pod týmito názvami je známy z prác základného výskumu a v mapovanom území lokality Zlatno je veľmi významný. Aj keď na povrchu netvorí rozsiahlejšie telesá, má veľký význam ako štruktúrno-magmatogénny faktor poukazujúci na viac-menej časovo spojitú sa vyvíjajúcu aktivitu granodioritového a granodioritovo-porfyritového magmatizmu (III. etapy).

Na povrchu sa prejavuje formou žilných telies v mocnosti 10–20 m smeru S–J a s úklonom približne 45–60° na V (podľa vrtných prác). Vrtne ani ma-

povacie práce nepreukázali relatívny vekový vzťah k starším alebo mladším intrúziám. Možno predpokladať, že jej štruktúrno-petrografickou príbuznosťou (relatívne kyslý charakter) možno horninu zaradiť medzi produkty intruzívnej formácie III. etapy.

Petrografické štúdium intruzívnych hornín vystupujúcich na povrch v priestore lokality Zlatno jednoznačne potvrdilo prítomnosť intrúzií tohto zloženia ako ďalšieho samostatného horninového typu. Mikroskopickým štúdiom sa zistila absencia pyroxénu (len amfibol a biotit), veľké zastúpenie kremeňa vo výrastliciach a súčasne odlišný vývoj základnej hmoty, ale nie zhodný so základnou hmotou granodioritových porfyritov. Najpravdepodobnejšie ide o inú generáciu intruzívnych hornín dacitového typu, ktoré uzatvárali intruzívnu aktivitu granodioritoporfyritového magmatizmu.

Makroskopicky je hornina svetlosivá, sivá až zelenosivá a má masívnu textúru s nevýrazne vystupujúcimi výrastlicami najmä tmavých minerálov do veľkosti 0,5 cm (priem. 0,2–0,3 cm). Hornina nesie známky hydrotermálnej premeny, ktorá sa prejavuje chloritizáciou tmavých minerálov, premenou živcov a silicifikáciou základnej hmoty. Typickým znakom týchto hornín je prítomnosť dobre sledovateľného kremeňa vo výrastliciach, zvyčajne do veľkosti 0,3 cm, ako aj absencia pyritovej impregnácie. Štruktúra horniny je porfyrická s panalotriomorfne jemnozrnitou štruktúrou základnej hmoty. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas, kremeň, amfibol a biotit. Optickými vlastnosťami $Ab=48–84\%$, $An=52–16\%$ plagioklas zodpovedá kyslému andezínu. Výrastlice sú hypidiomorfného obmedzenia, krátkostĺpčekovité, albiticky lamelované a periklínovo zrastajú. Bývajú veľmi adularizované, často slabé až silno karbonatizované a sericitizované

a dosahujú veľkosť 0,2—1,8 mm. Kremeň je pravidelnou minerálnou zložkou. Tvorí prevažne početné magmaticky korodované výrastlice veľké 0,2—0,7 mm a v horninovej hmote je zastúpený veľmi premenlivo. Amfibol (obyčajný) je prevládajúcim tmavým minerálom, tvorí pomerne zriedkavé krátkostĺpčekovité výrastlice do veľkosti 2,3 mm, úplne pseudomorfované chloritom a karbonátom. Biotit je pravidelnou súčasťou vo forme ojedinelých výrastlíc do veľkosti 3 mm, ktoré zatláča najmä chlorit a opakový minerál, ojedinele aj epidot a sericit. Základná hmota má prevažne panalotriomorfny jemnozrnitý vývoj. Tvorí ju živcovo-kremeňový agregát s prevahou kremeňovej zložky (silicifikácia?). Často obsahuje zrná plagioklasu a amfibolu s hypidiomorfým obmedzením.

Drobnoporfyrický až strednoporfyrický pyroxenický (hyperstén, augit) slabo propylitizovaný andezit tvorí relikty lávových prúdov na západnom, južnom a východnom okraji lokality Zlatno. Leží bezprostredne na erodovanom povrchu andezitov typu Myšia hora, ktoré sa zaraďujú do 1. etapy vulkanizmu.

Podľa petrografickej povahy týchto andezitov usudzujeme o ich úzkej príbuznosti so sklovitým dvojpyroxenickým andezitom zaraďovaným do IV. etapy vulkanicko-tektonického vývoja oblasti. Nápadná je absencia propylitizačných a hypergénnych premien, typická pre poslednú etapu andezitového vulkanizmu.

Makroskopicky býva hornina tmavého zelenosivého až čierneho zafarbenia, masívnej textúry, často s identifikovateľnými výrastlicami pyroxénov do veľkosti 2,0 mm. Identifikovať minerály (najmä plagioklas) je obťažné. Hornina má všestranne zrnitú textúru, zvetráva zvyčajne do hneda, pričom vznikajú dutinky po tmavých mineráloch. Hy-

pergénne premeny smerom do vnútra horniny majú len malý dosah (0,5—1,0 cm). Horninu neimpregnujú minerály sulfidov. Štruktúra horniny je porfyrická s hemikryštalickou — hyalopilitickou štruktúrou základnej hmoty. Porfyrické výrastlice tvorí plagioklas, augit a hyperstén. Plagioklas optickými vlastnosťami $Ab = 39-65\%$, $An = 61-35\%$ zodpovedajú bázičnému andezínu. Výrastlice sú zvyčajne krátkostĺpčekovité, hypidiomorfne obmedzené a vykazujú štruktúrne znaky (lamelovanie, zrasty a zonálnosť). Spozorovala sa ich veľmi premenlivá adularizácia, sericitizácia a karbonatizácia. Všetky premeny vcelku dosahujú malú intenzitu — sú relatívne čerstvé. Augit tvorí krátkostĺpčekovité, prevažne idiomorfne obmedzené alebo magmaticky odtavené výrastlice, najčastejšie rozmerov 0,5—1,0 mm, ktoré niekedy vytvárajú glomerofyrické zhľuky. Často je zdvojitý podľa (100) a uzatvára zrná plagioklasov. Augit býva zväčša úplne zachovaný. Hyperstén tvorí strednostĺpčekovité až dlhostĺpčekovité 0,4—1,3 mm dlhé idiomorfne obmedzené výrastlice — ojedinele glomerofyricky zrastené. Sú zväčša uralitizované, menej chloritizované. Sekundárny minerál je karbonát, sericit, chlorit, adulár, uralit a opakový minerál, akcesoricky veľmi zriedkavý zirkón. Základnú hmotu tvorí prevažne poličkovite zhášajúce devitrifikované sklo s početnými a veľmi jemnozrnými opakovými vtrúseninami a mikrolitmi plagioklasu vo veľkosti 0,05 mm. V niektorých prípadoch býva veľmi jemnokryštalicky karbonatizovaná.

Strednoporfyrický až hruboporfyrický slabo propylitizovaný pyroxénovo-amfibolovo-biotitový ($\pm$ kremeň) dacit. Pod týmto názvom (horniny litologického typu) vystupujú horniny s mnohými dôležitými spoloč-

nými textúrami a geomorfologickými znakmi, ktoré jednoznačne potvrdzujú, že patria do najmladšej intruzívnej formácie. Vrtnými prácami sa zistilo, že tieto horniny sú súčasťou posledných produktov intruzívnej aktivity v oblasti lokality. Veľmi úzke vzťahy s opísanými dvojpyroxenickými andezitmi vyplývajú z príbuzného štruktúrno-minerálneho obsahu, štruktúrno-tektonickej pozície v geologickej stavbe a z poznatkov o najmladšom vekovom postavení.

K dvom posledným možno dodať, že vrtné práce overili veľa žilných telies týchto hornín. Žilné telesá takmer radiálne-koncentricky presekávajú staršiu geologickú stavbu (produkty I. a III. etapy) a sú uklonené smerom na perifériu centrálnej zóny, ktorú možno označiť ako oblasť najintenzívnejšieho štruktúrno-tektonického vývoja. Tieto poznatky vedú aj k názoru, že posledné dva typy hornín vo vývoji neogénneho vulkanicko-intruzívneho komplexu predmetnej oblasti možno pokladať za produkty IV. etapy vývoja, ktorá by v takom prípade mala tiež svoju intruzívnu formáciu.

O existencii samostatnej intruzívnej formácie svedčí, že dacity označené ako pyroxenické sú v oblasti Zlatna zastúpené štyrmi petrografickými varietami poukazujúcimi na možnú prítomnosť časovo relatívne odlišných produktov intruzívnej aktivity v rámci IV. etapy.

Podrobnejšie petrografické štúdium ukázalo, že pri tomto litologickom type treba vyčleniť štyri petrografické variety, typy, medzi ktorými sú isté rozdiely v štruktúrno-minerálnom zložení:

pilotaxitický typ s prítomnosťou pyroxénu — amfibolu — biotitu a s panalotriomorfou až hypidiomorfou — pilotaxitickou štruktúrou základnej hmoty;

kremenitý typ s prítomnosťou pyroxénu — amfibolu — biotitu — kremeňa a s panalotriomorfou štruktúrou

základnej hmoty;

muránsky typ s prítomnosťou pyroxénu — amfibolu — biotitu a s kryptokryštalickou až panalotriomorfne jemnozrnitou — simplektitickou štruktúrou základnej hmoty;

dioritový typ s prítomnosťou pyroxénu a kremeňa v základnej hmote s ofitickou štruktúrou.

Tieto petrografické variety sa sledovali aj pri vrtných prácach. Ich ekvivalenty na povrchu sa našli až pri geologickom mapovaní. Ich relatívne samostatné vystupovanie vo forme telies na povrchu naznačuje možnosť rozlišovať ich ako jednotlivé intruzívne typy hornín. V súvislosti s prácou A. Mihálikovej (1978), ktorá z oblasti Zlatna niektoré horniny zloženia pyroxenických dacitov priraduje geneticky ku kremito-dioritovej a dioritovej (v zmysle Niglliho klasifikácie) magme a podľa toho horniny pomenúva, treba poznamenať, že štúdium hornín tohto petrografického zloženia sa musí stať predmetom ďalšieho výskumu. Z doterajšieho bádania tejto problematiky vychodí, že horniny tohto zloženia nateraz ešte definitívne pomenovať nemožno. Preto aj názov „dacit“ treba v našom prípade pokladať za pracovný, vyjadrujúci intruzívnu žilnú povahu horniny, ale zatiaľ bez ohľadu na príslušnosť do vývojovej etapy formovania neogénneho vulkanicko-intruzívneho komplexu v Štiavnických vrchoch.

Zrudňovacie procesy a premeny hornín

Zrudnenie na lokalite Zlatno vzniklo v niekoľkých štádiách mineralizácie ako následný hydrotermálny proces postmagmatickej konsolidácie intruzívneho telesa granodioritového porfyritu (Burian in Burian et al., 1980b).

Vlastný zrudňovací proces zahŕňa v časovom slede silikátové, karbonátové,

oxidické a sulfidické štádium mineralizácie. Zatiaľ čo silikátové, karbonátové a často oxidické štádium zahŕňa kontaktnú metasomatózu za tvorby Ca, Mg skarnov, sulfidické štádium má výhradne hydrotermálny charakter.

Štúdiom rudnej mineralizácie na ložisku sa preukázal jej priamy genetický vzťah k telesu granodioritového porfyritu, ktoré má charakter metalogeneticky špecializovanej intrúzie. Tento fakt potvrdili aj výsledky geochemického výskumu (Matula in Burian et al., 1980a). Preukázalo sa, že optimálne koncentrácie Cu zrudnenia s veľmi nízkym podielom Pb, Zn $\pm$ Au, Ag sú lokalizované v priestore uloženia súvrstvia vrchného triasu. Toto súvrstvie je svojím pestrým petrografickým zložením na kontakte s telesom granodioritového porfyritu metamorfované do štádia vzniku Ca, Mg skarnov s prítomnosťou rohovca a zriedkavo aj kremence. Novovzniknutá pestrá asociácia kontaktne metamorfovaných minerálov a dobrá tektonická dispozícia kontaktných zón vytvorili priaznivé topominerálne a štruktúrne podmienky na lokalizáciu zrudnenia (Rozložník, Zábranský, 1971). Jeho optimálne akumulácie, viažuce sa výhradne na spomenuté súvrstvie, vystupujú v hĺbke 700–1000 m od dnešného povrchu.

Metalogenetická špecializácia a aktívna intrúzie granodioritového porfyritu je nápadná veľkým rozptylom rudnej sulfidickej mineralizácie (pyrit, pyrotín, chalkopyrit $\pm$ galenit, sfalerit), ktorá v podobe tenkých, niekoľko mm dlhých žíl a impregnácií vystupuje vo vlastnom intruzívnom telese, ako aj v horninách plášťa, cez ktoré porfyrit prechádza do vyšších úrovní. Ale zrudnenie mimo súvrstvia vrchného triasu je veľmi rozptýlené a má iba mineralogický význam. Na povrchu, v priestore intruzívneho telesa a jeho kontaktov s horninami miocénneho vulkanizmu

(predrudné andezity typu Myšia hora), vystupuje v podobe anomálie rozptýlenej sulfidickej mineralizácie, detektovanej geofyzikálnou metódou vybudovaných potenciálov. Tento fakt umožňuje priamo vyhľadávať skryté ložiská tohto typu aj v iných neovulkanických oblastiach Slovenska. Rozptýlená mineralizácia vychádza za hranice priamych kontaktov intruzívneho telesa s andezitmi. Jej hustota je optimálna v priestoroch tektonicky predisponovaných, rekryštalizovaných a čiastočne asimilovaných andezitov v rámci kontaktnej zóny.

Premeny hornín ložiska sú kontaktné a okolorudné.

Kontaktné premeny sú geneticky späté s aktívnym pôsobením intrúzie na horniny plášťa. V závislosti od ich petrografického zloženia sa tvoria nové kontaktné metamorfované typy hornín. Ide o rekryštalizované dolomity, Ca, Mg skarny, rohovce, kremence a rekryštalizované andezity. Do tejto skupiny patria aj endoskarny granodioritového porfyritu (Smolka in Burian et al., 1980a).

Okolorudné premeny zahŕňajú škálu premien vyvolaných poskarnovým procesom hydrotermálneho vývoja kremeňovo-sulfidickej mineralizácie, ktorá má niekoľko etáp. Do tejto skupiny premien zaraďujeme draselnú metasomatózu, silicifikáciu, epidotizáciu, argilitizáciu a nízkotermálnu zeolitizáciu. V škále propylitizačných premien oddeľujúcich pyrotínovú etapu od polymetalickej R. Kúšik (in Burian et al., 1980) vymedzuje v silikátovom štádiu tvorbu flogopitu, tremolitu, mastenca, chryzotilu, antigoritu, epidotu, sericitu a kaolinitu. V karbonátovom štádiu je to anhydrit, sadrovec, kremeň a kalcit. Z premien je najvýraznejšia draselná metasomatóza, ktorá všeobecne sprevá-

dza tvorbu porfýrových rúd medi, ďalej argilitizácia a propylitizácia.

Draselná metasomatóza sa prejavovala už od prvej etapy vzniku sulfidickej mineralizácie tvorbou flogopitu, ktorý v Mg skarnoch zatláča forsterit a neskôr je sám zatláčaný chalkopyritom. Prejavy draselnej metasomatózy sú výrazné najmä v priestoroch rudnej zóny. V jej okolí je skôr typická adularizácia granodioritového porfýritu, ktorá zasahuje aj komplex neovulkanitov. V rekryštalizovaných andezitoch popri adularizácii plagioklasov vystupuje aj hydrobiotitizácia v podobe drobných šupiniek biotitu sprevádzaného aktinolitom. Biotit sfarbuje horninu na ružovkasto až hnedasto.

Silifikácia spolu s adularizáciou zasahuje vlastné intruzívne teleso granodioritového porfýritu a jeho okolie vo forme žiliek kremeňa s prímiesou epidotu alebo kalcitu s chloritom a sulfidmi.

Epidotizácia bezprostredne sprevádza sulfidickú mineralizáciu, naplňa jej polymetalickú etapu. Epidot aktívne zatláča tmavé minerály magmatických hornín, vystupuje vo forme šmúh (agregáty zrn), žiliek a žíl spolu s chloritom, menej často s kremeňom a kalcitom v celom profile ložiska vrátane komplexu neovulkanitov. Zvýšenie frekvencie žiliek a žíl epidotu spravidla signalizuje prítomnosť chalkopyritovej, ale najmä polymetalickej mineralizácie.

Argilitizácia postihuje magmatické horniny, a to andezity, granodioritový porfýrit a staršie dacity. V granodioritových porfýritoch vystupuje vždy v miestach nahromadenia sulfidov. Jej charakteristickým prejavom je sericitizácia a kaolinizácia živcov so vznikom montmorillonitu a illitu. Argilitizácia je popri draselnej metasomatóze typickou premenou spätou s lokalizáciou porfýrových Cu rúd (Recsk, Rosia Poena, Hargitha a pod.).

Zeolitizácia je vyvinutá hlavne v periférnych častiach centrálnej rudnej zóny. R. Kúšik (in Burian et al., 1980a) identifikoval laumontit a jeho odrodu leonhardtit nájdený v granodioritovom porfýrite vrtu R-3 v hĺbke 459,5 m. Ďalej bol v komplexe neovulkanitov určený natrolit a analcím, ako aj chabazit a desmín.

Ako vychodí z uvedených poznatkov, proces rudnej mineralizácie sprevádzala pestrá škála okolorudných premien. Ich lokalizácia závisí od pôvodného typu hornín, pričom je často viacej druhov premien naložených na seba a vzájomne sa prekrývajú. Pri analýze povrchových prejavov preto treba študovať premeny hornín komplexne, ale s akcentom na hlavné premeny, ktoré indikujú hydrotermálnu rudnú mineralizáciu. V prípade ložiska Zlatno, ako aj iných známych ložísk porfýrových Cu rúd treba za hlavnú indikujúcu premenu považovať draselnú metasomatózu a argilitizáciu. V prípade existencie ďalších premien sa zvyrazňuje indikácia aktivity zrudňovacích procesov a s ňou väčšia pravdepodobnosť nájsť ložiská tohto typu.

Poznatky o štruktúrno-magmatogénnych faktoroch a ich význame pri vyhľadávaní skrytých skarnovo-porfýrových a porfýrových ložísk v Štiavnických vrchoch

Ložisko Zlatno je štruktúrne aj geneticky úzko späté s telesom granodioritového porfýritu vystupujúcim na povrch blízko južnej časti intrúzie granodioritu, ktorá zaberá veľkú časť centrálnej vulkanickej zóny. Granodioritový porfýrit formuje okrajovú zónu vlastnej intrúzie granodioritu v podobe okrajových dajok, žíl, štokov a apožyz.

Pri prenikaní do vrchných častí geologickej stavby aktívne (metasomaticky

alebo len termálne) metamorfoval horniny plášťa v závislosti od ich látkového zloženia: v prostredí stredotriasových dolomitov nastáva ich rekryštalizácia s nízkym podielom Mg skarnov. Pestré látkové zloženie vrchného triasu vytvorilo podmienky na tvorbu Ca, Mg skarnov, rohovcov, menej sekundárnych kremencov. Súvrstvia permokarbónu a permu postihla intenzívna silicifikácia za vzniku kremencov a rohovcov. Komplex neogénnych andezitov je v priestore kontaktných účinkov granodioritového porfyritu intenzívne drvený, rekryštalizovaný a sčasti asimilovaný. Výrazne sa prejavuje draselná metasomatóza pri vzniku adularu, drobných šupiniek hydrobiotitu s aktinolitom a argilitizácia (kaolinitizácia, illitizácia, chloritizácia, silicifikácia a pod.).

Vlastné zrudnenie sa v podobe žiliek, impregnácií a agregátov zŕn sulfidov viaže hlavne na Ca, Mg skarny v priestore kontaktov telesa granodioritového porfyritu so súvrstviem vrchného triasu. V ostatných štruktúrnych stupňoch geologickej stavby je zrudnenie rozptýlené a doteraz nemá praktický význam. Prítomnosť sulfidov Cu, ale aj Pb, Zn v okolí telesa granodioritového porfyritu a v podobe žiliek a jednotlivých zŕn aj vo vlastnom telese podporuje náhľad, že granodioritový porfyrit je priamym nositeľom zrudnenia. Potvrdzuje to aj štúdium jeho geochemických charakteristík.

Intenzita prítomnosti sulfidov, najmä pyritu v okolitých horninách je natoľko vysoká, že ju detektuje geofyzikálna metóda vybudených potenciálov (Vybíral, 1971). Povrchová anomália je v priamej súvislosti s optimálnym zrudnením v hĺbke, pričom stanovuje jeho povrchovú mineralogickú aureolu (obr. 2).

Uvedené hlavné poznatky úzko korešpondujú s geologickou stavbou ložísk Cu porfýrových rúd, napr. ložiska Reacs

v Matre a pod., kde je popri typických porfýrových rudách zastúpená aj skarnová paragenéza.

Význam získaných poznatkov spočíva hlavne v ich využívaní pri ďalšom vyhľadávaní ložísk tohto typu v stredoslovenských neovulkanitoch.

Z nich za najdôležitejšie považujeme:

1. Prítomnosť metalogeneticky špecializovaného intruzívneho telesa granitoidného typu — geochemicky overený zvýšený obsah (v porovnaní s klarkom) Cu, resp. Pb, Zn, Mo (Matula in Burian et al., 1980a);

2. typické prejavy kontaktného metamorfizmu, najmä draselnú metasomatózu, argilitizáciu, skarnotvorný proces a pod., vyjadrujúce aktívnu schopnosť intrúzie vo vzťahu k jej plášťu;

3. makroskopicky odlišiteľné impregnácie a žilky sulfidov v priestore vystupovania intrúzie a na jej kontaktoch;

4. pestrosť petrografického zloženia žilných typov vulkanických hornín (dacity, ryolity, andezity) v okolí vystupujúcej intrúzie.

Pri vyhľadávaní medeno-porfýrových rúd odporúčame:

a) geologické mapovanie zamerané na overenie kvalitatívnych parametrov intruzívnych telies, povrchových prejavov premien s ich účelovou klasifikáciou a určením prejavov zrudnenia alebo ich indícií;

b) účelovú geofyziku, najmä uplatniť metódu vybudených potenciálov v kombinácii s magnetometriou, elektrickými metódami a gamaspektrometriou;

c) vymedziť perspektívne územia a overiť ich geochemickými metódami (metalometriou);

d) optimálne plochy postupne overovať vrtnými prácami.

Záver

Geologickoprieskumné práce na lokalite Zlatno pomohli lepšie poznať vývoj

subsekventného vulkanizmu v Štiavnických vrchoch. Získané poznatky umožnili novší pohľad na formovanie vulkanicko-intruzívneho komplexu v neogéne. Potvrdila sa viacetapovitost' vzniku celého vulkanického aparátu, do ktorého treba nepochybne začleniť aj širokú asociáciu intruzívnych hornín, z ktorej sa viaceré horniny v minulosti označovali ako „hodrušský intruzívny komplex“ s problematickým vekovým postavením. Na základe tohto faktu možno problém vekového postavenia granitoidných intrúzií v Štiavnických vrchoch pokladať za geologicky preukázaný zhodne s doterajšími výsledkami absolútneho datovania granodioritu v tejto oblasti v rozpätí $17,2 \pm 1,5$ mil. rokov (Repčok, 1978). Za rovnako významné treba pokladať aj to, že sa v Štiavnických vrchoch vyskytujú vysoko aktívne deriváty granitoidného magmatizmu vekovo a priestorovo sa viažúce na etapu formovania intruzívno-subvulkanického tela hodrušského granodioritu. Z hľadiska ďalšieho vyhľadávania skrytých skarnovo-medeno-porfýrových a medeno-porfýrových rúd typu Zlatno je pojem „aktívnosť intrúzie“ mimoriadne dôležitý, pretože intrúzie tohto druhu sú potenciálnymi nositeľmi netradičných typov rúd, o ktoré bude v národnom hospodárstve čoraz väčší záujem.

Získané poznatky sú dôležité pri vyhľadávaní nových akumulácií porfýrových rúd nielen v oblasti Štiavnických

vrchov, ale aj v iných oblastiach Slovenska s výraznou neovulkanickou aktivitou.

LITERATÚRA

- Burian, J. et al. 1980a: Záverečná správa a výpočet zásob, Zlatno — VP, Cu rudy. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Burian, J. et al. 1980b: Záverečná správa z účelového geologického mapovania lokality Zlatno v M=1:5000. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Miháliková, A. 1978: Petrografické typy intruzívnych hornín stredoslovenských neovulkanitov a ich chemická charakteristika, oblasť Štiavnické vrchy a Javorie. (Čiastková záverečná správa.) *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Repčok, I. 1978: Vek niektorých stredoslovenských neovulkanitov zistený metódou stôp po delení uránu. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 71, s. 69—76.
- Rozložník, L. et al. 1966: Záverečná správa — výskum hornín Štiavnického ostrova (časť stratigrafia, tektonika, metalogenéza). *Manuskript — GÚDŠ, VŠT Košice*.
- Rozložník, L. et al. 1970: Regionálny ložiskový výskum stredoslovenských neovulkanitov. (Záverečná správa.) *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Rozložník, L. — Záborský, F. 1971: O výskyte žilnikovo-impregnačného zrudnenia medzi obcami Banská Hodruša, Vysoká a Uhliská. *Mineralia slov.* 3, č. 10, s. 85—94.
- Smolka, J. 1979: Petrografická povaha a vzťah intrúzie granodioritového porfýritu k neovulkanickému komplexu v okolí Zlatna. *Mineralia slov.*, 11, s. 343—353.
- Vybíral, V. 1971: Správa o výsledkoch terénnych meraní v roku 1971 a doplnujúcich meraniach v roku 1972 (Zlatno — Cu). *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Záborský, F. 1976: Žilnikovo-impregnačné zrudnenie Cu — lokality Zlatno. [Habilitačná práca.] *Manuskript — BF VŠT Košice*.

Development of the magmatic complex and related mineralization during the Neogene in the Zlatno area (Štiavnické vrchy Mts., Middle Slovakia)

JÁN BURIAN — JÁN SMOLKA — MIROSLAV KÁMEN

The Štiavnica and Hodruša ore districts are historically well known and represent important source of base- and precious metal

mineralizations in Czechoslovakia. A new skarn-porphry and porphyry-copper type of mineralization has been discovered recently

at the Zlatno locality. Ore mineralization is here related to a small intrusive body of granodiorite porphyrite located on the margin of a considerable central volcanic zone. The intrusion of NW—SE elongated shape is controlled by a concentric fault limiting the central volcanic zone from the south.

The volcanoplutonic complex at Zlatno locality occupies recently the uppermost level of the geological structure. It consists of medium- to coarse-grained pyroxene—amphibole—biotite andesite, with various amounts of quartz and propylitized, creating the so called andesite of *Myšia hora* type. This andesite originated during the first stage of volcanoplutonic development of the area. The younger granodiorite porphyrite intruded into older andesitic unit of Middle Badenian age. A recent fission track dating of granodiorite porphyrite yielded $17.2\text{--}17.9 \pm 1.5$ m. a. (Repčok 1978). Active nature of intrusion is assumed from strong contact phenomena imposed on surrounding rock units. The enclosing volcanite suite has been strongly dismembered, recrystallized and partly assimilated due to this intrusion. Potash-metasomatic alteration (adularization and hydrobiotitization) together with silicification, actinolitization, sericitization and argillitization are conspicuous features of alteration. Frequent disseminated and stockwork pyrite occurs along the contact of the intrusion.

In the upper part of the edifice, remnants of a two-pyroxene andesite lava-flow unit reveal only slight secondary alteration. The whole volcanic edifice is dissected by frequent veins and dykes of dacite composition developed under several stages. Youngest dacite bodies have the same age as the two-pyroxene andesite lava-flows and originated during the latest (4th) stage of the development.

Frequently, dacite in veins and dykes has similar pattern in topmost and lowermost portions of the edifice. Amphibole—biotite dacite in the area of the deposit originated mainly during the third stage of volcanotectonic development. This is assumed according to the similar mineralogy of dacite and granodiorite porphyrite, however, the youngest dacite bodies cut the granodiorite porphyrite body and may be partly later.

Further four ascertained varieties of pyro-

xene dacite (with amphibole and biotite phenocrysts) contain frequently quartz in phenocrysts and groundmass. These vein and dyke bodies emplaced mostly during the fourth stage.

The intrusive complex proper is built by all varieties of intrusive rocks. Accordingly, its development was of stadial nature embracing all four stages of development.

Quartz-sulphidic mineralization originated also in several stages in the edifice. Ore mineralization is related to intense potash metasomatism, silicification, epidotization, argillitization and to low-temperature zeolitization. The base metal mineralization is accompanied by intensive pyritization of rocks.

Recent data confirmed that the magmatic activity of Neogene age created several specialized derivatives of granitoid composition with high activity in the Štiavnické vrchy Mts. area. Single bodies are spatially confined to the extension of the intrusive subvolcanic body of the Hodruša granodiorite. Obtained data imply considerable importance and significance for further prospection of skarn-porphyry and porphyry-copper ore types in Middle Slovakian neovolcanite areas. The most important results are:

- 1) The presence of intrusive granitoid body with specialized metallogeny and with higher contents of copper, lead, zinc and molybdenum.

- 2) Contact metamorphic phenomena are wide-spreaded from which mainly potash-metasomatism, argillitization and the generation of skarn bodies reflect the active metallogenic capacity of magmatites.

- 3) Impregnations and stockworks of sulphides occur within the intrusive body and along its contacts.

- 4) Petrographical variability of vein bodies (rhyolite, dacite, andesite) around and inside of the intrusion.

The ascertained active metallogenetic capacity of the intrusion implies considerable importance for further prospection of skarn-porphyry and porphyry-copper mineralizations. Such intrusions are potential carriers of uncommon and perspective ore mineralization.

Preložil I. Varga

Coexisting Garnets and Amphiboles of Metabasites from Rudňany Area (the Paleozoic, the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., the Western Carpathians)

DUŠAN HOVORKA*, JÁN SPIŠIAK**

* Geological Institute, Faculty of Sciences, Comenius University, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava

** Department of Geochemistry, Faculty of Sciences, Comenius University, Paulínyho 1, 800 00 Bratislava

(13 Fig. and 3 Tab. in the text)

Received 13. 3. 1981

Project No. 5
Pre-Variscan and Variscan events
in the Alpine-Mediterranean
mountain belts



Сосуществующие гранаты и роговые обманки метабазитов района Рудняны (палеозой, Спишско-гемерские рудные горы, Западные Карпаты)

В метабазитах палеозоя района Рудняны авторы изучали химический состав гранатов и роговых обманок при помощи электронного микроскопа. Роговая обманка отвечает известковому типу (подгруппа магнези-роговая обманка, Б. Е. Леаке 1978). Гранаты незональные с преобладанием алмандиновой молекулы. Химический состав особенно роговой обманки и подсчитанные коэффициенты распределения (магний, железо, кальций, марганец) свидетельствуют о том, что возникновение указанных минералов происходило в условиях амфиболитовой фации, или „медиум граде“ метаморфизма баровианского типа.

Coexisting garnets and amphiboles of metabasites from Rudňany area (the Paleozoic, the Spišsko-gemerské Mts., the Western Carpathians)

Chemical composition of coexisting garnets and amphiboles in metabasites of Paleozoic age from Rudňany area has been investigated using EMA technique. The composition of amphiboles is that of calcic amphibole group (subgroup of magnesio-hornblende) and garnets are not zonal containing mainly almandine but also considerable amounts of grossularite and pyrope molecule. Chemical composition of amphibole and calculated distribution coefficients (Mg, Ca, Fe, Mn and Ti) point to the generation of the assemblage under amphibolite facies conditions or under "medium grade" and low to moderate baric conditions of metamorphism.

Chemical composition of coexisting in the Paleozoic metabasites from Rud-
garnets and amphiboles was examined ňany area with the aid of electron

microprobe. Amphibole corresponds to calcic amphibole (sub-group Mg-hornblende, Leake 1978), garnets are not zonal, the almandine molecule is prevailing, the grossular and pyrope molecules are of substantial occurrence. Chemical composition, mainly that of amphibole, and calculated distribution coefficients (Mg, Ca, Fe, Mn, Ti) of coexisting amphiboles, garnets and plagioclases suggest the mentioned minerals to have originated in conditions of amphibolite facies, and/or „medium grade” metamorphism of low/medium baric type.

Introduction

Complexes of metasediments and metaeruptives of the Gemerides, the southernmost tectonic unit of the Western Carpathians (or the Paleozoic of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.), are generally classified as metamorphites, which originated in green-schist facies conditions (Kamenický — Krist 1969, Kamenický 1969 in Mahel' et al. 1969, Varga 1973). In contrast to the majority of authors (l. c.) who considered the mineral assemblages of metasediments and metaeruptives to be the product of the Variscan metamorphic recrystallization, I. Varga (1973) ascribed only the folding effect to these processes. He assumed the origin of mineral assemblages of metamorphosed rocks (this author made also a map of the areal distribution of the individual assemblages) to be the consequence of the Alpine processes.

From the universally accepted scheme of intensity and type of the Gemeride Paleozoic metamorphism, the results obtained by L. Rozložník (1965) from the area of Dobšiná substantially differ. This author (l. c.) gave the description of the rock complexes of the amphibolite facies in the mentioned area and he considered them to be the local consequence of the penetrating “granitizing” components through the rocks of the Early Paleozoic Rakovec group. Among metamorphites of higher grade he introduced mainly various gneiss types and amphibolites.

In the course of recent years, the rocks of higher grade metamorphic recrystallization from the area of Rudňany were introduced by J. Popreňák et al. (1973). Their essential characteristics (composition and position) as well as arguments in favour of their metamorphic (not magmatic) origin can be found in D. Hovorka et al. (1979). Gneisses and amphibolites were described also from the area of Vyšný Klátov (Dianiška — Grecula 1979). In this way, the amphibolite facies metamorphites and/or the facies of epidote amphibolites) form the zone located along the northern margin of the Gemeride Paleozoic (the Volovec anticlinorium).

So far the whole number of studies concerned with metamorphites of higher metamorphic grade was based on field investigations as well as on discovered mineral assemblages examined by means of microscopic methods. Chemical composition of coexisting metabasite amphiboles and garnets was the objective of our study during the recent years. Chemical composition, mainly that of amphiboles, reflects the pressure-temperature conditions of their origin. If coexisting with other minerals of the rock under consideration, amphibole may provide helpful data to solve the conditions of its origin.

The analyses of garnets and amphiboles were carried out using the electron microprobe ARL — SEMQ at Central Geological Institute, Prague (we wish to express our gratitude to RNDr. P. Jakeš, CSc. for his suggestions

and countless help) by RNDr. J. Krištin, CSc.

Occurrence and description of metabasites

Various types of amphibolites (the garnet and the augen ones, melaamphibolite and others), together with gneiss-type rocks, occur in the complex considered to be the Upper Carboniferous (on the basis of lithology and correlation considerations). Its position, the rock column and the essential characteristics of the mineral assemblages of the main rock types are dealt with in D. Hovorka (1977) and D. Hovorka et al. (1979). It seems necessary to put the emphasis on the fact that the generalized profile of the Upper Carboniferous Rudňany area follows like this: polymict conglomerates designated as conglomerates of "Bindt-Rudňany" type form the lowermost horizon. They are overlaid by the complex of dark-coloured schists and psammites with layers of green-coloured, locally also laminated metapyroclastics of basic volcanics. The "gneiss-amphibolite complex" of thickness 50–250 m is occurring above the mentioned beds. Its direct overlying rocks are graphitic schists which are replaced by the complex of schists and psammites in the lateral direction. The "intraformational conglomerates" are also included in the direct overlying rocks. These are distinguished from the conglomerates of "Bindt-Rudňany" type mainly by smaller size of pebbles, their lithological filling and/or higher metamorphic grade. The "intraformational conglomerates" are overlaid by the layer of brownish fine-grained psammites with rich remnants of flora. In the uppermost part of the Carboniferous the bed of dark-coloured schists, psammites and fine-

grained green to grey-green metatuffs of basic volcanics is included. Mutual quantitative proportion of the mentioned rock types is strongly variable.

Amphibolites form concordant bodies of thickness most frequently to 1 m (bodies of thickness to 10 m were only seldom observed) in gneisses. The contact of amphibolites with gneisses appears to be mostly a sharp one (Fig. 1). In some cases, gradual transition of amphibolites into biotitic plagioclase (garnet-plagioclase) gneisses was observed. The transitional rock types are different types of gneisses with amphibole (amphibole-biotite, biotite-amphibole, amphibole). Amphibolites s. s. appear to be the essential and at the same time, the dominating type of amphibolites. They are mostly fine-grained, with areally parallel (Fig. 2) to massive structure. Higher content of pure-green amphiboles results in local presence of melaamphibolites. Garnet amphibolites (Fig. 3) form only layers

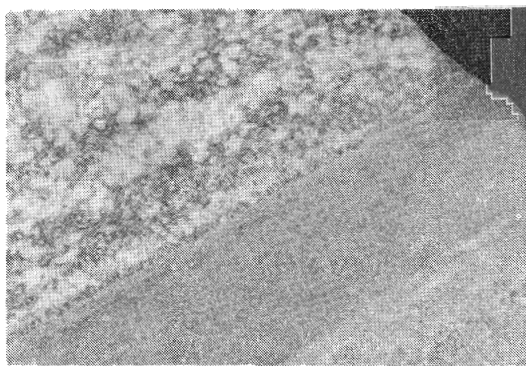


Fig. 1. Selective albitization of the original psammite layer. Concordant layer of primarily ash-like volcanic material has only been recrystallized during the development of fine-grained amphibolite. Ry-Z-60/55,60 m. Magn. 1,2×

Obr. 1. Selektívna albitizácia polohy pôvodného psamitu. Konformná poloha pôvodného popolovitého vulkanického materiálu je len rekryštalizovaná za vzniku jemnozrnného amfibolitu. Ry-Z-60/55,60 m. Zväčš. 1,2×

in amphibolites s. s. The garnet size is 1—7 mm. The centric texture of

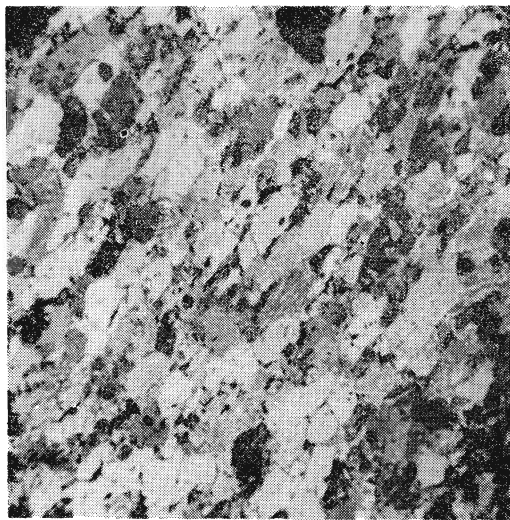


Fig. 2. Grano-nematoblastic texture of fine-grained melaamphibolite. ZI-II-36/38,10 m. Magn. 20 $\times$, $\times$ pol.

Obr. 2. Granonematoblastická štruktúra jemnozrnného melaamfibolitu. ZI-II-36/38,10 m. Zväčš. 20 $\times$, $\times$ pol.

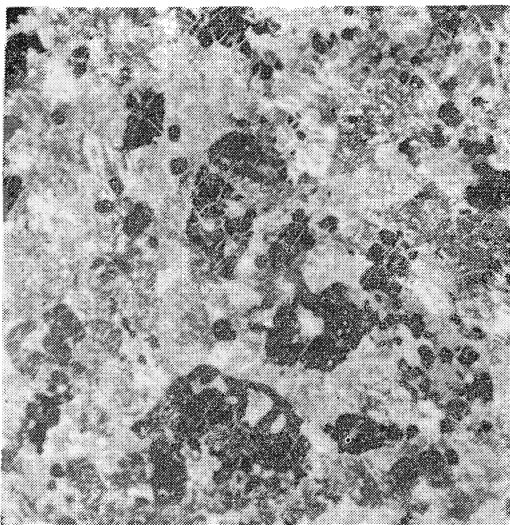


Fig. 3. Garnet amphibolite with poikiloblastic garnets. Ry-Z-IX/69,70 m. Magn. 20 $\times$, $\times$ pol. Sample I-26. Magn. 300 $\times$

Obr. 3. Granátický amfibolit s poikiloblastickými granátmi. Ry-Z-IX/69,70 m. Zväčš. 20 $\times$, $\times$ pol.

garnet amphibolites (Fig. 4) seems to be a characteristic one, i. e. already macroscopically observable concentration of light minerals in the surroundings of garnet porphyroblasts.

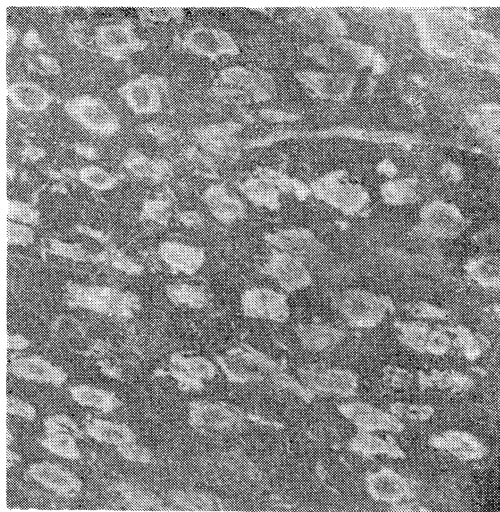


Fig. 4. Garnet amphibolite with pronounced centric structure. Ry-Z-61/54,70. Magn. 1,3 $\times$

Obr. 4. Granátický amfibolit s výrazne centrickou stavbou. Ry-Z-61/54,70. Zväčš. 1,3 $\times$

Garnets

Garnets of metabasites from Rudňany area exhibit red and pink colouring and pronounced idioblastic tendency of development. Their quantitative proportion in metabasites is of variable nature — it varies from accessory amounts up to 35 %. Garnets of 2—3 mm size in types in which they form substantial rockforming mineral, were examined.

The examination of the garnet composition provided evidences confirming their non-zonal composition (structure) — Figs. 5, 6. Numerous published works on the composition of garnets in various types of metamorphites offer sufficient data suggesting prevalence of zonal composition of metabasite and metapelite garnets which have origi-

nated in conditions of green-schist facies to low temperature areas of amphibolite facies, i. e. to temperatures of 600°C (Woodsworth 1977, Avtchenko et al. 1980). Discovered non-zonal character of the metabasite garnet composition from Rudňany area confirms that they might have originated in conditions of medium to high temperature areas of

amphibolite facies. This discovery corresponds to chemical composition of coexisting amphiboles and/or also to calculated temperatures of the origin of coexisting garnet—amphibole and amphibole—plagioclase pairs.

Projection points of analyzed metabasite garnets (Tab. 1) from Rudňany area are located in limited area, the biggest part of this area is overlapped by the area of projection points of metabasite garnet analyses of Moldanubicum (analyses in Suk 1979). Garnets under consideration are noted for only slight shift of projection points in the direction of lower pyrope molecule content.

On the plot with peaks MgO : MnO : FeO (Fig. 8), projection points of analyzed garnets show large scattering. In case of low, and on the whole, a little

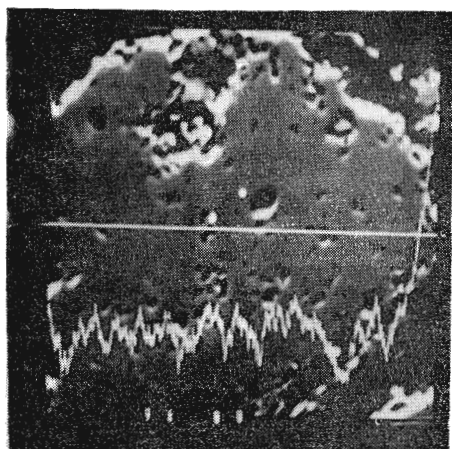


Fig. 5. Composition + line profile MnK α .
Sample I126. Magn. 300×

Obr. 5. Kompozícia + líniový profil MnK α .
Vzorka I-26. Zväčš. 300×

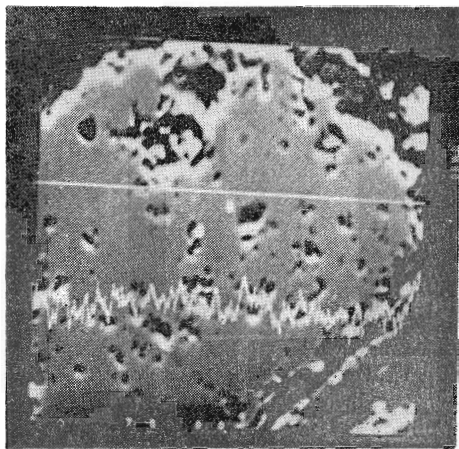


Fig. 6. Composition + line profile FeK α .
Sample L-26. Magn. 300×

Obr. 6. Kompozícia + líniový profil FeK α .
Vzorka L-26. Zväčš. 300×

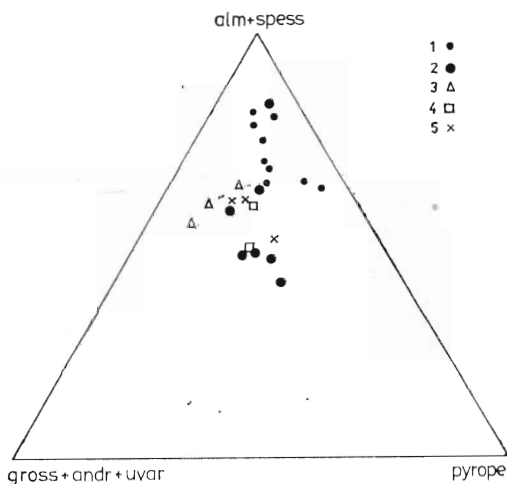


Fig. 7. 1 — garnets of Moldanubicum gneisses and migmatites, 2 — garnets of Moldanubicum amphibolites (1, 2 — data in Suk 1979), 3, 4, 5 — garnets of amphibolites from Rudňany area (3 — sample no. 1, 4 — sample no. II, 5 — sample no. V)

Obr. 7. 1 — granáty pararúl a migmatitov moldanubika; 2 — granáty amfibolitov moldanubika (1, 2 — údaje in Suk, 1979); 3, 4, 5 — granáty amfibolitov oblasti Rudňany (3 — vzorka č. I, 4 — vzorka č. II, 5 — vzorka č. V)

Chemical composition of garnets
Chemické zloženie granátov

Tab. 1

	I-26/1	I-26/2	I-16/1	I 26/3	II-16/3	II-16/1	II-36/1	V-16/1	V-16/2
TiO ₂	0,12	0,10	0,12	0,13	0,00	0,14	0,08	0,15	0,19
MnO	2,15	2,21	1,47	3,21	0,45	0,40	0,10	0,20	0,27
SiO ₂	38,44	37,02	38,14	37,08	39,30	39,21	37,37	37,67	37,29
FeO	23,88	26,69	22,61	22,68	26,56	21,57	26,85	26,24	25,77
MgO	2,50	3,17	2,26	2,03	4,88	5,84	4,13	3,62	7,85
CaO	10,06	6,72	11,97	10,25	7,11	9,54	7,45	8,53	8,05
Al ₂ O ₃	21,27	21,10	21,16	20,58	22,02	21,68	21,61	21,62	21,38
total	98,43	97,01	97,74	95,97	100,32	98,40	97,59	98,04	100,80

Coefficients calculated according to Burri et al (1936)
Koeficienty — prepočet podľa C. Burri et al. (1936)

Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,005	0,01	0,01
Mn	0,14	0,15	0,10	0,22	0,03	0,03	0,01	0,01	0,02
Si	3,06	3,01	3,05	3,04	3,04	3,05	3,00	3,01	2,89
Fe ²⁺	1,59	1,81	1,51	1,55	1,72	1,40	1,80	1,75	1,67
Mg	0,30	0,38	0,27	0,25	0,56	0,68	0,49	0,43	0,91
Ca	0,86	0,59	1,02	0,90	0,59	0,79	0,64	0,73	0,67
Al	1,99	2,02	1,99	1,99	2,01	1,99	2,04	2,03	1,95

End members (‰)
Zastúpenie molekúl (‰)

alm.	55,02	61,80	52,03	53,15	59,26	48,36	61,23	59,88	51,19
pyrope.	10,26	13,08	9,27	8,45	19,40	23,32	16,78	14,72	27,79
spes.	5,02	5,19	3,42	7,61	1,01	0,90	0,23	0,45	0,54
gros.	29,70	19,93	35,28	30,77	20,33	27,40	21,76	24,94	20,48
total	100,00	100,00	100,00	99,98	100,00	99,98	100,00	99,99	100,00

Sample localization

- I — bore-hole Ry-Z-61/54,20 — garnet amphibolite
 II — the coupling cross-cut between the veins Droždiak and Hrubá — Xth horizon, between the shafts 5 RP II and 5 RP I — breccia of garnet amphibolite
 III — the shaft, XVIth horizon, gallery to Zlatník, sample XVI/X — amphibolite
 IV — the shaft Zlatník, Xth horizon, 5 m northwards from the measuring point 11 — amphibolite
 V — Zlatník II, bore-hole 39/22, 15; from XVIth horizon — garnet amphibolite
 (localization of samples is valid also for Tables 2 and 3)

Lokalizácia vzoriek

- I — vrt Ry-Z-61/54,20 — granátický amfibolit
 II — spojovací prekop medzi žilami Droždiak a Hrubá — X. horizont — medzi šachtami 5 RP II—5 RP I — breckia granátického amfibolitu
 III — šachta Mier, XVI. horizont, smerná na Zlatník, vzorka XVI/X — amfibolit
 IV — šachta Zlatník, X. horizont, 5 m na s.od m. b. 11 — amfibolit
 V — Zlatník II, vrt 39/22,15 — zo XVI. obzoru — granátický amfibolit
 (lokalizácia vzoriek platí aj pre tabuľky 2 a 3)

variable MnO content, garnets form elongated field in the direction of MgO and FeO peaks. This field overlaps the fields stated (Miyashiro — Kuculu, in

Antipin 1977) for metamorphite garnets of various facies relevance. Projection points of analyses II and V fall within the metamorphite field of amphibolite,

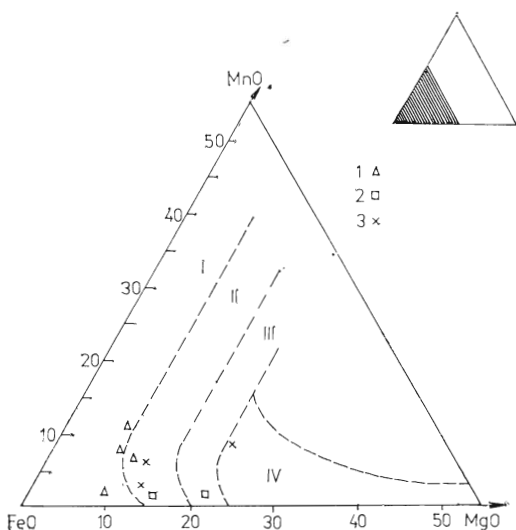


Fig. 8. I — garnets of green-schist facies and epidote amphibolite facies, II — garnets of epidote amphibolite facies and low-temperature subfacies of garnet amphibolite facies, III — garnets of amphibolite facies, IV — garnets of granulite facies (fields I—IV according to Miyashiro — Kuculu, in Antipin 1977), 1—3 garnets of amphibolites from Rudňany area (for sample numbering see Fig. 7)

Obr. 8. I — granáty fácie zelených bridlic a fácie epidotických amfibolitov; II — granáty fácie epidotických amfibolitov a nízko-teplotnej subfácie fácie granátických amfibolitov; III — granáty amfibolitovej fácie; IV — granáty granulitovej fácie (polia I—IV podľa Miyashiro — Kuculu, in Antipin, 1977); 1—3 granáty amfibolitov oblasti Rudňany — (číslovanie vzoriek pozri obr. 7)

and/or epidote-amphibolite facies. Analyses of sample II resulted in projection points shifted towards lower MgO contents and they are located in the metamorphic field of epidote—amphibolite facies, and/or green-schist facies. This corresponds to other findings regarding their origin at lower temperatures.

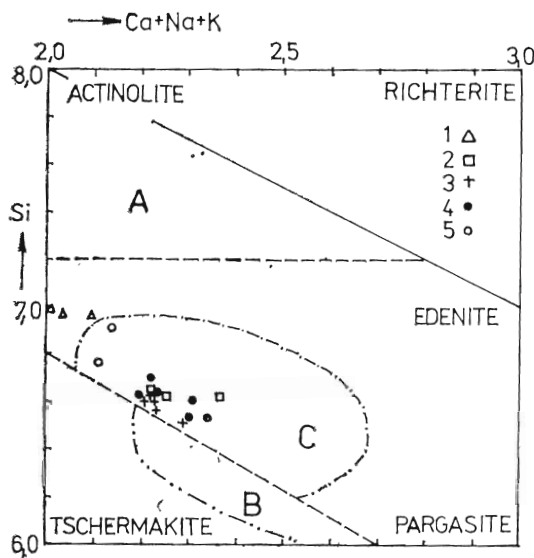
Amphiboles

Not only do amphiboles represent one of the essential mineral phases of meta-

basites of different metamorphic grade recrystallization, but they appear to be of importance as an indicator of pressure-temperature conditions of their origin. Contemporary knowledge makes it possible to formulate general principles of their chemical composition. For example, the more the temperature of metamorphic recrystallization in amphiboles increases, the more the content of alkaline metals and titanium increases. At the same time, tetrahedrally coordinated Al increases, to the detriment of Al in octahedral coordination. Another principle may be gradual decrease of K content and others. Pronounced differences in Al distribution and content changes of other cations (particularly Ti) are manifested also by the change of pleochroic colours of amphiboles originated in various temperature (and/or pressure) conditions. The following change of pleochroic colours in metabasite amphiboles with increasing temperature is universally accepted (Miyashiro 1973): lightgreen, green and blue, blue—green—brown amphibole (according to Ng).

At this stage the focus of the study was mainly on amphiboles of green to brown pleochroic colours. Apart from these, the presence of lightgreen (mostly a younger one) actinolitic type amphibole was locally observed in metabasites. The analyses of amphiboles obtained by means of electron microprobe are given in Table 2.

The plot according to A. Miyashiro (1973 — Fig. 9) shows projection points of the most analyzed amphiboles located in the field C — that is, in the field of high temperature amphiboles. From the given set, analyses of amphiboles from sample I are quite different. Their projection points are very close to field C, yet their location outside the field A is obvious. The A field employs



low temperature amphiboles of green-blue colour, which are considered as belonging to the green-schist facies (on the basis of their conditions of origin).

In order to classify amphiboles, to give the genetic interpretation and to classify amphiboles of metabasites from

Fig. 9. Plot of dependence of Si : (Ca + Na + K) of amphiboles (Miyashiro 1973). Ng pleochroic colours of amphiboles: A — field of actinolite, B — green to blue amphibole, C — green-brown to brown amphibole; 1–5 analyses of amphibolite amphiboles from Rudňany area (1 — I, 2 — II, 3 — III, 4 — IV, 5 — V)

Obr. 9. Diagram závislosti Si : (Ca + Na + K) amfibolov (Miyashiro 1973). Gama pleochroizmus amfibolov: A — pole aktinolitů, B — zelený až modrý amfibol, C — zelenohnedý až hnedý amfibol; 1–5 — analýzy amfibolov amfibolitov oblasti Rudňany (1 — I, 2 — II, 3 — III, 4 — IV, 5 — V)

Chemical composition of amphiboles
Chemické zloženie amfibolov

Tab. 2

		I-4A/1	I-4A/2	I-5A/1	I-4A/2	II-2A/1	II-2A/2	III-1A/1	III-1A/2	III-2A/1	III-2A/2
8	TiO ₂	1,55	1,53	1,72	0,49	1,55	1,19	2,03	1,85	1,95	2,19
	MnO	0,18	0,20	0,12	0,09	0,06	0,07	0,29	0,34	0,32	0,28
	SiO ₂	45,77	45,81	46,45	44,47	44,59	44,88	43,99	43,46	42,40	42,84
	FeO	16,05	15,46	15,94	9,17	13,77	14,31	15,44	15,25	16,26	16,55
	K ₂ O	0,13	0,15	0,16	0,29	0,58	0,52	0,23	0,22	0,24	0,22
	Na ₂ O	1,23	1,31	1,36	1,93	1,74	1,81	1,77	1,72	1,74	1,71
	MgO	11,13	11,61	11,46	15,18	12,21	12,25	11,64	11,82	11,23	11,11
	CaO	9,80	10,38	9,98	10,91	10,21	10,01	10,28	10,15	10,40	10,34
	Al ₂ O ₃	8,44	8,54	9,00	11,54	11,52	11,64	10,35	10,20	10,45	10,33
	Total	94,27	94,99	96,19	94,08	96,21	96,70	96,01	95,03	94,99	95,57
5	Si	6,985	6,937	6,937	6,633	6,633	6,649	6,625	6,615	6,509	6,537
	Al ^{IV}	1,015	1,063	1,063	1,367	1,367	1,351	1,374	1,385	1,491	1,463
	Al ^{VI}	0,503	0,462	0,522	0,662	0,652	0,682	0,464	0,446	0,402	0,395
	Ti	0,177	0,175	0,193	0,055	0,173	0,133	0,230	0,212	0,225	0,251
2	Fe ²⁺	1,790	1,743	1,737	0,907	1,472	1,486	1,693	1,660	1,804	1,826
	Mg	2,530	2,620	2,548	3,376	2,703	2,705	2,613	2,682	2,569	2,528
	Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Fe ³⁺	0,257	0,214	0,255	0,238	0,242	0,293	0,253	0,281	0,184	0,285
—	Mn	0,023	0,025	0,014	0,012	0,007	0,009	0,037	0,044	0,041	0,037
	Ca	1,603	1,680	1,596	1,743	1,626	1,589	1,658	1,656	1,711	1,678
	Na	0,117	0,081	0,135	0,007	0,125	0,109	0,052	0,019	0,064	—
	K	0,246	0,303	0,258	0,552	0,376	0,411	0,463	0,489	0,456	0,508
	Ca	0,025	0,028	0,030	0,055	0,106	0,099	0,044	0,044	0,048	0,041
	Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,13
	Mg	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Mg + Fe ²⁺	0,59	0,60	0,59	0,79	0,65	0,65	0,61	0,62	0,59	0,58

Tab. 2 (continued)

	III-3A/1	IV-1A/1	IV-1A/2	IV-2A/1	IV-2A/2	IV-3A/1	IV-3A/2	V-2A/1	V-4A/1	V-4A/2
TiO ₂	1,72	1,88	1,84	1,72	1,73	1,55	1,93	1,13	0,72	0,47
MnO	0,25	0,24	0,24	0,26	0,27	0,18	0,22	0,13	0,11	0,18
SiO ₂	44,00	42,03	43,01	43,76	42,98	42,63	42,02	46,89	45,72	44,79
FeO	15,98	16,24	16,21	17,26	17,31	16,24	16,36	14,90	14,34	13,62
K ₂ O	0,28	0,67	0,66	0,58	0,63	0,62	0,68	0,21	0,12	0,18
Na ₂ O	1,56	1,38	1,39	1,28	1,34	1,33	1,38	1,47	1,30	1,59
MgO	11,32	9,88	10,02	9,77	9,40	9,92	9,55	12,53	11,78	12,46
CaO	10,57	10,53	10,59	10,34	10,29	10,78	10,78	10,66	9,68	9,80
Al ₂ O ₃	10,61	11,22	10,96	10,23	10,86	10,72	11,17	10,90	9,50	9,24
8 Total	96,30	94,06	94,92	95,20	94,81	93,96	94,09	98,80	93,27	92,34
Si	6,622	6,518	6,596	6,705	6,626	6,613	6,525	6,783	6,978	6,918
Al ^{IV}	1,328	1,482	1,404	1,295	1,374	1,387	1,475	1,217	1,022	1,082
5 Al ^{VI}	0,503	0,570	0,579	0,554	0,599	0,573	0,570	0,641	0,687	0,602
Ti	0,196	0,219	0,212	0,198	0,200	0,182	0,225	0,122	0,083	0,055
Fe ²⁺	1,762	1,927	1,920	2,015	2,041	1,952	1,995	1,534	1,550	1,475
Mg	2,539	2,284	2,289	2,233	2,160	2,293	2,210	2,703	2,680	2,868
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	0,251	0,180	0,159	0,195	0,190	0,155	0,130	0,269	0,281	0,285
Mn	0,032	0,032	0,030	0,035	0,037	0,023	0,028	0,016	0,014	0,023
2 Ca	1,704	1,750	1,739	1,697	1,700	1,789	1,794	1,651	1,585	1,622
Na	0,013	0,038	0,072	0,073	0,073	0,033	0,048	0,064	0,120	0,070
Na	0,442	0,376	0,342	0,307	0,327	0,365	0,368	0,348	0,264	0,406
K	0,055	0,133	0,129	0,115	0,124	0,122	0,133	0,039	0,025	0,035
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg + Fe ²⁺	0,59	0,54	0,54	0,53	0,51	0,54	0,53	0,64	0,63	0,66

Rudňany area, Leake's classification (1978) was applied. Analyzed amphiboles belong to the group of calcic amphiboles. Their projection points fall within fields VII, VIII and XVII (Fig. 10). The $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{+2} = 0,5-0,7$ ratio is characteristic for all analyzed amphiboles. On the partial plot A, which includes analyses with the ratio $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}} < 0,5$, analyses of amphiboles from Rudňany area are projected into the field "Mg-hornblende". The "ferrohornblende" field contains only one amphibole sample. The projection point of this sample is located near the dividing line of the mentioned fields.

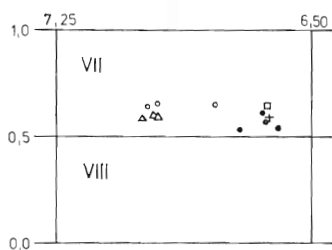
Criterion for classification of amphiboles into partial plots A or B, appears to be the sum of alkalies $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}} =$

0,5. For analyzed amphiboles the sum $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$ similar to 0,5 is characteristic and projection points of amphiboles fall into both partial plots.

The $\text{Al}^{\text{VI}} : \text{Al}^{\text{VI}}$ ratio and its relation to Si provided the basis for classification of essential Ca-amphibole types according to E. Wenk et al. (1974), Figs. 11a, 11b. Projection points of amphiboles under consideration fall mostly into the field of amphibolite amphiboles, characteristic for the Lepontine Alps amphibolite facies (Wenk et al. 1974). A part of analyzed amphiboles falls into the actinolitic (common hornblende) amphibole field. This position, mainly in the case of sample I is common in all other presented plots.

CALCIC AMPHIBOLES; $(Ca + Na)_B \geq 134$; $Na_B < 0,67$

A. $(Na + K)_A < 0,5$; $Ti < 0,50$



B $(Na + K)_A \geq 0,5$; $Ti < 0,50$

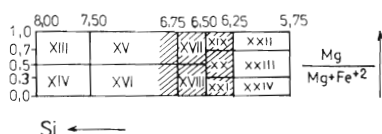
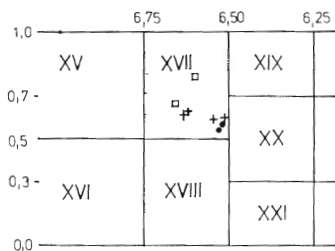


Fig. 10. Classificational diagram of amphiboles (Leake 1978). VII — Mg-hornblende, VIII — ferrohornblende, XVII — edenitic hornblende; explanations as in Fig. 9
Obr. 10. Klasifikačný diagram amfibolov (Leake 1978); VII — Mg-amfibol, VIII — železnatý amfibol, XVII — edentický amfibol; vysvetlivky ako pri obr. 9

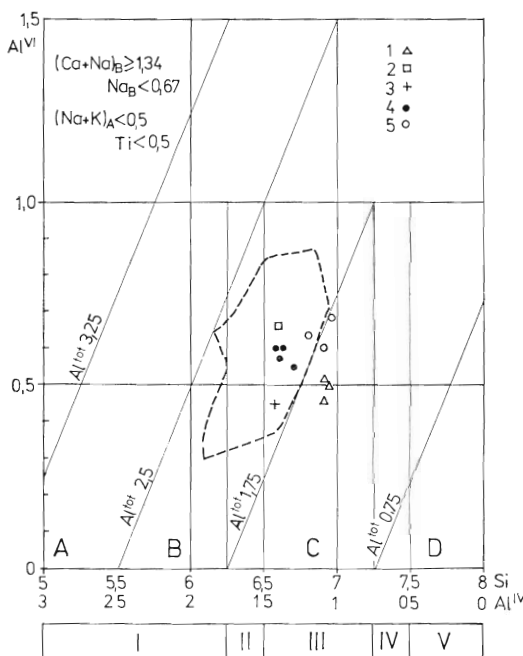


Fig. 11a. Classificational diagram of calcic amphiboles (Wenk et al. 1974). I — tschermakite, II — tschermakitic hornblende, III — Mg—Fe hornblende, IV — actinolitic hornblende, V — tremolite, actinolite; A — tschermakitic hornblende, B — Mg—Fe hornblende, C — actinolitic hornblende, D — actinolite, tremolite; 1 — 5: see Fig. 9. Field designated by dashes corresponds to amphibolite amphiboles of the Lepontine Alps (Wenk et al. 1974)

Obr. 11a. Klasifikačný diagram vápenatých amfibolov (Wenk et al. 1974); I — tschermakit, II — tschermakitický amfibol, III — Mg—Fe amfibol, IV — aktinolitický amfibol, V — tremolit, aktinolit; A — tschermakitický amfibol, B — Mg—Fe amfibol, C — aktinolitický amfibol, D — aktinolit, tremolit; 1—5: pozri obr. 9. Čiarkované ohraničené pole — odpovedá amfibolom amfibolitov Lepontských Alp (Wenk et al., 1974)

Plots of Ti content (Fig. 12) range analyzed amphiboles to high-temperature part of amphibolite facies. Ti contents in sample I can be used as a criterion for determining its formation in conditions of epidote amphibolite facies and in lower-temperature parts of amphibolite facies, respectively.

The $Al^{VI}:Si$ ratio was used by P. Raase (1974) to define metabasite amphibole fields of high and low-pressure metamorphism (Fig. 13). The majority of analyzed amphibole projection points is placed into the field A, near the dividing line ($= 500$ MPa). A position like

that suggests their low to medium-pressure metamorphism origin.

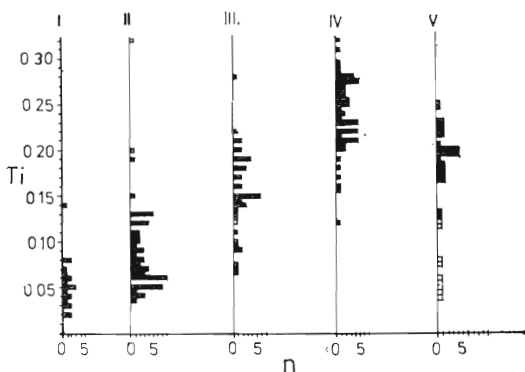


Fig. 12. Histogram of Ti distribution in metabasite amphiboles belonging to different facies (Raase 1974). I — green-schist facies, II — low-temperature subfacies of amphibolite facies, III — high-temperature subfacies of amphibolite facies, IV — amphibole-granulite facies, V — histogram of Ti distribution in metabasite amphiboles from Rudňany area (n — number of analyses)

Obr. 12. Histogram distribúcie Ti v amfiboloch metabazitov rôznej faciálnej príslušnosti (Raase 1974). I — fácia zelených bridlic, II — nízkoteplotné subfácie amfibolitovej fácie, III — vysokoteplotné subfácie amfibolitovej fácie, IV — amfibolitovo-granulitová fácia, V — histogram distribúcie Ti v amfiboloch metabazitov oblasti Rudňany (n — počet analýz)

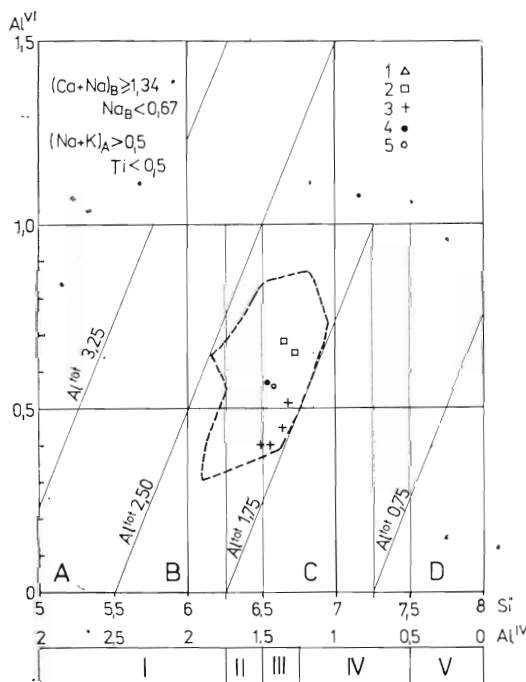


Fig. 11b. Classificational diagram of calcic amphiboles (Wenk et al. 1974). I — pargasite, II — pargasitic hornblende, III — edenitic hornblende, IV — edenite, V — silicic edenite; A—D: see Fig. 11a

Obr. 11b. Klasifikačný diagram vápenatých amfibolov (Wenk et al. 1974). I — pargasit, II — pargasitický amfibol, III — edenitický amfibol, IV — edenit, V — kremitý edenit; A—D: pozri obr. 11a

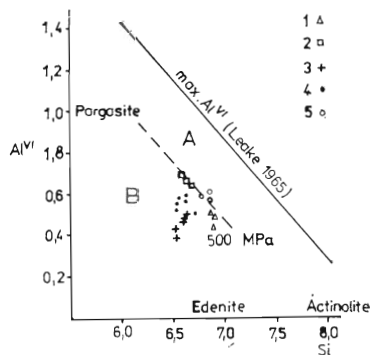


Fig. 13. Plot of $Al^{VI}:Si$ dependence (Raase 1974); A — high-pressure metamorphism, B — low-pressure metamorphism

Obr. 13. Diagram závislosti $Al^{VI}:Si$ (Raase 1974); A — vysokotlaková metamorfóza, B — nízkotlaková metamorfóza

Distribution coefficients

To collect the information on the origin conditions of coexisting garnets and amphiboles, the distribution of some elements in these minerals was also employed. The distribution of Mg, Fe, Mn, Ti and Ca between garnet and amphibole, and/or amphibole and plagioclase (Pertchuk 1970, Matkovskiy 1978) was calculated. For calculation of distribution coefficients the average contents of the mentioned cations in the individual samples were taken into consideration. Since the results are almost identical, only some of them are presented (Table 3).

Sample 1: From the whole series, the lowest origin temperatures (510–520 °C) were calculated in the couples garnet–amphibole and amphibole–pla-

gioclase. These ones correspond to the transitional temperatures between the green-schist facies and the low-temperature area of the amphibolite facies. According to different classifying schemes of the metamorphic facies (Eskola 1939, Turner 1968, Winkler 1967 and others) the given mineral pairs originated in the highest temperature subfacies conditions of the green-schist facies, and/or in conditions of epidote amphibolite facies to conditions of the lowest temperature subfacies of the amphibolite facies. In concordance with the present tendency of classifying the metamorphic complexes into 4 main groups (very low, low, medium and high-grade — Winkler 1979), the minerals originated in “medium grade metamorphism” conditions. At the same time, it is characteristic that in com-

Distribution coefficients
Distribučné koeficienty

Tab. 3

			Tab. 3		
			Sample I		
$X_{\text{hbl}}^{\text{Mg}} = 5,56$			$T_x = 510\text{ }^{\circ}\text{C}$		$X_{\text{gar}}^{\text{Mg}} = 0,14$
$X_{\text{hbl}}^{\text{Ca}} = 0,80$			$T_x = 520\text{ }^{\circ}\text{C}$		$X_{\text{plag}}^{\text{Ca}} = 0,32$
			Sample II		
a) $X_{\text{hbl}}^{\text{Mg}} = 0,68$			$T_x = 580\text{ }^{\circ}\text{C}$		$X_{\text{gar}}^{\text{Mg}} = 0,38$
b) $X_{\text{hbl}}^{\text{Mg}} = 0,61$			$T_x = 600\text{ }^{\circ}\text{C}$		$X_{\text{gar}}^{\text{Mg}} = 0,36$
			Sample V		
$X_{\text{hbl}}^{\text{Mg}} = 0,61$			$T_x = 620\text{ }^{\circ}\text{C}$		$X_{\text{gar}}^{\text{Mg}} = 0,28$

Explanations:

$$X_{\text{hbl}}^{\text{Mg}} = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}};$$

$$X_{\text{gar}}^{\text{Mg}} = \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}};$$

$$X_{\text{hbl}}^{\text{Ca}} = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}};$$

$$X_{\text{plag}}^{\text{Ca}} = \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}};$$

parison with the other analyzed amphiboles, the same lowest temperature conditions of origin were exhibited also by projections of analyzed amphiboles in diagrams with different coordinates (Figs. 8, 9, 11, 12).

Sample 2: In two of the coexisting garnet and amphibole couples the distribution coefficient offered the temperatures of the origin 580 and 600 °C. Temperatures like that are characteristic for "medium grade metamorphism" (Winkler 1979).

Samples 5: Calculated distribution coefficients between garnet and amphibole of this sample indicate also "medium grade metamorphism" conditions (620 °C).

Discussion

Considering the metamorphic history of the Paleozoic rocks in the area of Rudňany, designated as the "gneiss — amphibolite complex" (Hovorka et al. 1979), their genesis may be presented in the following ways:

a) The classic concept of the "regional" progressive metamorphism due to considerable effect of stress and elevated temperature is not likely because of limited thickness of the studied complex of amphibolite facies metamorphites occurring in metamorphites of green-schist facies.

b) Mineral assemblages under consideration may also have originated via the overheating of the studied rock complex due to the effect of the Variscan plutonite intrusions. This type of genesis is in contradiction with the following facts:

i) transitions into the surrounding rocks, i. e. metamorphites of green-schist facies can be traced locally towards the overlying and underlying rocks (in the case of appropriate lithology of the surrounding rocks);

ii) metamorphite mineral assemblages of amphibolite facies (paragneisses and amphibolites) are continually appearing within the whole area (the length of the gneiss-amphibolite complex is about 3 km!) as well as in the cross profile of their occurrence. No features of zonal distribution of critical minerals conditioned by thermic effect of intrusion have been observed;

i) metamorphites under consideration have mostly areally parallel textures which would not be so definite in the case of rocks originated in the exo-contact of the intrusion.

c) The presence of gneiss-amphibolite type metamorphites within the metamorphites of considerably lower metamorphic grade (green-schist facies) in so far known occurrences (Dobšiná—Rudňany—Vyšný Klátov) enables to interpret their origin as the consequence of tectonic — recrystallization processes in the zone of crustal subduction of the Gemeride block under the northern Tatraveporide block. These occurrences are parallel with the contact of the Gemeride block (of the Volovec zone) with the Veporide — Sľubica crystalline complex along the Margecany—Lubenik lineament. However, this way of gneiss—amphibolite type metamorphite origin is opposed mainly by the structures of blastthesis of gneiss and amphibolite mineral assemblage in quasi-static conditions (i. e. weak pressure phenomena at the origin of given mineral assemblages).

d) Mineral assemblages under consideration originated most probably as the product of recrystallization of original mineral assemblage of metapsammites and metapyroclastics of the green-schist facies (chlorite + albite + quartz $\pm$ carbonate $\pm$ actinolitic amphibole) in the zone of elevated heat flow (a weakened tectonized belt). In this type of metamorphic recrystallization

an important part was played by the heat effect; the pressure effect was not of such importance. According to this interpretation, areally parallel textures of gneisses and amphibolites represent the product of overprinting metamorphic recrystallization of originally directed mineral aggregate. This interpretation of the genesis of amphibolite facies metamorphites is supported by the following lines of evidence:

1) concordant, generally plate to lenticular — longitudinal shape of gneiss and amphibolite complex (Hovorka et al. 1979) in the lower grade metamorphic metamorphites;

2) in the case that in the overlying and underlying rocks of the gneiss—amphibolite complex (originally microscopic-grained psammites of graywacke type with layers of fine-grained volcanoclastics of basic volcanics) the graphitic schists of the Carboniferous occur, their mutual contact is a sharp one; in the case that in direct environment of the discussed metamorphites other rock types are occurring (conglomerates with sand matrix, pebbles), the effects of thermal recrystallization were observed in these rocks. Transitions from the gneiss—amphibolite complex into the surrounding rocks are in these cases the gradual ones.

3) within the complex of gneisses and amphibolites the albitized types were discovered, i. e. migration of mainly alkaline metals appeared locally. In the essential rock types this process is documented by the origin of pronounced porphyroblasts of albite, veinlets (locally oriented in oblique and perpendicular direction toward the foliation of the rock) with monomineral albite filling. The mentioned processes are most probably appearing in tectonically prepared zone with presence of elevated heat flow.

4) Discovered simple (not zonal)

structure of metabasite garnets is the most probable consequence of rapid overheating of the complex under static conditions.

In the course of recent years (Cambel 1980, Kantor 1980) the age of amphibolite facies metamorphites of the northern margin of the gemeride block (Dobšiná, Rudňany, Vyšný Klátov) has been stated. The following data of the metamorphite age were discovered with the use of Ar/K method.

Paragneisses: Rudňany — $286,5 \pm$ my; Dedinky — $272,5$ my; Dobšiná — 258 ± 25 my; Amphibolites: (amphiboles of amphibolites were analyzed): Dobšiná—Langenberg — $357,7 \pm 15,6$ my; Dobšiná—Gugl — $338,5 \pm 15,5$ my; Vyšný Klátov — $362,5 \pm 1,4$ my (all data in B. Cambel 1980); Vyšný Klátov 391 ± 18 my; Vyšný Klátov — 448 ± 23 my, Košická Belá — 337 ± 16 my (data in Kantor 1980).

These data provide the information that the age of the amphibolite amphibole genesis is considerably higher than that of mineral assemblages of gneisses. They correspond to the ages on the boundary of the Upper Devonian — the Lower Carboniferous, while the paragneisses originated within the Upper Carboniferous — the Permian. It is necessary to emphasize the fact that the positions of gneisses and amphibolites in all the mentioned localities belong to one and the same complex of metamorphites with multiple interstratifying of gneisses and amphibolites in the vertical section of the given metamorphosed complexes, their origin is definitely a syngenetic one according to the geological criteria.

The problem of stratigraphic identification of the gneiss—amphibolite complexes of the gemeride Paleozoic still remains a crucial issue. Whilst in the area of Dobšiná (Rozložník 1965) and Vyšný Klátov (Dianiška — Grecula

1979) the complexes are considered to be a part of the Early Paleozoic Rakovec group, discontinuous transitions of gneiss—amphibolite complex in Rudňany into psammities regarded definitely as the Upper Carboniferous express the urgent need to solve the problem of the stratigraphy of the rock complexes regarded as the Lower Paleozoic (the Rakovec group), and/or the Upper Carboniferous.

Conclusions

i) Examination of chemical composition of coexisting garnets and amphiboles of metabasites from Rudňany area enables to state that the mentioned rock types definitely belong to metamorphites of amphibolite, and/or epidote—amphibolite facies. In concordance with contemporary trend of classifying metamorphite complexes (Winkler 1979), examined metamorphites belong to the group "medium grade metamorphites".

ii) Chemical composition of garnets corresponds to the type with prevailing almandine and substantial presence of pyrope and grossular molecules. Garnets have a simple (not zonal) structure, which is conditioned by probable consequence of their origin under static conditions. Amphiboles belong to the group of calcic amphiboles (Leake 1978), while most of analyzed grains belong to the subgroup of Mg-hornblende. On the basis of Al^{VI}/Si ratio in amphiboles, according to the criteria of P. Raase (1954) they have originated in low to medium—pressure metamorphic conditions.

iii) Calculated distribution coefficients, mainly Mg_{hbl}^{gr} and Ca_{hbl}^{plag} prove that these minerals originated at temperature within the range 500—600 °C. The

lowest calculated temperatures (500, 510 °C) are those of garnets, amphiboles and plagioclases from sample I. Amphiboles and garnets from this sample originated at lower temperatures also according to their chemical composition in comparison with others.

iv) On the basis of occurrence, textural features and composition of coexisting garnets and amphiboles, the most likely seems to be the origin of amphibolites under consideration (and in this way also the origin of surrounding gneisses) in tectonically suitable zone of considerably elevated heat flow, while the graphitic schists played the role of heat barrier.

Translated by Hana Budajová

REFERENCES

- Antipin, V. S. 1977: Petrologija, geochemija granitoidov različnych facij glubinosti. *Nauka, Novosibirsk*.
- Avtchenko, O. V. — Lebreko, I. M. — Tchubarov, V. M. 1980: O zonalnosti granatov. *Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geol. (Moskva)*, 11, s. 72—80.
- Barth, T. — Correns, A. — Eskola, P. 1939: Die metamorphen Gesteine. *Berlin*, S. 263—407.
- Burri, C. — Parga — Pondal, J. 1936: Neue Beiträge zur Kenntnis des granatführenden Cordierit—Andesits vom Hoyazo bei Nijar (Provinz Almeria, Spanien). *Shweiz. mineral. petrogr. Mitt. (Zürich)*, 16, S. 226—256.
- Cambel, B. — Bagdasarjan, G. P. — Veselský, J. — Gukasjan, R. Ch. 1980: To problems of interpretation of nuclear-geochronological data on the age of crystalline rocks of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 31, 1—2, pp. 27—48.
- Dianiška, I. — Grecula, P. 1979: Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej súity rakoveckého príkrovu. *Mineralia slov. (Bratislava)*, 11, 5, pp. 405—427.
- Hovorka, D. 1977: Petrogenéza vybraných horninových komplexov v rudňanskom rudnom poli. *Manuscript, archives of Rudné bane, Rudňany*.

- Hovorka, D. — Mihalov, J. — Ondrejko, K. 1979: Metamorfity amfibolitovej fácie z oblasti Rudnianskej. *Mineralia slov. (Bratislava)*, 11, 6, pp. 481—507.
- Kamenický, J. — Krist, E. 1969: Erläuterungen zur Karte der metamorphen Zonen der Westkarpaten. *Acta geol. Acad. Sci. hung. (Budapest)*, 13, S. 9—20.
- Kantor, J. 1980: To the problem of the metamorphism age of amphibolites in the Rakovec Group of the Gemeric from Klátov—Košická Belá. *Geol. Zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 31, 4, pp. 451—456.
- Kusák, B.: Oral information.
- Leake, B. E. 1978: Nomenclature of amphiboles. *Min. Mag. (London)*, 42, pp. 533—563.
- Mahel, M. et al. 1968: Regional geology of Czechoslovakia, Part II. *Praha*. 723 p.
- Matkovskiy, O. I. 1978: Ocenka temperatury metamorfičeskogo mineraloobrazovaniya s pomosh'yu razlichnykh metod termometrii. *Termobarogeochemiya zemnoj kory i rudoobrazovaniya. Moskva*, s. 89—96.
- Miyashiro, A. 1973: Metamorphism and metamorphic belts. *George Allen (London)*, 492 p.
- Pertchuk, L. D. 1970: Ravnovesiya porodoobrazujuščich mineralov. *Moskva*, 390 s.
- Popreňák, J. — Grecula, P. — Mihalov, J. 1973: K problému stavby a vývoja žíl v Rudňanoch. *Mineralia slov. (Bratislava)*, 5, 3, s. 279—289.
- Rozložník, L. 1965: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. *Zbor. geol. vied, rad ZK (Bratislava)*, 4, s. 95—142.
- Stout, J. H. 1979: Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway. *J. Petrol. (Oxford)*, 13, pp. 99—145.
- Suk, M. 1979: Petrologie metamorfovaných hornin. *Praha*, 256 s.
- Turner, F. J. 1968: Metamorphic Petrology. Mineralogical and Field Aspects. *MacGraw Hill Co. (New York)*, 403 p.
- Varga, I. 1973: Minerálne asociácie metamorfizmu i ich zónovosť v Spišsko-gemerskom rudogoríi. *Mineralia slov. (Bratislava)*, 5, 2, s. 115—134.
- Wenk, E. — Schwaner, H. — Stern, W. 1974: On Calcic Amphiboles and Amphibolites from the Lepontine Alps. *Schweiz. min. petr. Mitt. (Zürich)*, 54, pp. 97—150.
- Winkler, H. G. F. 1967: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. *Springer-Verlag, Berlin—New York*, 237 p.
- Winkler, H. G. F. 1979: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. *Fifth Ed. Springer-Verlag, New York—Heidelberg—Berlin*, 403 p.
- Woodsworth, G. 1977: Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. *Canad. Mineralogist (Ottawa)*, 15.

Koexistujúce granáty a amfiboly metabazitov oblasti Rudnianskej

DUŠAN HOVORKA — JÁN SPIŠIAK

V metabazitoch komplexu hornín zaradovaných do vrchného karbónu, ktoré sa v minulosti interpretovali ako intrúzia (Mandáková et al., 1971), resp. ako metamorfity amfibolitovej fácie (Hovorka et al., 1979), sme pomocou elektrónového mikroanalýzátora bádali chemické zloženie koexistujúcich granátov a amfibolov. Výsledky výskumu priniesli jednoznačné dôkazy o vzniku tejto minerálnej asociácie pri metamorfóze v podmienkach amfibolitovej fácie, resp. metamorfózy „medium grade“ (v zmysle Winklera, 1979). Súčasne prebiehajúce prieskumné banské práce priniesli ďalšie dôkazy o vystupovaní „rulo-vo-amfibolitového komplexu“ (Hovorka et al., l. c.) v horninách, ktoré sa zaraďujú do vrchného karbónu, pričom inkriminovaný komplex eruptív (metamorfitov) má tvar ložnej polohy až pretiahnutej šošovky s postup-

ným vyklíňovaním v smere Z—V (Kusák, ústna informácia). Nateraz známe rozšírenie komplexu je v dĺžke väčšej ako 3 km. Jeho hranice s nadožnými a podložnými (karbónskymi?) horninami sú ostré (v prípade grafických bridlic) alebo pozvoľné (v prípade psamitov a jemnozrnných extruzív bazických vulkanitov).

Chemické zloženie granátov metabazitov zodpovedá typu s prevládajúcou almandínovou a podstatne zastúpenou pyropovou a grossulárovou molekulou. Majú jednoduchú (nezónálnu) stavbu, čo je pravdepodobne výsledok ich vzniku za vyššej teploty. Amfiboly metabazitov patria do skupiny vápenatých amfibolov, pričom väčšina analyzovaných zrn patrí do podskupiny Mg amfibolov (Leake, 1978). Na základe pomeru Al^{VI} a Si v štruktúre amfiboly podľa kritérií P. Raasa (1974)

vznikli v nízkotlakových, resp. až v strednotlakových metamorfných podmienkach.

Vznik analyzovaných amfibolov v podmienkach amfibolovej fácie dokumentuje aj vysoký obsah Ti (obr. 13), pomer $Al^{VI} : Al^{IV}$ a ich vzťah k Si — týmto vzťahom mnohí autori prisudzujú zásadný klasifikačný aj genetický význam (obr. 11a, 11b), ale aj zelenohnedý (gama) pleochroizmus amfibolov a i. Pritom uvedené stanovenia korelujú so zisteným chemickým zložením koexistujúcich granátov aj s celkovou minerálnou asociáciou amfibolitov (chýbanie koexistujúceho chloritu ako typického reprezentanta fácie zelených bridlíc, ale aj iba lokálna prítomnosť pravdepodobne naloženého epidotu — bazicita plagioklasu, obsah An vyše 26 %, a i.).

Vypočítané distribučné koeficienty najmä Mg_{amf}^{gr} a Ca_{amf}^{plag} dokumentujú teplotu vzniku týchto minerálov od 500 do 600 °C (Perčuk, 1970, Matkovskij, 1978). Pritom najnižšia vypočítaná teplota (500, 510 °C) patrí granátom, amfibolom a plagioklasom zo vzorky I. Amfi-

boly a granáty aj podľa chemického zloženia v porovnaní s ostatnými vznikli pri nižšej teplote.

Podľa geologickej pozície komplexu rúl a amfibolitov, textúrnych znakov základných horninových typov a ich mnohonásobného striedania, ale aj zloženia skúmaných koexistujúcich granátov a amfibolov metabazitov je najpravdepodobnejšie, že študované horniny (amfibolity, ale aj okolné ruly) vznikli v tektonicky predisponovanej zóne výrazne zvýšeného tepelného toku. Grafitické bridlice v okolí tejto zóny sa miestami uplatnili ako výrazná teplotná bariéra. Rozpornosť vo vystupovaní a zaraďovaní litologicky celkovo podobných komplexov v oblasti Dobšinej, Rudnianskej a Vyšného Klátova (staršie paleozoikum: karbón) nastoľujú nevyhnutnosť prehodnotiť stratigrafickú príslušnosť metasedimentov a metaeruptív severného okraja gemerika, ktoré sa súčasne zaraďujú do rakoveckej série a vrchného karbónu.

RECENZIA

I. F. Zubkov: **Problém geologickej formy pohybu hmoty**. 1. vyd. Bratislava, Pravda 1981. 272 s.

Recenzovaná monografia je prekladom z ruštiny (Problema geologičeskoj formy dviženija materii, Moskva, Nauka 1979. Preložil M. Rehák) a zaoberá sa jedným z najzávažnejších problémov geológie — geologickou formou pohybu hmoty, ako aj s ním súvisiacimi filozoficko-metodologickými otázkami tejto vedy.

Geologická forma pohybu hmoty sa dostala do centra pozornosti filozofov i geológov v súvislosti s vymedzovaním objektu bádania geológie, ale najmä jej miesta v systematickej prírodných vied. Materialistické klasifikačné systémy, ako je známe, vychádzajú pri klasifikácii vied z ich vzťahu k formám pohybu hmoty. Problémy vznikli tým, že F. Engels pri vymedzovaní základných foriem pohybu hmoty geologickú formu neuvádzal, a pretože podľa neho a ďalších filozofov každá veda sa zaoberá istou formou pohybu hmoty, vznikali spory o tom, do akej miery je geológia samostatnou vedou, ako aj o tom, čo treba rozmieť pod formou pohybu hmoty vôbec.

Spomenuté a mnohé ďalšie otázky z roz-

ličných aspektov analyzuje Zubkovova monografia. V sovietskej literatúre sa týmto problémom venovalo veľa autorov a ich publikácie sú prístupné aj našim čitateľom, ale aj tak po rusky písaná filozofická literatúra kladie najmä na „nefilozofov“ vysoké nároky. Preto treba vrele privítať počin nakladateľstva Pravda vydať recenzovanú publikáciu v slovenčine, a tak sprístupniť širokej verejnosti, osobitne geologickej, riešenie filozofických problémov geológie.

Popri základných otázkach formy pohybu hmoty a geologickej formy pohybu hmoty osobitne, ich vzťahu k iným formám pohybu hmoty atď. nájde čitateľ v práci aj riešenie radu filozofických otázok geológie a geologických vied, ako aj predmet a objekt geológie a jej vedných disciplín, vzťah dialektiky a geológie ako systému, problémy formovania teoretickej geológie, zákony geológie z filozofického pohľadu, teoretické členenie geologických a príbuzných vied a pod.

Monografia I. F. Zubkova nastoľuje aj niektoré teoretické otázky geológie a aj z tohto hľadiska by mala patriť do základného knižného fondu nielen filozofov, ale najmä geológov.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Ladislav Novotný — František Mihál: **Geologická stavba ložiska Novoveská Huta** (Bratislava 23. 4. 1981)

Na základe litofaciálneho vývoja, rozšírenia produktov vulkanizmu a analógie vyčleňujeme spodný a vrchný perm. V spodnom perme mocnom okolo 1500 m je zastúpená terigénna a vulkanogénno-sedimentárna fácia. Do terigénnej patria bazálne zlepenca a vyššie prevažne psamitické súvrstvie. Vulkanogénno-sedimentárnu formáciu tvorí niekoľko súvrství. Vyčlenené sú dve vulkanické fázy — spodná sa začína lokálne zastúpenými afuzivami bazického charakteru, ktoré pokladáme za iniciálne vulkanity spodnej fázy. V nej majú dominantné zastúpenie efuzíva a vulkanoklastiká dacitového charakteru (Gregorovič, 1979), s ktorými súvisí aj stratiformné U zrudnenie druhej polohy. Vo vrchnej fáze sú to vulkanity ryolitového typu. V zmiešaných vulkanogénno-sedimentárnych klastikách tejto fázy je stratiformné U zrudnenie prvej polohy. Acidita a extruzivita vulkanizmu stúpa jednoznačne k vrchnej fáze. Podľa textúrnych znakov súvisiacich litofácií sa produkty vulkanizmu akumulovali v subakvatickom prostredí. Nástup obidvoch vulkanických fáz je indikovaný prítomnosťou psefitických a psamitických litofácií. Vo vrchnom perme mocnom okolo 1000 m je absencia vulkanizmu. Dve vyčlenené súvrstvia zaraďujeme do terigénno-lagunárnej formácie. V spodnom súvrství sú rozšírené polohy zlepenecov strážanského typu, ktoré majú erozívny styk s podložími a obsahujú úlomky a obliaky spodopermských hornín (sedimentov, ryolitov). Vo vrchnej časti súvrstvia sú výskyty tzv. Cu pieskovca, lokálne s U mineralizáciou a vzáčne s detritom flóry. Vrchné súvrstvie patrí do lagunárnej litofácie. Zistili sa dve korelovateľné polohy sadrovca a anhydritu, ktoré smerom do centra panvy (vrty SM-1, 2) spĺvajú a vytvárajú mocný komplex evaporitov a klastických sedimentov. Prechod do seisu dokazujú fosílie (vo vrte SM-1) asi 100 m v nadloží evaporitov.

Podľa laterálneho priebehu niektorých litofácií a zmeny ich moci, rozšírenia vulkanitov a ich produktov (zlepenca v podloží prvej vulkanickej fázy, zlepenca rybnického a strážanského typu, evapority) interpretujeme ich akumuláciu v čiastkových depresiách súbežných s osou permského sedimentačného priestoru. Subsistencia prebiehala pozdĺž synsedimentárnych tektonických zón, ktorých súčasným prejavom sú významné tektonické línie vyčlenené v širšej oblasti.

Zo štruktúrnotektonického hľadiska vyčleňujeme päť blokov oddelených prešmykovými a poklesovými zlomami (smeru V—Z) s veľkým hĺbkovým a smerným dosahom. Najvýznamnejšia z nich, štruktúra H-8 (prešmyk s amplitúdou 0,5—1,5 km), ohraničuje zo severu hutiansky a muránsky blok, v ktorých sú rozšírené stratiformné zrudnené polohy a žilné štruktúry s Cu mineralizáciou. Južne od štruktúry H-8 sú významné aj plikatívne štruktúry, predovšetkým prevrátená antiklinála (Afanasjev, 1978), ktorú pozdĺž jej osovej plochy sleduje žilná štruktúra H-6 a prevrátená antiklinála v hutianskom bloku (okrem ďalších plikatívnych štruktúr). V dôsledku silného tektonického postihu hornín sú v hutianskom bloku vyvinuté výrazné klivážové plochy. Z hľadiska genézy (a morfológie) mineralizovaných (Cu) žilných štruktúr vyčleňujeme dva typy:

1. štruktúry súhlasné s osovými plochami antiklinál alebo rovnobežné s nimi (H-6, H-1, H-2, H-4 a iné). Majú sklon 30—40° na J, nevyravnávaný smerný a sklonový priebeh a spolu s mocnosťou závislý od rozličnej kompetentnosti hornín;

2. strižné štruktúry v ramenách vrás (H-8, H-5); majú sklon 45—60° na J, regionálny priebeh cez súvrstvia permu a mezozoika a väčšiu mocnosť.

Cu mineralizácia sa v žilných štruktúrach nachádza v úsekoch ich prechodu cez horniny vulkanogénno-sedimentárnej formácie. Tieto horniny sú primárne obohatené o siričky včítane sírníkov medi. Žilná mineralizácia je alpínskeho veku.

Stratiformné uránové zrudnenie je späté s produktmi vulkanických fáz, ale nevyskytuje sa v celom priestore ich výskytu. Má súvis s primárnymi a sekundárnymi podmienkami formovania vulkanogénno-sedimentárnej formácie. Primárne podmienky sú: acidný vulkanizmus, vhodné súvisiace vulkanogénno-sedimentárne litofácie, postvulkanická exhalácia a hydrotermálna činnosť a prítomnosť zrudňujúcich zložiek. Medzi sekundárne podmienky počítame: tektonické prepracovanie komplexov — vznik drobných a veľkých štruktúrnych prvkov, preteplenie komplexov a vznik vnútroformačných hydroteriem s mormalizáciou a koncentráciou rudných zložiek do vhodných stratiformných štruktúr. Tieto podmienky pokladáme pre vznik ložiska za podstatné. Ložisko je polygénne a zrudňovací proces viacakový, čo je doložené aj geochronologicky (perm, krieda).

Žilné štruktúry pretínajú stratiformné polohy s uránovým zrudnením. Absencia uránových minerálov v žilných štruktúrach má pravdepodobne príčinu v odlišných geochemických vlastnostiach U a Cu mineralizácie a súvisiacich asociácií.

Drobnostруктурná analýza vnútornej stavby serpentinitových telies v Spišsko-gemerskom rudohorí

JOZEF JAROŠ*, MILOŠ KRATOCHVÍL*, JOZEF ZLOCHA**

*Katedra geológie PrFUKU, Albertov 6, 128 43 Praha 2

** Geologický prieskum, Geologická oblasť, 048 80 Rožňava

(12 obr. a 6 fot. v texte)

Doručené 6. 8. 1981

Микроструктурный анализ внутреннего строения серпентиновых тел в Спшско-гемерском рудогории

Серпентинитовые тела в СГР находятся в мелиатской серии в двух литостратиграфических горизонтах: филитической свите карбона (?) и в сланцах нижнего триаса. Контакты с вмещающими породами тектонические, которые подверглись интенсивной деформации во форме складкообразования и милонитизации обоих контактов. (Произошло это благодаря ротации „ядра“ серпентинитов). С региональной точки зрения тела серпентинитов с окружающей средой находятся в согласии и вместе подверглись региональной деформации.

Mesoscopic structural analysis of serpentinite bodies in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Eastern Slovakia)

Serpentinite bodies in The Spišsko-gemerské rudohorie Mts. occur in the Meliata group related to two lithostratigraphic levels: in the phyllitic sequence of Carboniferous (?) age and in shales of the Lower Triassic. All serpentinite bodies are lense-shaped and their contrast towards the environment is of tectonic nature expressed by strong deformation, folding and milonitization in both marginal environments due to the rotation of serpentinite "nodules". From the regional point of view, serpentinite bodies are harmonic with their environment being deformed in the regional scale as a single unit.

Poznanie vnútornej stavby serpentinitových telies v Spišsko-gemerskom rudohorí bolo jedným z hlavných cieľov výskumu ofiolitovej sekvencie Západných Karpát v rámci úlohy II-4-3/5

(zodpovedný riešiteľ D. Hovorka). Veľa údajov o stavbe serpentinitov sa nashromaždilo aj pri vyhľadávaní a prieskume serpentinitových telies s azbestovou mineralizáciou, ako aj pri sledo-

vaní ťaženého ložiska chryzotilového azbestu v Dobšinej.

Stratigrafické a tektonické postavenie serpentinitových telies

Regionálne rozmiestnenie a petrológiu serpentinitov Spišsko-gemerského rudohoria systematicky opísal J. Kantor (1956) a J. Kamenický (1957), neskôr D. Hovorka (1965, 1967, 1979), D. Hovorka — J. Zlocha (1974), D. Hovorka — I. Rojkovič (1976) a i. Základné ložiskové informácie sú v prehľade J. Zlochu — D. Hovorku (1971).

Vnútornej stavbe serpentinitových telies sa venuje pozornosť len v posledných rokoch, teda v čase prehodnocovania stratigrafie a tektonických vzťahov permokarbónskych a triasových sérií Spišsko-gemerského rudohoria (Kozur — Mock, 1973, Mello — Mock, 1977, Mock, 1978, a i.), a tým prehodnocovania postavenia serpentinitov.

V hrubých črtách sa telesá serpentinitov v Spišsko-gemerskom rudohorí vyskytujú v dvoch pásmach oddelených antiklinálnym pásmom Volovca. V severnom aj južnom pásme vystupujú v slabo metamorfovaných až nemetamorfovaných sedimentárnych horninách. V centrálnej elevácii gemerika sa takéto sedimenty so serpentinitovými telesami nezachovali.

Dokladom o pôvodnom rozšírení sú sedimenty a serpentinitové telesá vystupujúce v osovej depresii antiklinálneho pásma na Z pozdĺž štítnického zlomu (Mock in Jaroš et al., 1979).

Serpentinitové telesá vystupujú medzi starším paleozoikom (gelnická a rakovecká séria) a mocným karbonátovým stredným triasom. Hostiteľské horniny serpentinitov sa zaraďujú do karbónu (napr. telesá medzi Kalinovým a Brezničkou) a najčastejšie do spodného triasu, ešte donedávna pokladaného za sú-

časť „juhogemerického a severogemerického mezozoika“. Po vyčlenení meliatskej série a silického prikrovu sa telesá južného pásma zreteľne a severného pruhu väčšinou tiež stávajú súčasťou meliatskej série (Mock in Jaroš et al. 1980a, b).

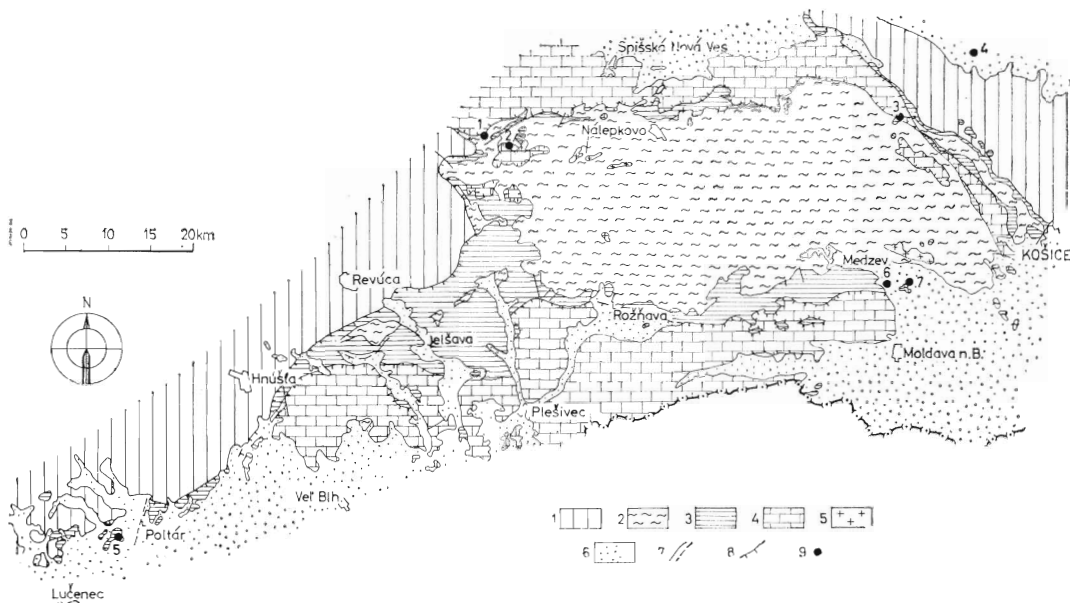
Opis vnútornej stavby serpentinitových telies

Z niekoľko desiatok známych serpentinitových telies gemerika (obr. 1) boli na štruktúrnu analýzu vybraté len väčšie a zodpovedajúcim spôsobom prieskumnými, príp. ťažobnými dielami odkryté telesá. V severnom pruhu sú to telesá pri Dankovej, Dobšinej a Jaklovciach (sem sme zaradili aj Sedlice v špecifickej pozícii), v južnom pruhu telesá medzi Kalinovým a Brezničkou, pri Jasove a Rudníku.

Namerané droboňštruktúrne údaje (okolo 3000 meraní) sa strojovo spracovali a zhodnotili do diagramov na počítači MINSK-22 podľa programu F. Burdu. V piatich orientovaných vzorkách sa röntgenoštruktúrne zistila prednostná orientácia serpentínu. Tieto výsledky boli publikované samostatne (Kratohvíl, 1981).

Telesá pri Dankovej

Pod bázou stredotriasových vápencov „severogemerického“ galmusko-stratenského pásma vystupuje na východnom svahu hrebeňa Danková teleso serpentinitu. Je znázornené na obr. 2 (Fedor, 1968, in Hovorka — Zlocha, 1974). J. Zlocha — D. Hovorka (1971, s. 105) uvádzajú plochu východu telesa v zalesnenom svahu 1200 × 200 m, maximálnu mocnosť do 50 m a generálny smer SZ—JV s miernym úklonom na JZ. Podľa našich pozorovaní tvorí serpentinit tri šošovky, tektonicky oddelené



Obr. 1. Geologická skica vnútorných zón Západných Karpát s výskytmi telies serpentinitu (podľa mapy Mocka in Jaroš et al., 1979)

1 — kryštalinikum pásma Kohúta a Čiernej hory s mladopaleozoickým a mezozoickým obalom, 2 — staršie paleozoikum: gelnická, rakovecká a črmeľská séria, 3 — mladšie paleozoikum a meliatska séria, 4 — silický príkrov včítane tzv. severogemerického mezozoika, 5 — kriedový granit, 6 — terciérne sedimenty a vulkanity, 7 — zlomy, 8 — línie príkrovového nasunutia, 9 — ultrabáziká

Lokality: 1 — Danková, 2 — Dobšiná, 3 — Jaklovce, 4 — Sedlice, 5 — Kalinovo, Breznička, 6 — Jasov, 7 — Rudník

Fig. 1. Geological sketch map of internal zones of the Western Carpathians with serpentinite occurrences (according to Mock's map in Jaroš et al. 1979)

1 — crystalline of the Kohút and Čierna hora zones with Late Paleozoic to Mesozoic cover sequences, 2 — Early Paleozoic: the Gelnica, Rakovec and Čermel groups, 3 — Late Paleozoic and the Meliata group, 4 — Silica nappe the North Gemic Mesozoic including, 5 — granite of Cretaceous age, 6 — sediment and volcanite of Cenozoic age, 7 — fault, 8 — nappe basal plane

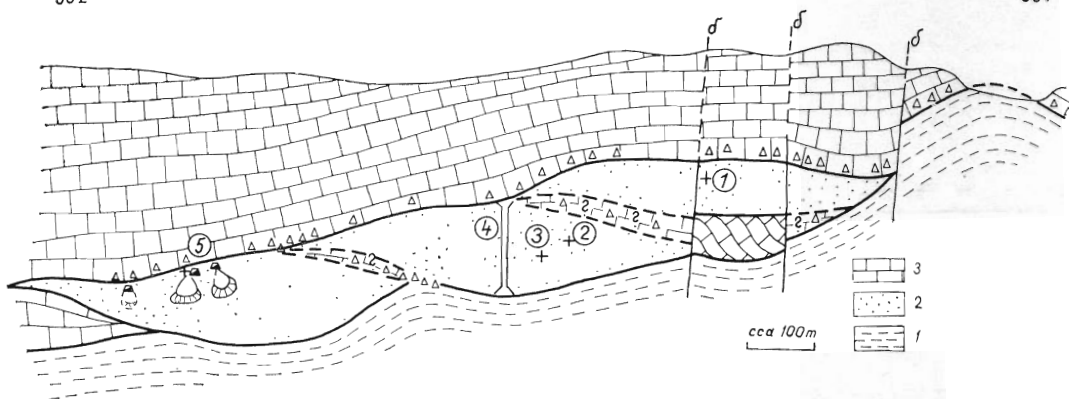
Ultrabasic bodies: 1 — Danková, 2 — Dobšiná, 3 — Jaklovce, 4 — Sedlice, 5 — Kalinovo, Breznička, 6 — Jasov, 7 — Rudník

drvenými vápencami a rauwakmi. Pod serpentinitovými telesami sú prevažne spodnotriasové pelity a slienité bridlice. Pozoruhodné je bradlo vápencov s vrstvosťou orientovanou kolmo na bázu serpentinitu (obr. 2).

Serpentinity boli intenzívne rozdrvené, medzi ostrohrannými úlomkami je kataklastická, miestami zbridličnatená základná serpentinitová hmota. Deformácie sa prejavujú aj na úrovni zrn (Hovorka — Zlocha, 1974). Z analýzy vnútornej stavby serpentinitových šošoviek z viacerých prirodzených odkry-

vov (1 až 5 na obr. 2) vychodí, že vnútorná štruktúra šošoviek je čo do orientácie bridličnatosti i puklinových systémov rozdielna.

V asociácii puklín sú dva subparalelné systémy strižných plôch zúčastňujúce sa na zošošovkovatí pôvodného serpentinitového telesa. Pukliny a plochy ohraničujúce serpentinitové „jadrá“ (kompaktné úlomky až bloky v drvenom a zbridličnatom serpentinitovom matrixe) v brekciách sú svojou orientáciou značne rozptýlené. Skôr opísaný termálny kontakt serpentinitov s vápen-



Obr. 2. Schematická situácia východnej steny hrebeňa Danková

1 — spodnotriasové fľovité bridlice a sľienité bridlice, 2 — serpentinity, 3 — strednotriasové vápence, hrubé čiary — tektonické kontakty

Fig. 2. Schematic sketch of the eastern wall of the Danková ridge

1 — clay shale to marly shale, Lower Triassic, 2 — serpentinite, 3 — limestone, Middle Triassic. Heavy line means tectonic contact

camí (Kamenický, 1957, Háber — Hovorka, 1978; odkryv 3 na obr. 2) leží vnútri serpentinitovej šošovky na okraji vápencovej budináže veľkej asi 220×40 cm. Podľa D. Hovorku (in Jaroš et al., 1979) ide o druhotné reakčné lemy.

Dobšiná-lom

Pri strope kampilu medzi podložnými a sľienitými bridlicami s polohami vápencov a nadložnými vápencami vystupuje cca 45 m mocné serpentinitové teleso. Dnes už je z väčšej časti vyťažené. Je doskovité, mierne miskovitého tvaru a uklonené na J. Na SV ho ohraničuje prešmyková dislokácia uklonená pod uhlom 30° na J. Pod ňou vystupujú bridlice s diabázmi, ktoré sa pokladajú za karbón. Celkový povrchový rozsah telesa je 700×200 až 550 m (Zlocha — Hovorka, 1971, s. 302).

Styk serpentinitu s okolnými horninami je tektonický. Skôr uvedené termálne kontakty na styku s kampilskými sedimentmi (Kamenický, 1957) sa naj-

novšie interpretujú ako druhotné reakčné lemy (Hovorka in Jaroš et al., 1979). Teleso serpentinitu je rozdelené na niekoľko šošoviek oddelených pásmami silne tektonizovaných spodnotriasových sedimentov (brekcie, rauwaky), ktoré často vyклиňujú. V silne rozdrvenom serpentinite najčastejšie vystupujú menej serpentinizované „jadrá“ v kataklastickej a zbridičnatenej základnej hmote s mnohými sklzovými plochami.

Teleso bolo preskúmané vrtmi, chodbami a šachticami. Je odkryté siedmimi etážami.

Štruktúrna analýza sa urobila na etáži 1 až 7 (obr. 3, stav v októbri 1978).

Etáž 1. Serpentinit je iba čiastočne odkrytý. Je drvený, mierne zbridičnatý a s „jadrami“ do 1 m.

Etáž 2. Vystupujú tu dve čiastkové serpentinitové telesá (obr. 3, foto 1). Nadložné teleso je v najzápadnejšom úseku etáže, vo väčšej časti etáže je podložné teleso.

Vnútorňa stavba oboidvoch čiastkových teľies, ako aj asociácia drobnoštruktúrnych prvkov sú odlišné. Zatiaľ čo v nadložnom telesle dominujú brekcie na úkor zbridičnatenia a rozpukania, v podložnom telesle je to naopak. Medzi telesami je vyvinuté pásmo tektonizovaných sedimentov s 2 až 2,5 m mocnou polohou limonizovaných huboví-

Obr. 3. Dobšíná-lom: Pracovní náčrt lomových etáží

1 — serpentinity, 2 — rauwaky, 3 — kampilské sedimenty, 4 — sutina

Fig. 3. Dobšíná, quarry: working sketch of quarry levels

1 — serpentinite, 2 — breccia (Rauhwacke), 3 — sediment, Campilian, 4 — debris

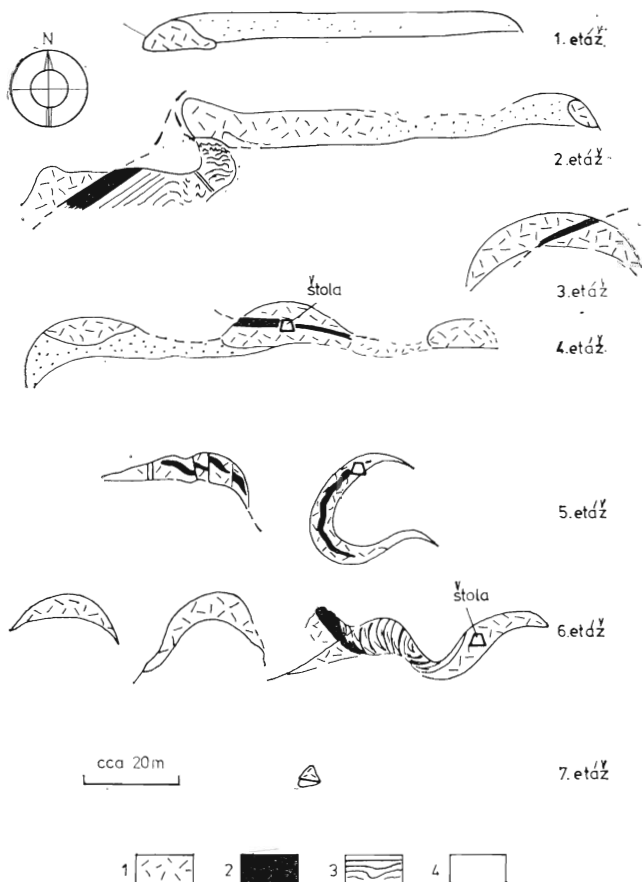
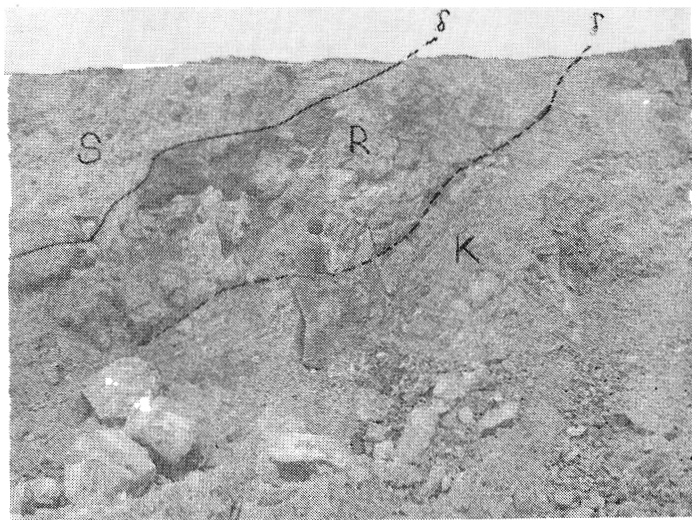


Foto 1. Dobšíná. lom, etáž 2: Pásmo kampilských sedimentov (K) s rauwakmí (R) pod nadložným serpentinitovým telesom (S)

Photo 1. Dobšíná, quarry, 2nd level: a belt of Campilian sediments (K) with breccia (Rauhwacke: R) below the upper serpentinite body (S)



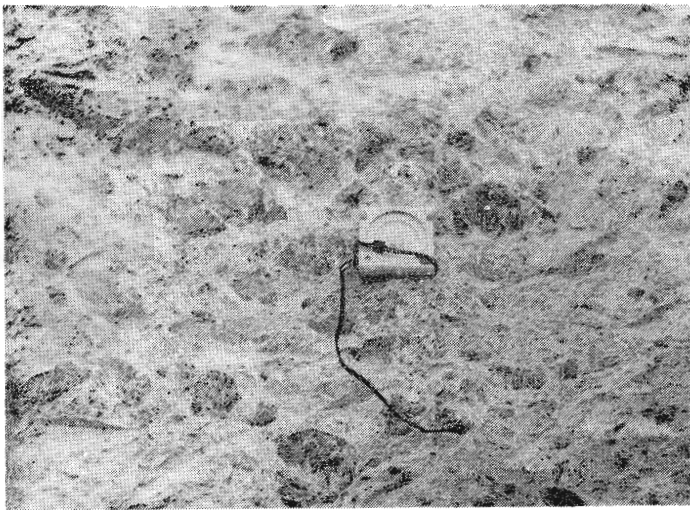


Foto 2. Dobšiná, lom, etáž 3:
Serpentinitová brekcia
Photo 2. Dobšiná, quarry, 3rd
level: Serpentinite breccia

ých tektonitov (rauwak) v strope pod presunutým telesom. V podloží tektonitov sú kampilské slienité bridlice zvrásnené v smere JZ—SV a s úklonom do 20 až 35° na obidve strany. Pri styku s podložným telesom sú do sedimentov vtláčené jadrá serpentinitu.

Etáž 3. Na tejto etáži sú odkryté dve čiastkové serpentinitové telesá oddelené okolo 2 m mocnou šošovkou limonitizovaných rauwakov s úlomkami slienitých bridlic, vápencov a serpentinitu. Obidve telesá sú silne drvené (foto 2). Severné teleso je výrazne zbridlíchnatené a zreteľne rozpukané, južné zbridlíchnatené a rozpukané nevýrazne. Paralelizácia s telesami druhej etáže je neistá. V podložnom telese serpentinitu sa zistila $1,0 \times 0,5$ m

veľká budináž vápenca tektonicky zavlečeného do serpentinitu po šmykových plochách.

Etáž 4. Aj tu vystupujú dve čiastkové serpentinitové telesá. Oddeľuje ich cca 2 m mocná dislokačná zóna, v ktorej sú 10 cm dlhé šošovky limonitizovaných karbonátových tektonitov hubovitého vzhľadu. Súvislosť s telesami vyššej etáže nie je jasná. Serpentinové telesá sú brekciovité a zbridlíchnatené sú len pri tektonickom kontakte (subparalelne s kontaktom).

Etáž 5. Subhorizontálna poloha tektonizovaných sedimentov oddeľuje dve telesá čiastočne sa odlišujúce asociáciou vyvinutých drobnoštruktúrnych prvkov. Vo vrchnom je menej výrazné zbrekciovanie a zbridlíchnatenie ako v spodnom telese. Dobrá korelácia



Foto 3. Dobšiná, lom, etáž 6:
Synklinála v kampilských
slienitých vápencoch prevrátená na JV
Photo 3. Dobšiná, quarry, 6th
level: Syncline in Campilian
marly limestone overturned to
the SE

je v puklinových systémoch. Zónu styku obidvoch telies porušujú subvertikálne zlomy s amplitúdami metrového radu.

Etáž 6. Serpentinové teleso je odkryté štyrmi stenami východnozápadnej orientácie. Vo východnej časti etáže sú medzi serpentinitmi kampilské sedimenty deformované do synklinály (foto 3) s konštruovanou osou 50/30. V zámku je drobno prevrášnená. Priamo merané osi vrás upadajú pod uhlom 4 až 45° na SV a V. Na styku serpentinitu s kampilskými sedimentmi je 1 až 2 m mocná poloha karbonátových hubovitých tektonitov, miestami rodingitizovaných. Ukláňajú sa pod synklinálu v kampilských sedimentoch na JV a pozvoľne vyklíňujú.

Sedimenty juhovýchodného krídla synklinály sa stýkajú so serpentinitovým telesom priamo (foto 4). Styk je tektonický a diskor-

dančný. Uhol medzi vrstvitostou kampilských sedimentov a bridličnatostou, paralelnou s kontaktom, je 60°. Priemerná spádnica zvlnenej plochy kontaktu je 265/40.

Serpentinové teleso, odkryté len vo vrchnej časti, je silne brekciovité a zbridličnatené, ale má málo „jadier“.

Bridličnatosť, intenzívna najmä pri strope, je paralelná s tektonickým ohraničením telesa. V nižších úrovniach telesa má bridličnatosť väčší rozptyl a o niečo odlišnú orientáciu. Korelácia puklinovej stavby serpentinitu a kampilských sedimentov je nepatrná.

Etáž 7. V jednom odkryve vychádza báza dobšinského telesa. Serpentin je brekciovitý a drobno rozpukaný. V podloží serpentinitu sú zelenkasté slienité až vápnité horniny. Sú drvené a plasticky zvlnene. Plocha tektonického kontaktu má spádnicu 42/18. Puklinová stavba obidvoch jednotiek nie je v koreláci.



Foto 4. Dobšina, lom, etáž 6:

Detail tektonického styku serpentinitu s kampilskými slienitými vápencami v juhovýchodnom krídle synklinály

Photo 4. Dobšina, quarry, 6th level: Detail of tectonic contact between serpentinite and Campilian marly limestone at the SE limb of the syncline

Interpretácia súhrnných diagramov

Zo zhrnutia údajov o orientácii vrásovej štruktúry v kampilských sedimentoch v lome Dobšina vyplýva, že väčšina osí je uklopená na SV alebo V pod miernym uhlom (výnimočne až 45°). Osový smer drobnej vrásovej stavby je v súlade s hlavným regionálnym štruktúrnym smerom oblasti (porovnaj Rozložník, 1965).

Zbridličnatenie dobšinského serpentinitu sa koncentruje do troch výrazných maxim pólů (302/28, 286/53,

220/52), ktoré sa spolu s ďalšími vedľajšími maximami sústreďujú pozdĺž troch malých kruhov (obr. 4a). Z toho vychodí rotácia plôch bridličnatosti závislá od osí kužeľov smeru ZJZ—VSV. Póly plôch vrstvitosti pásiem oddeľujúcich čiastkové serpentinitové šupiny v kampilských sedimentoch vytvárajú maximá 337/25, 300/25 a 158/13 (obr. 4b). Medzi maximami je istá korelácia. Je pozoruhodné, že maximá pólů vrstvitosti v kampilských sedimentoch svojou polohou dopĺňajú malé kruhy vymedzené maximami bridličnatosti v serpentinitoch (obr. 4c). Z toho a z údajov o polo-

he vrásových osí vyplýva smerová zroda rotácie vrstovitosti v kampilských sedimentoch a bridličnatosti v serpentinitových telesách. Vrásnenie kampilských sedimentov a rotácia plôch bridličnatosti v serpentinitoch boli teda zrejme geneticky aj časovo úzko späté.

V puklinovej stavbe serpentinitového telesa zreteľne prevažujú stredne a strmo uklonené pukliny (80 až 50°) rozličnej smerovej orientácie (obr. 4d). V kampilských sedimentoch sú hlavné puklinové systémy (obr. 4e) o niečo strmšie (90 až 60°). Azimutálna korelácia puklinových systémov serpentinitov a kampilských sedimentov je v smerovom systéme SV—JZ a SZ—JV. Odlišnosť puklinových systémov v kampilských sedimentoch a v serpentinitoch je do veľkej miery funkciou odlišných mechanických vlastností obidvoch typov hornín, ale zároveň naznačuje pravdepodobnosť ich nezávislého vzniku. Medzi puklinovými systémami v serpentinitoch a plochami ohraničujúcimi serpentinitové „jadrá“ (obr. 4f) sú iba náznaky korelácie. Naznačujú možnú genetickú súvislosť vzniku obidvoch typov plôch. Plochy ohraničujúce „jadrá“ sú zrejme reliktom pôvodného rozpukania telesa.

Drobné dislokácie v serpentinitoch, podobne ako v kampilských sedimentoch, sú stredne až mierne uklonené (20—75°) väčšinou na J, v širokom rozmedzí od V na Z. S puklinami v serpentinitoch korelujú len plochy upadajúce strmšie na Z. Poloha drobných dislokácií dobre zodpovedá predstave do južných sektorov uklonených serpentinitových šošoviek vnútri kampilských sedimentov a drobného zošupinatenia tejto stavby podľa plôch tiež uklonených do južných sektorov. Odchýlky úklonu na Z a V sú zrejme výsledkom priečného zvlnenia celého serpentinitového telesa. Zo štúdia všetkých čiastkových serpentinitových telies vyplynula

častočná odlišnosť ich vnútornej stavby, a teda aj možnosť vzájomnej rotácie telies.

Telesá pri Jaklovciach

V hraničnej zóne pod bázou strednotriasových vápencov v južnom krídle „severogemerickéj“ synklinály galmuského pásma vystupuje pri Jaklovciach viac serpentinitových telies. Podobne ako na Dankovej aj západne od Jakloviec v lome pri modelovej úpravnickej linke sa pod serpentinitmi objavuje vztýčený slabo metamorfovaný vápenec. Pôvodne pravdepodobne súvislé teleso serpentinitu bolo tektonicky rozdelené na čiastkové telesá (Zlocha — Hovorka, 1971). V okolí Jakloviec vystupujú diabázy, ktoré opísal J. Kamenický (1957), spoločne s keratofýrmi a kremeňovými keratofýrmi (Hovorka, 1977) ako niekoľko m až niekoľko desiatok m mocné ložné telesá vo vrchnej časti verfénu (obr. 5). Kontakty s verfenskými sedimentmi opísal J. Kamenický (1957), D. Hovorka (1977). Kontakty sú často druhotne tektonizované.

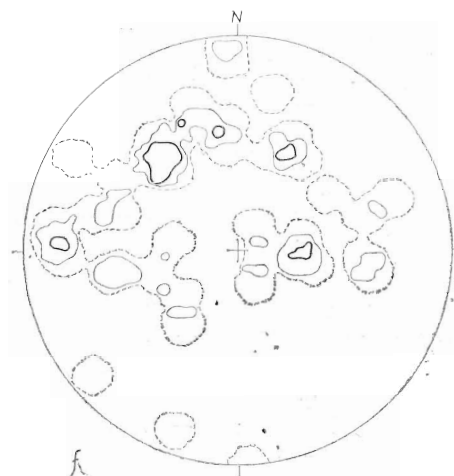
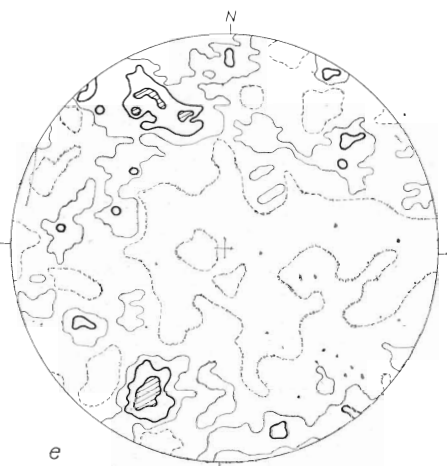
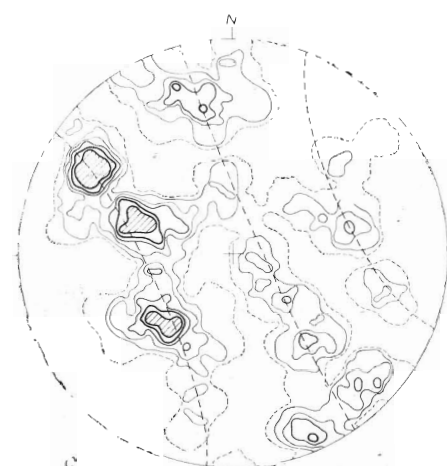
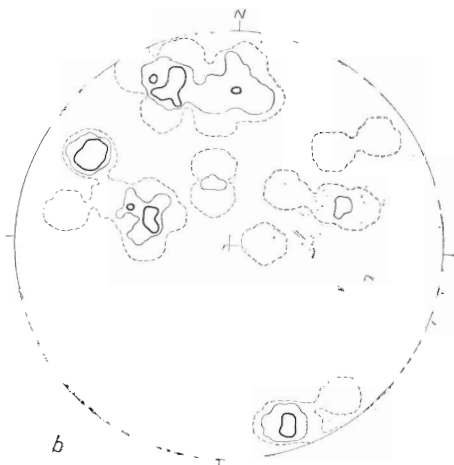
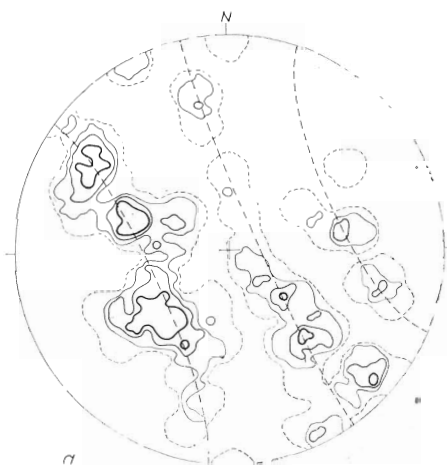
Štruktúrne sme analyzovali odkryté

Obr. 4. Dobšiná-lom: Súborné diagramy (počet meraní, izolínie)

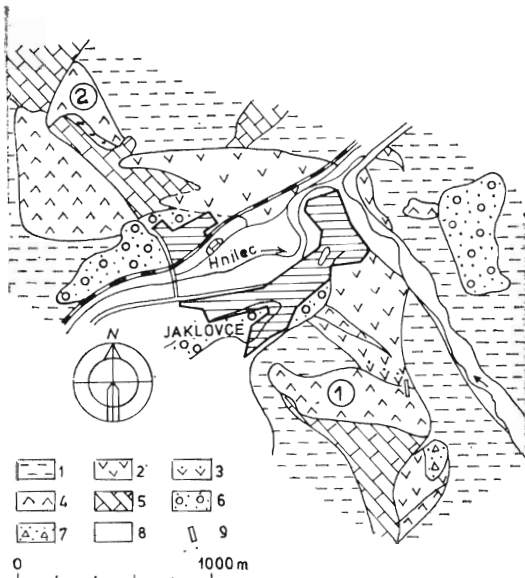
a — serpentinit, póly bridličnatosti (72; 1—3—4—6 ‰), b — bridlice, rauwaky, póly vrstvovej bridličnatosti (33; 3—6—9 ‰), c — serpentinit, bridlice, rauwaky, póly foliácie a vrstvovej bridličnatosti (105; 1—2—3—4—5—6 ‰), d — serpentinit, póly puklín (177; 1—2—3—4 ‰), e — serpentinit, póly plôch ohraničujúcich jadrá (308; 1—2—3—4 ‰), f — serpentinit, póly drobných dislokácií (41; 2—5—7 ‰)

Fig. 4. Dobšiná, quarry: Collective diagrams (measurement number, isoline)

a — serpentinite, foliation pole (72; 1—3—4—6 ‰), b — shale, breccia, stratification plane pole (33; 3—6—9 ‰), c — serpentinite, shale, breccia, foliation and stratification plane poles (105; 1—2—3—4—5—6 ‰), d — serpentinite, fissure plane poles (177; 1—2—3—4 ‰), e — serpentinite, poles of planes limiting the “nodules” (308; 1—2—3—4 ‰), f — serpentinite, poles of small dislocation planes (41; 2—5—7 ‰)



časti dvoch serpentinitových telies. Teleso na Švablici má smer V—Z, dĺžku cca 800 m a šírku do 300 m. Je uložené prevažne v spodnotriasových sedimentoch, len na J sa stýka so strednotriasovým vápencom a na S na krátkom úseku s vulkanitmi. Južný okraj telesa je sprevádzaný serpentinitovou brekciou s karbonátovou základnou hmotou a pri severnom tektonickom styku sú serpentinity intenzívne zbridičnené.



Obr. 5. Geologický náčrt okolia Jaklovce (podľa rukopisnej mapy Zlochu zostavil Hovorka)

1 — spodnotriasové bridlice a pieskovce (seis), slienité bridlice a slienité vápence (kampil), 2 — diabázy, 3 — keratofýry, 4 — serpentinity, 5 — strednotriasové vápence, 6 — riečna terasa, 7 — elúvium, 8 — alúvium, 9 — prieskumná ryha

Čísla v krúžku: 1 — serpentinitové teleso na Švablici, 2 — serpentinitové teleso pri modelovej linke

Fig. 5. Geological sketch map of Jaklovce area (according to unpublished map of Zlochu modified by Hovorka)

1 — shale and sandstone, Lower Triassic (Seissian), marly slate and limestone (Campilian), 2 — diabase, 3 — keratophyre, 4 — serpentinite, 5 — limestone (Middle Triassic), 6 — alluvial terrace, 7 — elluvium, 9 — prospection dig

Numbers in circles: 1 — serpentinite body at Švablica, 2 — serpentinite body at the model plant

Plochy bridličnatosti upadajú pod uhlom 15 až 60° na J.

V lome pri ústí starej prieskumnej chodby v severozápadnej časti telesa sa skúmala vnútorná stavba serpentinitu. Je zbridičnený a brekciovitý, veľmi rozpadový a s ojedinelými „jadrami“ veľkými až do 2×1 m. Detailne sa premeralo najväčšie jadro serpentinitu. Takmer polovica stredne strmých plôch v jeho ohraničení je ryhovaná, čím sa odlišuje od prevažnej časti hladkých, len výnimočne ryhovaných plôch ohraničujúcich menšie serpentinitové „jadrá“. Rovnaká azimutálna orientácia ryhovania (300—345°) na rozličných plochách pri nerovnakom sklone (6—72°) svedčí o translačnom pohybe „jadra“ v pohybovej etape, ktorá zanechala ryhovanie. Prevažujúce pukliny v jadre majú smer V—Z a rozmanitý úklon na S a J, v množstve 5 až 20 na 1 m.

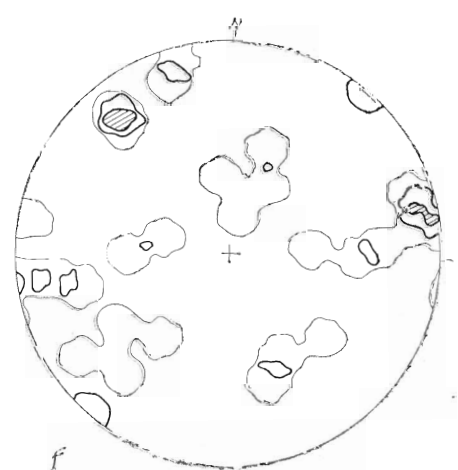
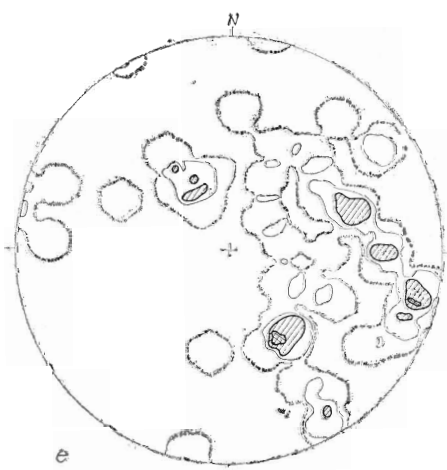
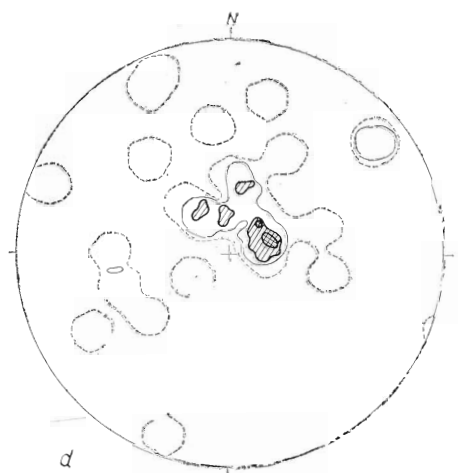
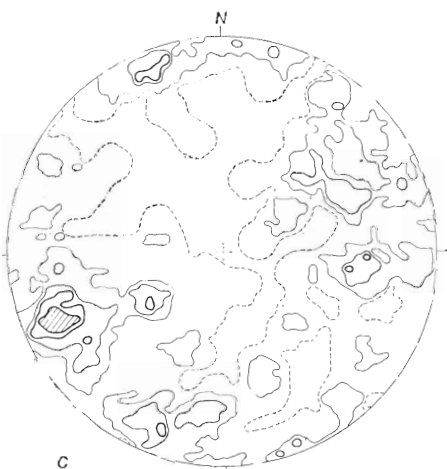
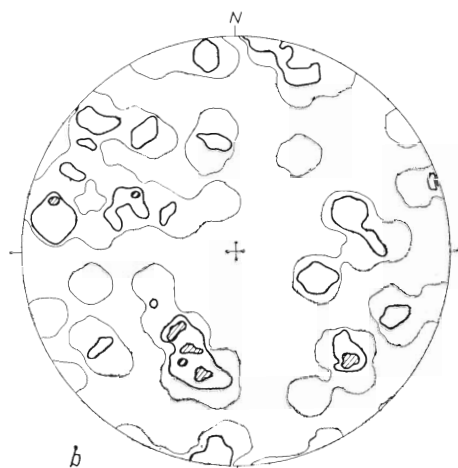
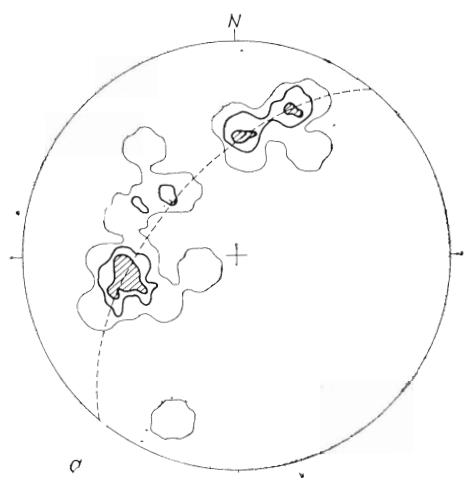
Teleso za modelovou linkou je uložené v strope kampilských sedimentov, od ktorých je na SV a na JZ oddelené a vnútorne rozdelené cca 2 m mocnou polohou rauwakov. Serpentinit je zbridičnený, brekciovitý, ale má málo „ja-

Obr. 6. Súborné diagramy (počet meraní, izo-línie)

a — Jaklovce, serpentinit, póly bridličnatosti (20; 5—10—15 ‰), b — Jaklovce, serpentinit, póly puklín (53; 2—4—6 ‰), c — Sedlice, serpentinit, póly puklín (184; 1—2—3—4—5 ‰), d — Jasov, serpentinit, póly bridličnatosti (28; 4—7—11—14 ‰), e — Jasov, serpentinit, póly plôch obmedzujúcich jadrá (45; 2—4—7—9 ‰), f — Rudník, serpentinit, póly plôch obmedzujúcich jadrá (30; 3—7—10 ‰)

Fig. 6. Comprehensive structural plots (measuring data set, isolines)

a — Jaklovce village, serpentinite body, foliation plane poles (20; 5—10—15 ‰), b — Jaklovce village, serpentinite body, fissure plane poles (53; 2—4—6 ‰), c — Sedlice village, serpentinite body, fissure plane poles (184; 1—2—3—4—5 ‰), d — Jasov village, serpentinite body, foliation plane poles (28; 4—7—11—14 ‰), e — Jasov village, poles of surfaces limiting serpentinite „nodules“ (45; 2—4—7—9 ‰), f — Rudník village, serpentinite body, poles of surfaces limiting serpentinite „nodules“ (30; 3—7—10 ‰)



dier“ a je nevýrazne rozpukaný. V súhrnnom diagrame pólov bridličnatosti (obr. 6a) zodpovedajú hlavné maximá (15/35, 256/55) maximám zisteným v obidvoch čiastkových telesách. Sú rozložené pozdĺž π kruhu s pólom π 140/35. Os rotácie plôch bridličnatosti je tak zhruba paralelná s hlavným regionálnym štruktúrnym smerom. Puklinová stavba obidvoch čiastkových telies je podľa orientácie systémov rozdielna, čo sa v súbornom diagrame (obr. 7b) prejavuje značným rozptylom nevýrazných maxim. Odlišnosť vnútornej stavby obidvoch čiastkových serpentinitových telies za modelovou linkou je pravdepodobne spôsobená ich neskoršou odlišnou rotáciou.

Teleso pri Sedliciach

Morfologické serpentinitové bradlo sa vynára z paleogénnych sedimentov na lokalite Skala pri severovýchodnom okraji obce Sedlice. Bezprostredný styk serpentinitu s okolitými sedimentmi nie je nikde odkrytý. V zriedkavých aluviálnych odkryvoch vystupujú za severozápadným a severovýchodným okrajom serpentinitového telesa rozpadavé

pieskovce a konglomeráty a pri juhozápadnom, južnom a juhovýchodnom okraji črepinkovite sa rozpadávajúce pelity a jemnozrnné pieskovce paleogénu.

Serpentinit je masívny, brekciovitý, rozpukaný a bez výraznejšie vyvinutej foliácie. Brekcie (foto 5) sú najvýraznejšie vyvinuté v súvislých skalných defilé pri západnom a čiastočne aj pri juhozápadnom okraji telesa. Ostrohranné úlomky kompaktného serpentinitu majú v priemere 2 cm, maximálne dosahujú veľkosť až 50 cm. Sú uložené v drvenej jemnozrnej serpentinitovej základnej hmote hojne vyhojenej kalcitom. Pri východnom okraji telesa je serpentinit masívny, málo drvený, ale často a pomerne pravidelne rozpukaný.

Celkový rozsah a tvar telesa nie sú známe. Jeho štruktúrna pozícia v regionálnej stavbe je exotická. Aj celkovým vzhľadom a asociáciou drobnoshtruktúrnych prvkov (chýbajúca foliácia, typické „jadrá“, mylonitizácia a šmykové plochy) sa teleso od ostatných serpentinitových telies severného pruhu výrazne odlišuje. Preto aj jeho štruktúrna pozícia a pravdepodobne aj mechanizmus jeho umiestnenia do regio-

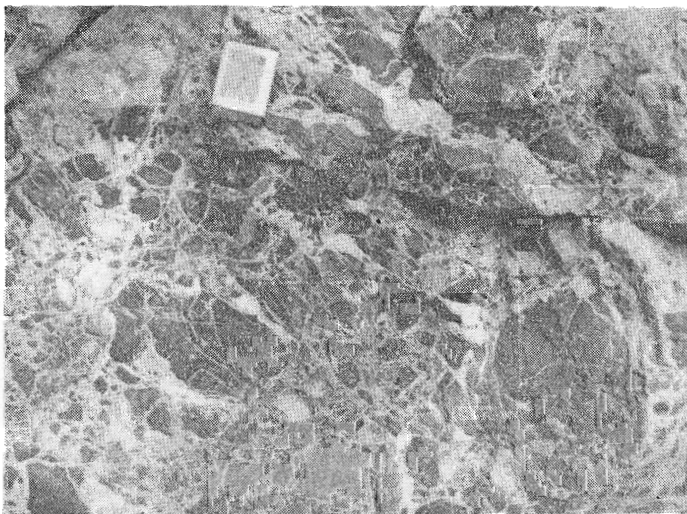


Foto 5. Sedlice: Serpentinitová breccia

Photo 5. Sedlice village: Serpentine breccia

nálnej stavby musia byť iné.

Okrem drobných zlomov a drvených poruchových pásiem sa v sedlickom telese merali a štatisticky zhodnotili predovšetkým pukliny a ich systémy. Napriek tomu, že sa teleso serpentinitu z makroštruktúrneho hľadiska javí ako celok, na úsekových diagramoch sa zistili malé, ale významné rozdiely vo vývoji a zastúpení rozličných puklinových systémov. Celkový obraz poskytuje súborný diagram (obr. 6c) s hlavným maximom 247/16 a vedľajším maximom 339/22, 92/34, 98/41, 197/13 a 236/55.

Telesá na kopci Bôrčok medzi Kalinovou a Brezničkou

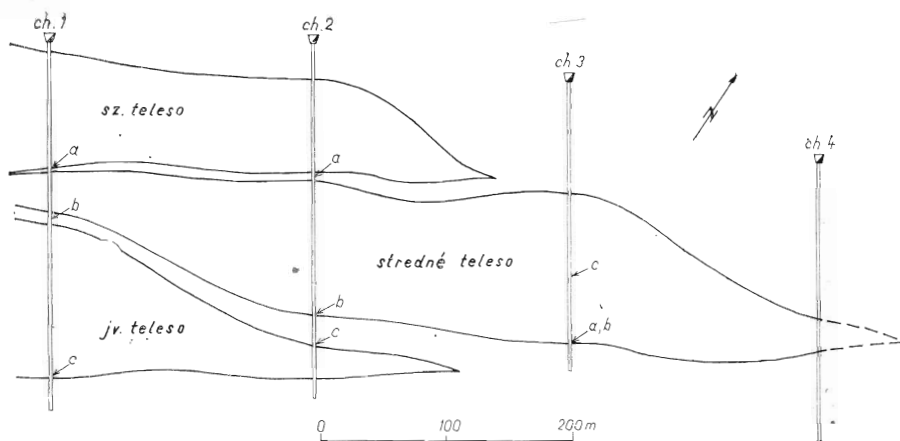
Serpentinitové telesá v okolí kóty Bôrčok sú najlepšie odkryté zo všetkých známych telies uložených v metamorfovaných horninách pokladaných za karbón. Pôvodne sa predpokladalo, že je tu jedno veľké teleso smeru SV—JZ dlhé 1500 m, mocné 50 až 250 m a s dĺžkou po úklone presahujúcou 200 m (Zlocha — Hovorka, 1971, s. 300, obr. 3). Ale po prieskumných dielach sa ukáza-

lo, že ide o niekoľko šošovkovitých telies oddelených od fylitov tektonicky. Vo fylitoch však miestami smerom k serpentinitom pribúda biotit. Na okrajoch telies a v blízkosti dislokácií sú serpentinity hydrotermálne premenené a miestami obsahujú xenolity metamorfovaných slienitých a vápnitých sedimentov. V jednom z vrtoch sa v podloží serpentinitu zistili diabázy a vo viacerých vrtoch amfibolické horniny.

Štyri prieskumné chodby, približne kolmé na smer telesa (obr. 7), umožnili detailne skúmať vnútornú stavbu serpentinitu. Údaje boli doplnené meraniami v starom stenovom lome. Geologickú situáciu v chodbách opisujeme od ústia smerom k čelbe.

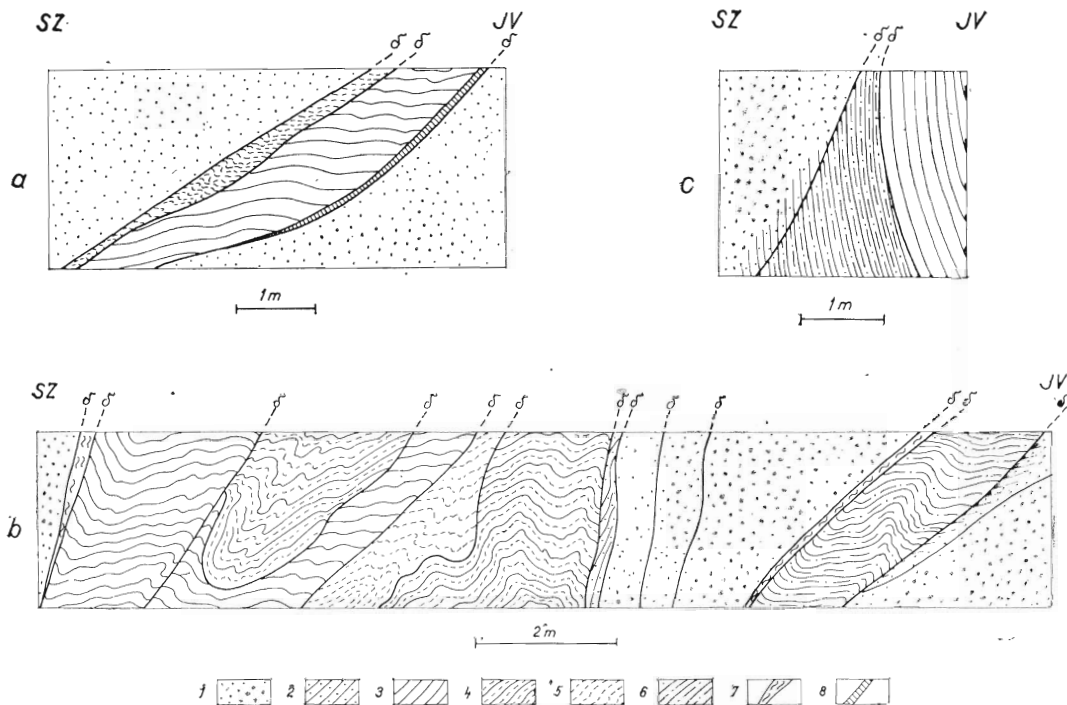
Chodba 1 (dĺžka 275 m)

- Od začiatku chodby do 104 m je serpentinit severozápadného telesa masívny, husto rozpukaný a zriedkavo zbridlčenatý.
- Od 104 do 105 m je úzky klin fylitov ohraničený smernými dislokáciami (obr. 8a).
- Od 105 do 129 m je masívny a husto rozpukaný serpentinit stredného telesa.



Obr. 7. Kalinovo, Breznička: Náčrt serpentinitových telies na úrovni prieskumných chodieb a, b, c v chodbách 1, 2, 3 (pozri obr. 8, 9, 10)

Fig. 7. Kalinovo, Breznička localities. Sketch map of serpentinite bodies at the level of prospecting adits a, b and c, in galleries 1, 2 and 3 (compare figs. 8—10)



Obr. 8. Kalinovo — Brezníčka: Detailné náčrty kontaktov serpentinitových telies v chodbe 1 a — styk severozápadného a stredného serpentinitového telesa, b — kontaktná zóna medzi stredným a juhovýchodným serpentinitovým telesom, c — juhovýchodný okraj juhovýchodného serpentinitového telesa

1 — serpentinit, 2 — zbridiľnatený serpentinit, 3 — sericitický fylit, 4 — grafitický fylit, 5 — chloritický fylit, 6 — fylit s obsahom mastenca, 7 — dislokačná zóna, 8 — kalcitová žila

Fig. 8. Kalinovo — Brezníčka locality. Detailed presentation of serpentinite body limits in the gallery No. 1

a — contact of the NW and middle serpentinite body, b — contact zone between the middle and SE serpentinite body, c — SE margin of the SE serpentinite body

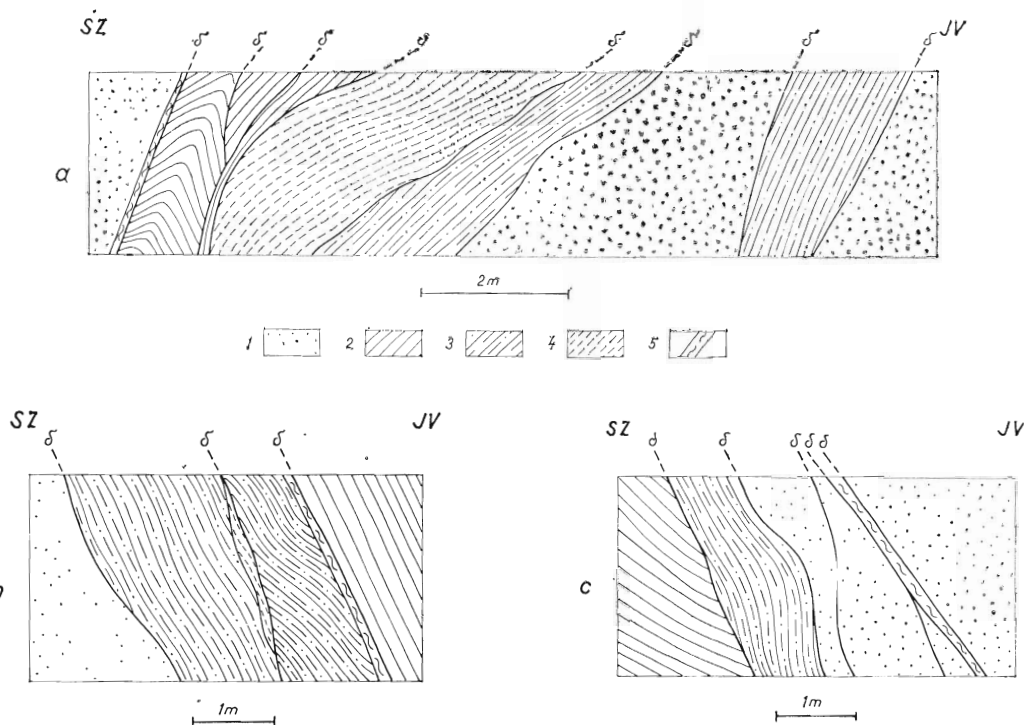
1 — serpentinite, 2 — foliated serpentinite, 3 — sericite phyllite, 4 — graphite phyllite, 5 — chlorite phyllite, 6 — phyllite with talc content, 7 — dislocation zone, 8 — calcite vein

- Od 129 do 140 m vystupuje fylitové pásmo so šupinou serpentinitov (obr. 8b), ohraňované smernými dislokáciami. Osi vrás vo fylitoch upadajú pod stredným uhlom na SV.
- Od 140 do 250 m je juhovýchodné serpentinitové teleso masívne a husto rozpukané, na okrajoch intenzívne zbridiľnatené (obr. 8c), dislokované a v strede s obsahom mastenca. Stredná zóna (175—195 m) predstavuje iniciálne štádium rozdelenia telesa na dve časti. Okraje telesa sú tektonické.
- Od 250 do 275 m sú fylity s maximom spádnic foliácie 148/38 a vráskovitostou smeru SV—JZ upadajúcou do 30° na oboch stranách. Rozpukanie je pravidelné do dvoch systémov smerných a priečnych

puklín. Smerné dislokácie dvoch systémov (spádnice 190/35 a 155/65) spôsobujú imbrikáciu fylitov.

Chodba 2 (dĺžka 272 m)

- Od 40 do 108 m je zbridiľnatený, dislokován serpentinit, v severozápadnej časti s xenolitmi amfibolických hornín. V juhovýchodnej časti je serpentinit masívnejší a husto rozpukaný.
- Od 108 do 118 m je tektonicky oddelené fylitové pásmo s kryhou serpentinitu (obr. 9a). Fylity sú zošupinatené a obsahujú mastenec. Dislokácie sú smerné, s prevažujúcimi spádniciami 170/40, foliácia je šikmá na dislokácie, zvrásnená do cm vrás s osou 215—245°/15—30°.



Obr. 9: Kalinovo — Brezníčka: Detailné náčrty kontaktov serpentinitových telies v chodbe 2 a — kontaktná zóna medzi severozápadným a stredným serpentinitovým telesom, b — juhovýchodný okraj stredného serpentinitového telesa, c — severozápadný okraj juhovýchodného serpentinitového telesa

1 — serpentinit, 2 — sericitický fylit, 3 — fylit s obsahom mastenca, 4 — chloritický fylit, 5 — dislokačná zóna

Fig. 9. Kalinovo — Brezníčka locality: detailed presentation of serpentinite body contacts in the gallery No. 2

a — contact zone between the NW and middle serpentinite body, b — SE margin of the middle serpentinite body, c — NW margin of the SE serpentinite body

1 — serpentinite, 2 — sericite phyllite, 3 phyllite with talc content, 4 — chlorite phyllite, 5 — dislocation zone

— Od 118 do 206 m je stredné serpentinitové teleso v severozápadnej časti brekciovité, pri okraji zbridlčnené a obsahuje mastenec s xenolitmi amfibolických hornín. Dislokácie sú vyplnené karbonátmi alebo kremeňom, niekedy aj azbestom do mocnosti 10 až 30 cm. V juhovýchodnej časti je teleso masívnejšie, husto rozpukané a málo dislokované.

— Od 206 do 231 m sú fylity monoklinálne uložené (prevažujúca spádnicia 152/45), zošupinaté smernými dislokáciami (prevažujúca spádnicia 160/50) a prevrášnené (obr. 9b). V puklinovej stavbe dominujú priečne pukliny.

— Od 231 do 256 m je silne brekciovitý a nepravidelne rozpukaný serpentinit juhovýchodného telesa. Pozdĺž dislokácií a pri okrajoch telesa je serpentinit zbridlčnený a obsahuje mastenec (obr. 9c).

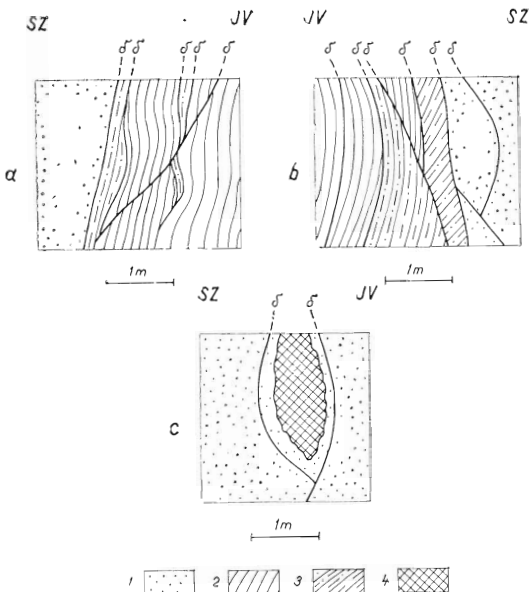
— Od 256 do 272 m vystupujú fylity. Pri

styku so serpentinitom sú svetlozelené, s vysokým obsahom mastenca, s tmavšími laminami obohatenými biotitom a svetlými s mastencom. Monoklinálne upadajú pod uhlom cca 45° na JVV. Väčšie a drobné vrásky sú smeru Z—V až JZ—SV a s miernym úklonom osí na obidve strany. Prevláda priečne rozpukanie.

Chodba 3 (dĺžka 230 m)

— Od začiatku chodby do cca 93 m je chodba vo fylitoch vystužená.

— Od 93 do 211 m je stredné serpentinitové teleso na okrajoch masívne, husto rozpukané, v strednej časti (141 až 191 m) brekciovité, dislokované, menej a nepravidelne rozpukané. V úseku od 178 do 191 m sú v serpentinitoch xenolity amfibolických hornín (obr. 10a). Stredná časť telesa indikuje iniciálne štádium rozdelenia



Obr. 10. Kalinovo — Brezníčka: Detailné náčrty serpentinitových telies v chodbe 3 a, b — juhovýchodný okraj stredného serpentinitového telesa na dvoch protiahlych stenách, c — xenolity amfibolitej horniny v strednom serpentinitovom telese 1 — serpentinit, 2 — sericitický fylit, 3 — fylit s obsahom mastenca, 4 — amfibolická hornina (rodingit)

Fig. 10. Kalinovo — Brezníčka locality: detailed presentation of serpentinite bodies in the gallery No. 3

a, b — SE margin of the middle serpentinite body on both opposite sides of the gallery, c — xenoliths of amphibolite rock in the middle serpentinite body

1 — serpentinite, 2 — sericite phyllite, 3 — phyllite with talc content, 4 — amphibolite rock (rodingite)

telesa do dvoch šošoviek. Styk serpentinitu s okolitými fylitmi je tektonický (obr. 10b, c).

— Od 211 do 230 m sú fylity. Rozloženie foliácie vo fylitoch indikuje prevrášnenie podľa osí 60/0. Osi zmeraných drobných vrás a minerálna lineácia majú tiež smer SV—JZ, ale ich sklon na SV býva aj strmý. Fylity sú tmavosivé, s ložnými kremeňovo-karbonátovými žilkami a sulfidickým zrudnením lokalizovaným do zámokv niektorých drobných vrás.

Chodba 4 (dĺžka 200 m)

— S výnimkou serpentinitu obsahujúceho mastenec (od 125 do 150 m) je celá chodba vo fylitoch. Priemerná spádnicca polo-

hove celkom nepreinenlivej foliácie je 190/40. Osi vráskovitosti foliácie generálne upadajú v smere spádnicce foliačných plôch. Puklinová stavba je jednoduchá.

Lom

V opustenom stenovom lome okolo 300 m južne od chodby 1 sú dve serpentinitové telesá. V spodnom je serpentinit masívny a nepravidelne rozpukaný a pri kontakte rozdrvený. Zvlnená plocha tektonického styku oboch telies je uklonená na J pod uhlom 15 až 40°.

Serpentinit vrchného telesa je omnoho jemnozrnnejší a kompaktnjší. Je rozbitý drobnými dislokáciami. Hlavný systém zlomov má priemernú spádnicu 245/40. Ryhovanie býva rovnobežné s ňou. Rozpukanie má odlišnú orientáciu (obr. 12f).

Interpretácia súborných diagramov serpentinitových a okolných hornín z lokality Kalinovo

Súborné diagramy nezahŕňajú údaje z lomu, pretože nadväznosť týchto serpentinitových telies s telesami v chodbách nie je jednoznačná.

Fylity

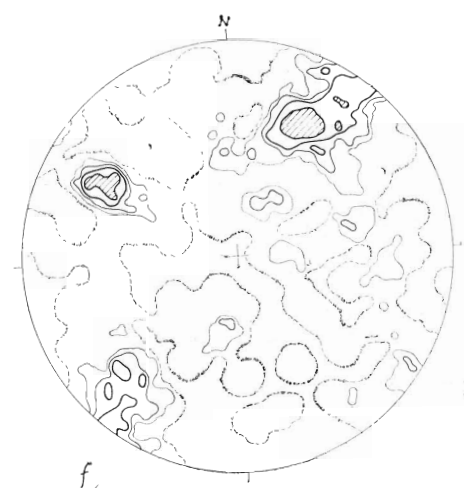
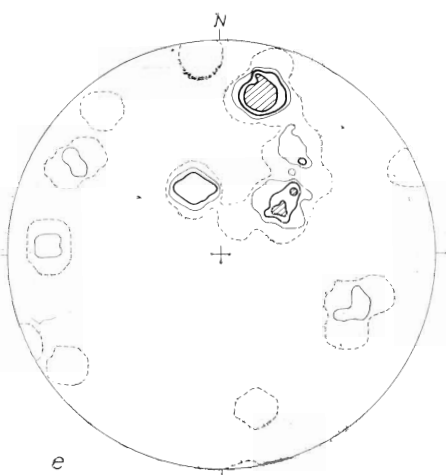
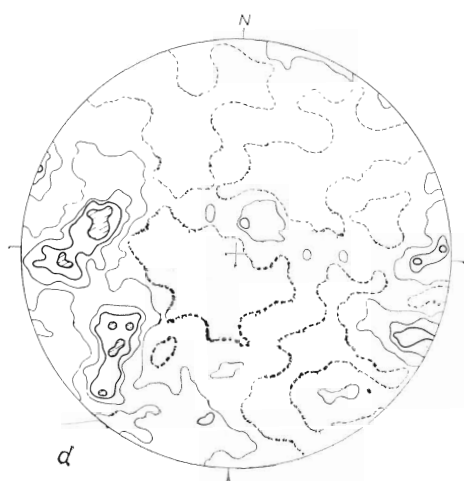
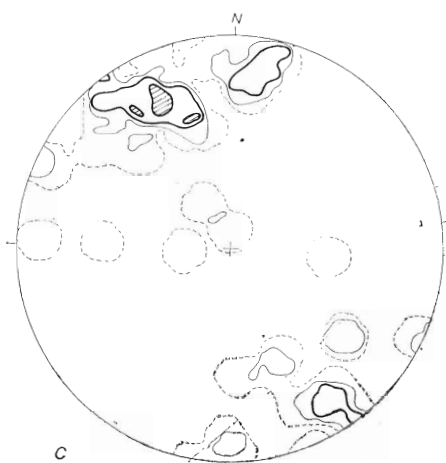
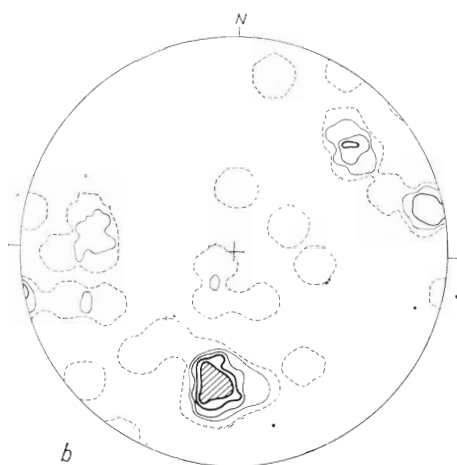
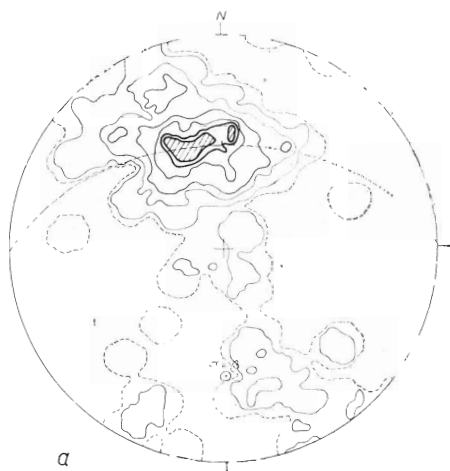
Rozloženie plôch foliácie vo fylitoch (obr. 11a) môže ukazovať na rotáciu

Obr. 11. Kalinovo — Brezníčka: Súborné diagramy (počet meraní, izolínie)

a — fylit, póly foliácie (129; 1—2—3—5—8—11—12 ‰), b — fylit, lineácia (38; 3—5—8—11—13 ‰), c — fylit, póly drobných dislokácií (45; 2—4—8—11 ‰), d — fylit, póly puklín (162; 1—2—3—4—5 ‰), e — serpentinit, severozápadné teleso, póly drobných dislokácií (29; 3—7—10—14 ‰), f — serpentinit, severozápadné teleso, póly puklín (135; 1—2—3—4—5 ‰)

Fig. 11. Kalinovo — Brezníčka locality: comprehensive plot of structural data (measurement number, isolines)

a — phyllite, foliation plane poles (129; 1—2—3—5—8—11—12 ‰), b — phyllite, lineation (38; 3—5—8—11—13 ‰), c — phyllite, poles of small dislocation planes (45; 2—4—8—11 ‰), d — phyllite, fissure plane poles (162; 1—2—3—4—5 ‰), e — serpentinite, NW body, small dislocation plane poles (29; 3—7—10—14 ‰), f — serpentinite, NW body, fissure plane poles (135; 1—2—3—4—5 ‰)



plôch okolo osi smeru 75° (hlavné maximum pólov 340/50, podružné 165/35). Osi drobných vrás a vráskovitosti sú sčasti rozptýlené (obr. 11b). Pri preložení oblúka π pretiahnutým hlavným maximom pólov foliácií získaný π pól (obr. 11a) súhlasí polohou s maximom lineácií (obr. 11b).

Drobné dislokácie sú smerné, ale v priemere sú strmšie ako foliácie asi o 20° (obr. 11c). V diagramoch je dobre vystihnutá šupinovitá stavba fylitov, s dislokáciami mierne úklonovo diagonálnymi vzhľadom na foliaciu. V puklinovej stavbe (obr. 11d) dominujú dva priečne systémy s maximami pólov 280/35 a 230/30.

Severozápadné serpentinitové teleso

Zbridličnatenie je vzácne a zistené maximum pólov je 340/45. Medzi dislokáciami severozápadného a hlavného telesa nie je korelácia (obr. 11e). Z pozorovania nepravidelnej puklinatosti (obr. 11f) s hlavným telesom vyplýva jej slabá korelácia. Pri porovnaní s juhovýchodným telesom možno nájsť aspoň obdobné maximá vedľajších systémov.

Hlavné serpentinitové teleso

Pomerne vzácne vyvinuté plochy bridličnatosti v serpentinite upadajú obdobne ako foliácia fylitov (obr. 11a, 12a) a aj drobné dislokácie (obr. 11c, 12b) majú hlavné maximá zblížené s dislokáciami vo fylitoch. Rozpukanie je oproti fylitom omnoho nepravidelnejšie (obr. 11d, 12c), zrejme v dôsledku rozličnej kompetencie horninového prostredia.

Juhovýchodné serpentinitové teleso

Plochy zbridličnatenia sú smerovo a sklonom veľmi premenlivé. Sieť hlavných dislokácií je v korelácii s dislokáciami hlavného telesa (obr. 12b, 12d). Rozpukanie je nepravidelné a s rozpukáním hlavného telesa ťažko porovnateľné (obr. 12c, 12e). V tomto prípade je pravdepodobnejšou príčinou rotácia celého telesa alebo jeho častí pred imbrikáciou.

Teleso Jasov

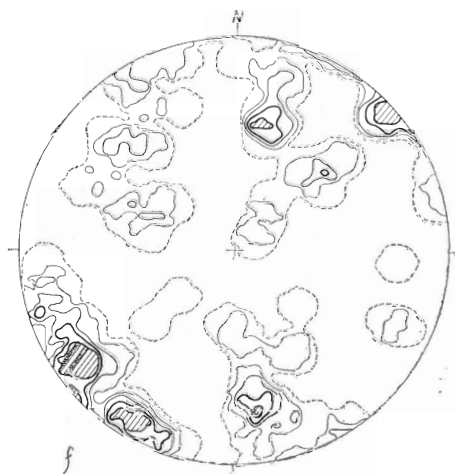
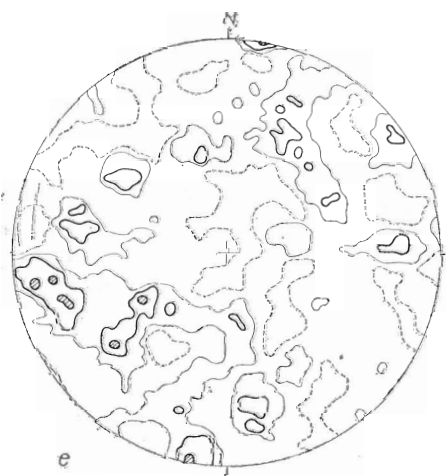
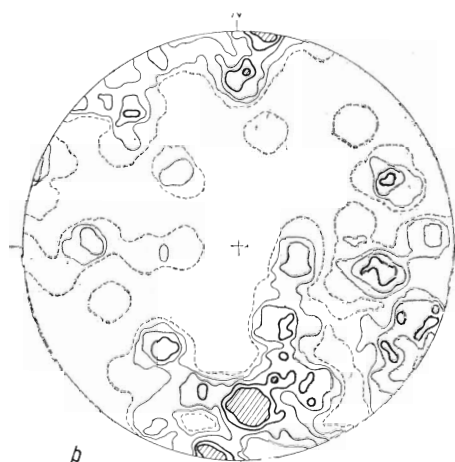
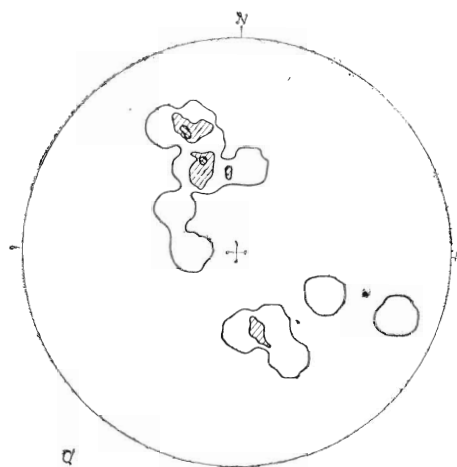
Serpentinitové teleso má plošný rozsah 500×200 m, priemernú mocnosť 25 m a maximálnu 74 m. Má smer SV—JZ a mierne ($5\text{--}20^\circ$) sa ukláňa na J (Zlocha — Hovorka, 1971). Je uložené v horninách meliatskej série. V jeho podloží sú ílovité bridlice a slienité vápence, pôvodné nadložie bolo oddenudované a teleso je prikryté štrkom a ílom košickej formácie. Teleso je odkryté hlbokým zárezom smeru S—J. Len

Obr. 12. Kalinovo — Breznička: Súborné diagramy (počet meraní, izolínie)

a — serpentinit, stredné teleso, póly bridličnatosti (13; $8\text{--}15\text{--}23\%$), b — serpentinit, stredné teleso, póly dislokácií (99; $1\text{--}2\text{--}3\text{--}4\text{--}5\%$), c — serpentinit, stredné teleso, póly puklín (268; $1\text{--}2\text{--}3\text{--}4\%$), d — serpentinit, juhovýchodné teleso, póly drobných dislokácií (77; $1\text{--}2\text{--}3\text{--}4\text{--}5\text{--}6\%$), e — serpentinit, juhovýchodné teleso, póly puklín (181; $1\text{--}2\text{--}3\text{--}4\%$), f — vrchné serpentinitové teleso, lom, póly puklín (85; $1\text{--}2\text{--}4\text{--}5\text{--}6\%$)

Fig. 12. Kalinovo — Breznička locality: comprehensive plot of structural data (measurement number, isolines)

a — serpentinite, middle body, foliation plane poles (13; $8\text{--}15\text{--}23\%$), b — serpentinite, middle body, dislocation plane poles (99; $1\text{--}2\text{--}3\text{--}4\text{--}5\%$), c — serpentinite, middle body, fissure plane poles (268; $1\text{--}2\text{--}3\text{--}4\%$), d — serpentinite, SE body, poles of small dislocation planes (77; $1\text{--}2\text{--}3\text{--}4\text{--}5\text{--}6\%$), e — serpentinite, SE body, fissure plane poles (181; $1\text{--}2\text{--}3\text{--}4\%$), f — upper serpentinite body, quarry, fissure plane poles (85; $1\text{--}2\text{--}3\text{--}4\text{--}5\text{--}6\%$)



v strednej časti východnej steny zárezu je štruktúrny odkryv (foto 6). V severnej časti odkryvu vystupujú zvrásnené kampilské sedimenty s konštruovanou vrásovou osou $\beta = 155/0$. Ich styk so serpentinitom je tektonický. V spodnej časti telesa sú pre serpentinit charakteristické malé „jadrá“ (do 40 cm) a intenzívne rozklzanie. Dislokácia paralelná so spodným kontaktom oddeľuje vrchnú časť telesa, v ktorej serpentinit obsahuje väčšie „jadrá“ (až 3 m).

Plochy bridličnatosti v obidvoch častiach telesa majú hlavné maximum spádnic 240/12 (obr. 6d). Rozpukanie je nevýrazné a orientáciou rozptýlené. Plochy ohraničenia veľkých jadier tvoria rozptýlené systémy (obr. 6e).

Teleso Rudník

Teleso serpentinitu je odkryté opusteným jamovým lomom. Serpentinit je v odkryvoch v lomových stenách silne zvetraný. V severnej časti lomu je serpentinitové teleso v tektonickom styku so strednotriasovými vápencami.

Ťažba v lome prebiehala v rokoch 1938 až 1945. Neskôr prieskumné práce vymedzili rozsah telesa na 200×50 m

a jeho mocnosť na max. 40 m. Teleso má zhruba smer Z—V a úklon 15 až 20° na J.

Vrtmi sa v podloží zistilo kampilské bridličnato-slienité súvrstvie (Zlocha — Hovorka, 1971, s. 306). Podľa výsledkov magnetometrického prieskumu sa vrtmi overujú ďalšie serpentinitové telesá v pruhu, ktorý má smer cca 120°.

Teleso pri Rudníku je výrazne zbridličnatené, ale je intenzívne rozdrvené. Kompaktné „jadrá“ majú veľkosť až $2 \times 1,5$ m. Rozpukanie je nevýrazné a s rozptýlenou orientáciou. Aj plochy ohraničujúce jadrá vykazujú značný rozptyl orientácie, ale vytvárajú dve nevýrazné maximá pólov 318/22 a 77/8 (obr. 6f), s ktorými možno korelovať len jeden puklinový systém s maximom pólov 322/15. Dislokácia pretínajúca serpentinitové teleso na S má spádnicu 30/88 až 210/15 a sprevádza ju vápencová brekcia.

Záver — zhrnutie výsledkov

a) Serpentinitové telesá sa zrejme koncentrujú do meliatskej série, ktorá je obalovou sériou (Mock, 1978, a i.) va-



Foto 6. Jasov: Tektonický styk serpentinitového telesa (pravá časť) s podložnými kampilským sedimentmi (ľavá časť)

Photo 6. Jasov village: Tectonic contact between serpentinite body (right portion) and the underlying Campilian sediment (left side)

risky slabo konsolidovanej spodnej stavby gemerika (Maheľ, 1978). Serpentinity vystupujú v dvoch litologických a stratigrafických úrovniach: v spodnej (karbónskej?) vo fylitoch a v hornej (spodnotriasovej) v bridliciach. Telesá týchto dvoch úrovní majú odlišnú vnútornú stavbu.

Celkom odlišnú vnútornú stavbu má teleso pri Sedliciach v exoticknej pozícii.

b) Všetky telesá (okrem sedlického?) sa stýkajú s okolitými horninami tektonicky. Skôr opísané termálne kontakty sú len druhotnými reakčnými lemmi rodingitickej povahy, postihujúce miestami aj styk serpentinitov s blokmi uzavretých hornín.

Serpentinitové telesá sú šošovkovité. Na lokalitách ide zvyčajne o pôvodne väčšie teleso tektonicky rozčlenené medzivrstvovými sklzami a dislokáciami imbricačnej stavby. Pelity, bridlice až fylity v okolí serpentinitových telies sú intenzívne deformované, zvrásnené a mylonitizované. Slienité a karbonátové sedimenty sú premenené na tektonity — rauwaky. Serpentinitové telesá sú na styku s okolitými horninami zbridličnatené, mylonitizované a obsahujú mastenec.

c) Serpentinitové telesá vnútorných stratigrafických úrovní (Kalinovo) sú prevažne masívne, rozpukané, pri okrajoch a vnútri telies zbridličnatené v zónach, ktoré môžu predstavovať pásma ďalšieho členenia telies v iniciálnom štádiu.

Naproti tomu serpentinitové telesá vrchných stratigrafických úrovní sú intenzívne zbridličnatené a drvené, v rozšmykanom mylonitizovanom matrixe plávajú „jadrá“ (pseudoobliaky až bloky) kompaktniejšieho serpentinitu.

Najmasivejší a v juhovýchodnej časti aj pomerne málo drvený serpentinit tvorí teleso pri Sedliciach, ktoré by mohlo predstavovať trosku vystupujúcu z podložia paleogénu aleboolistit

v paleogénnych sedimentoch.

d) Zo vzťahu vnútornej štruktúry serpentinitových telies a okolitých sedimentov, resp. metasedimentov možno odvodiť, že serpentinitové telesá ležia v okolitom horninovom prostredí viac či menej konformne svojim celkovým tvarom. Aj bridličnatosť a systémy drobných zlomov bývajú v serpentinitoch a okolitých horninách subparalelné, čo svedčí o spoločnej deformácii pri medzivrstvovom preklzovaní a imbrikácii. V systémoch puklín sa prejavujú už rozdiely mechanických vlastností obidvoch typov hornín. Nedostatok jasnej korelácie medzi puklinami a plochami obmedzujúcimi „jadrá“ svedčí o rotácii jadier pri „miesení“ serpentinitových telies.

Recenzoval S. Jacko

LITERATÚRA

- Háber, M. — Hovorka, D. 1978: Sulfidická mineralizácia na kontakte ultrabázika ofiolitového typu so sedimentmi spodného triasu na Dankovej (Spišsko-gemerské rudohorie). In: D. Hovorka: Rudné minerály v ultrabazitoch Západných Karpát. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript — Geofond Praha, Bratislava*.
- Hovorka, D. 1965: Ultrabasische Gesteine der West-Karpaten in der Slowakei. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, S. 129—142.
- Hovorka, D.: Genetic Types and Stratigraphy of Ultrabasic Rocks in the West Carpathians. *Carpatho-Balkan. Geol. Assoc. VIII. Congr. Reports: Petrology and Metamorphism. Belgrade*, pp. 83—89.
- Hovorka, D. 1977: Keratofýry triasu pri Jaklovciach. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 32, s. 57—79.
- Hovorka, D. 1979: The West Carpathians in complete ophiolites. In: M. Maheľ (ed.): *Czechoslovak Geology and Global Tectonics, Bratislava, Veda*, pp. 155—166.
- Hovorka, D. — Rojkovič, I. 1976: Ultrabázické teleso pri Hodkovciach (východné Slovensko). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 23, s. 5—77.
- Hovorka, D. — Zlocha, J. 1974: Tectonics and origin of ultrabasic bodies of the Gemeride Mesozoic (West Carpathians). *Zbor geol. vied, ř. C*, 25, pp. 185—195.

- Jaroš, J. — Hovorka, D. — Kratochvíl, M. — Mock, R. 1979: Strukturální postavení ofiolitů Západních Karpát a analýza vnitřní stavby serpentinitových těles. [Závěrečná zpráva.] *Manuskript — Geofond Praha, Bratislava*.
- Jaroš, J. — Hovorka, D. — Kratochvíl, M. — Mock, R. 1980a: Struktur- noje položenije ofiolitov Zapadnich Karpát i vnutrennoje strojenije serpentinitovykh tel. In: A. L. Knipper (ed.): *Ofiolity*... Moskva.
- Jaroš, J. — Hovorka, D. — Kratochvíl, M. — Mock, R. 1980b: Fabrics of serpentinite bodies and the structural position of Ophiolites in West Carpathians. [Abstract.] *Ophioliti. Bologna*.
- Kamenický, J. 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 45, s. 3—71.
- Kantor, J. 1955: Diabázy juhoslovanského mezozoika. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 41, s. 77—99.
- Kantor, J. 1956: Serpentinity južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 6, s. 3—34.
- Kozur, H. — Mock, R. 1973: Zum Alter und der tektonischen Stellung der Meliata-Serie und Tektonik des Slowakischen Karstes. *Geol. zbor. Geologica carpath (Bratislava)*, 24, 3, S. 265—374.
- Kratochvíl, M. 1981: Analýza mikrostavby serpentinitu ze Spišsko-gemerského rudohorí rentgenovou difrakci. *Mineralia slov.*, 2, s. 145—152.
- Maheľ, M. 1978: Geotechnic Position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. *Západné Karpaty, sér. geol. (Bratislava)*, 4.
- Mello, J. — Mock, R. 1977: Nové poznatky o čs. časti rudabánskeho pohoria. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 68, s. 7—20.
- Mock, R. 1978: Nové poznatky o južných častiach Západných Karpát. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Bratislava, GÚDŠ*, s. 321—341.
- Rozložník, L. 1965: Analýza štruktúrno-metalogenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami. *Zbor. geol. vied, rad ZK*, 4, s. 29—93.
- Zlocha, J. — Hovorka, D. 1971: Výskyt azbestov v Západných Karpatoch. *Mineralia slov.*, 3, s. 295—318.

Mesoscopic structural analysis of serpentinite bodies in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Eastern Slovakia)

JOSEF JAROŠ — MILOŠ KRATOCHVÍL — JOZEF ZLOCHA

Serpentinite bodies known southernly from the Margecany—Lubeník line occur mostly in the Meliata group (sensu Mock 1978). Structural analysis has been realized on chosen and well outcropping bodies. Contacts of all bodies (except the body near Sedlice) are of tectonic origin and bodies are mainly lense-shaped. Originally larger bodies have imbricated structure. According to their internal structure, serpentinite bodies may be classified into three groups reflecting closely their geological position:

Bodies of the southern belt (Kalinovo—Breznička) occur in phyllites of Carboniferous (?) age. Internal structures are massive, fissured and foliated along the margins or along internal zones.

Bodies in the northern belt at Dobšiná, Danková, Jaklovce together with bodies at Jasov and Rudník in the southern belt are located in Lower Triassic pelites. Single bodies are strongly foliated and crushed. "Nodules" of massive serpentinite are floating

here in sheared milonite matrix.

The Sedlice body in "exotic" position contains the most massive serpentinite rock but slightly crushed. The body is part of a nappe outlier cropping out from the basement of Paleogene beds or an olistolith.

The comparison of internal structures in serpentinite bodies with their surroundings points to generally conform structural attitude of single bodies to the environment. As long as a relative good mutual correlation exists between attitudes of foliation and small dislocation planes in both rock environments, differences occur in fissure structures reflecting the different mechanical properties between serpentinite and enclosing rock. No correlation between fissures and planes limiting the serpentinite "nodules" is due to the rotation of the latter during tectonic processes.

Preložil I. Varga

Amfibolický dioritový porfyrit z juhovýchodného svahu Klenovského Vepora

VOJTECH ZORKOVSKÝ

Katedra geológie a mineralógie VŠT, park Komenského 15, 043 84 Košice

(4 obr., 1 diagram a 2 tab. v texte)

Doručené 12. 3. 1981

Амфиболитовый диоритовый порфирит юговосточных склонов Кленовского Вепора (Средняя Словакия)

Вепорские кристаллические породы проникают неовулканические жилые тела. Одно из них в этих местах представлено амфиболитово-диоритовым порфиритом. Гранаты, которые обнаружены в породе представляют аксессуарные составные части и входят в группу алмандинов с высоким содержанием пироповой составной части и неумеренно низким содержанием гроссуляровой составной части.

Amphibole diorite-porphyrite from the SE slope of the Klenovský Vepor Mount (Middle Slovakia)

Crystalline rocks of the Veporic unit are cut by neovolcanic vein bodies one of which is composed by amphibole diorite—porphyrite. The garnet occurring in the rock in accessory amounts is almandite with high pyrope and relatively low grossular constituent.

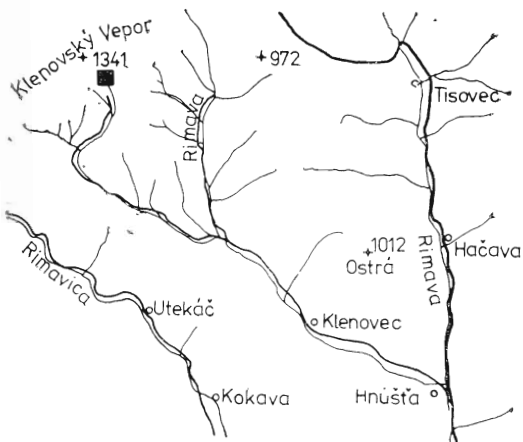
V oblasti Klenovského Vepora asi 12 km na SZ od obce Klenovec vystupuje v záreze novovybudovanej horskej cesty odkryv amfibolického dioritového porfyritu s granátom v tvare žilného pňa, ktorý preráža granitoidy veporského kryštalinika (obr. 1).

Výskytni neovulkanických telies, ktoré prerážajú veporským kryštalinikom a tvoria vrcholovú časť Klenovského Vepora, sa zaoberal L. Marič

(1931) a zmenil sa o nich aj M. Kuthan (Maheľ et al., 1964). Ide o žilné telesá amfibolicko-dioritových porfyritov s porfyrickou štruktúrou.

Petrochemická charakteristika

Skúmaná hornina je sivoružovkastá, má porfyrickú textúru s výrastlicami svetlých plagioklasov, čierneho amfibolu a tmavoružového až čierneho granátu.



Obr. 1. Mapa výskytu amfibolicko-dioritového porfyritu na juhovýchodnom svahu Klenovského Vepora

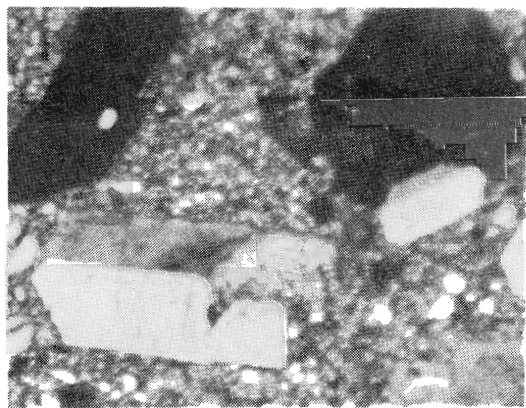
Fig. 1. Sketch map of the amphibolite diorite-porphyrite occurrence on SE slope of the Klenovský Vepor Mount

Porfyrické výrastlice dosahujú veľkosť do 0.6 cm a sú uložené v makroskopicky afanitickej základnej hmote.

Štruktúra je porfyrická s mikrokryštalickou až kryptokryštalickou základnou hmotou. Porfyrické výrastlice, ako sme už uviedli, tvorí plagioklas, občas aj amfibol a granát.

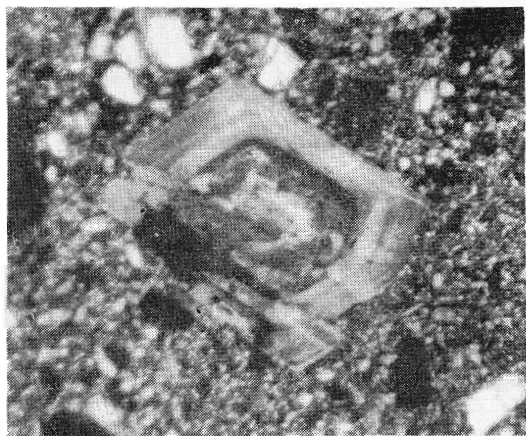
Porfyrický plagioklas má prevažne idiomorfný vývoj a tvorí tabuľkovité kryštály podľa M (010). Málokedy je úplne čerstvý a najčastejšie je zakalený a naplnený hnedým pigmentom, alebo je postihnutý sericitizáciou a kaolinizáciou. Tieto premeny často sledujú zonárnu stavbu plagioklasu alebo pokračujú po plochách štiepateľnosti. Pri oboch druhoch premien vznikli zrníčka kremeňa. Plagioklas je najčastejšie albiticky lamelovaný, ale menej často je zrastený aj podľa karlovarskeho a ojedinele aj podľa periklínového zákona. Okrem toho má plagioklas často zonárnu stavbu, poukazujúcu na rytmickosť jeho kryštalizácie. Podľa veľkosti uhla zhašania v symetrickej zóne ($c/\gamma =$

$= 28-31^\circ$) možno plagioklasy zaradiť k andezínu až labradoru (An 50–56). V jadre plagioklasu často vystupujú zrníčka a stĺpčky apatitu, tvarovo často usporiadané do styčných plôch medzi jadrom a okrajovou zónou zonárneho plagioklasu.



Obr. 2. Plagioklas — dvojčatný zrast podľa karlovarskeho zákona. Kryptokryštalická základná hmota: čierne = amfiboly, skrz. polaroidy. Zväč. 60×

Fig. 2. Plagioclase: Karlsbad twin in cryptocrystalline groundmass. Black is amphibole. Crossed nicols, magn. $\times 60$



Obr. 3. Výrastlica plagioklasu so zonárnou stavbou. Kryptokryštalická základná hmota, skrz. polaroidy. Zväč. 60×

Fig. 3. Plagioclase phenocryst with zonal structure in cryptocrystalline groundmass. Crossed nicols, magn. $\times 60$

Výsledky chemických analýz a ich prepočet na Zavarického hodnoty
Results of chemical analyses and their calculation to Zavaritzky's coefficients

Tab. 1

		Váhové ‰				
Kyslíčníky		Vepor 1	Tisovec 2	Šiatoroš 3	Záhradné 4	V. Šariš 5
SiO ₂		54,00	70,52	60,72	58,25	58,71
TiO ₂		—	0,16	0,42	0,70	0,61
Al ₂ O ₃		16,52	7,45	11,62	18,42	16,82
Fe ₂ O ₃		6,93	—	—	2,72	3,02
FeO		7,68	5,50	8,58	3,25	3,13
MnO		0,54	0,52	0,63	0,14	0,15
MgO		3,61	1,91	5,55	3,82	2,59
CaO		3,73	7,62	7,52	6,72	6,78
Na ₂ O		2,06	4,52	3,56	3,03	3,15
K ₂ O		1,07	1,75	1,05	2,12	1,81
P ₂ O ₅		0,17	0,05	0,25	—	0,13
SO ₃		0,04	—	—	—	—
S		0,04	—	—	—	—
+ H ₂ O		1,60	—	—	1,35	2,23
- H ₂ O		0,43	0,41	0,45	0,30	0,62
Σ		99,55	100,41	100,35	100,30	99,75
Prepočet na Zavarického hodnoty	a	6,10	9,20	8,83	10,07	10,05
	c	4,55	2,32	2,92	7,71	6,81
	b	26,87	14,48	22,83	13,16	12,46
	s	62,48	74,00	65,42	69,05	70,68
	f'	51,26	58,99	36,18	42,50	48,09
	n'	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	c'	0,00	0,00	25,00	18,72	14,93
	a'	25,95	0,00	0,00	0,00	0,00
	m'	22,80	20,57	38,81	39,13	36,99
	n	74,52	99,76	83,74	64,92	72,56
	t	1,55	0,17	0,52	0,08	0,77
	Q	8,21	27,29	10,26	14,47	14,45
	Ψ	22,10	0,00	0,00	22,43	21,78

1 — amfibolicko-dioritový porfýrit, 2, 3, 4, 5 — granatické andezity

1 — amphibole diorite-porphyrity, 2—5 garnetiferous andesite

V zmysle A. F. Rogersa (1940) porfýrický amfibol patrí k bazaltickému amfibolu — lamprobolitu. Je relatívne starší ako plagioklas. Má stĺpcovitý habitus a hypidiomorfne obmedzenie. Je čierny, má pozitívny reliéf a drsný povrch, ale vo väčšine podľahol silnej magmatickej absorpcii, a to za vzniku pseudomorfóz magnetitu. Pri niektorých

jedincoch magmatická absorpcia nezasiahla celý kryštál, ale iba jeho okraje. Na nich sa vytvorila tmavá opacitová obruba nepravidelného tvaru pozostávajúca z jemnozrnného agregátu magnetitu. Amfibol sa vyznačuje silným pleochronizmom (X — bledohnedá, Z — tmavohnedá do červenohneda) a typickou amfibolovou štiepateľnosťou. Na ich

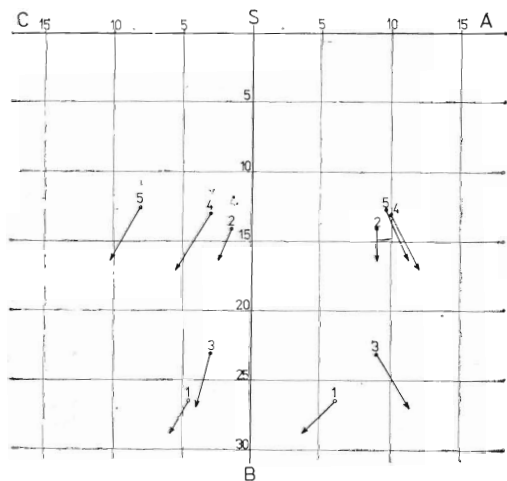
okrajoch alebo aj v samotných kryštáloch lamprobolitov, ako aj v ich pseudomorfózach sa vyskytujú kryštáliky plagioklasov.

Základná hmota má mikrokryštalický až kryptokryštalický vývoj. Tvoria ju veľmi drobné kryštáliky plagioklasov, šupinky sericitu, veľmi zriedkavo aj biotitu, zaoblené stĺpčeky zirkónu, sklo, produkty kaolinizácie a jemnozrnný pigment magnetitu. Biotit vystupuje len v základnej hmote v podobe drobných xenomorfných šupiniek, aj to iba veľmi sporadicky.

Chemické zloženie badaných hornín čiastočne vyjadruje chemická analýza č. 1 (tab. I), ktorú porovnávame s chemickými analýzami granatických hornín z oblasti V. Šariša (č. 5), Záhradného (č. 4), Šiatoroša (č. 3) a Tisovca (č. 2; Zorkovský, 1950, 1952, 1956).

Podľa prepočtov Zavarického patrí amfibolický dioritový porfyrít z Klenovského Vepora do desiatej skupiny tretej triedy, teda medzi horniny na

Zavarického diagram
Zavaritzky's plot

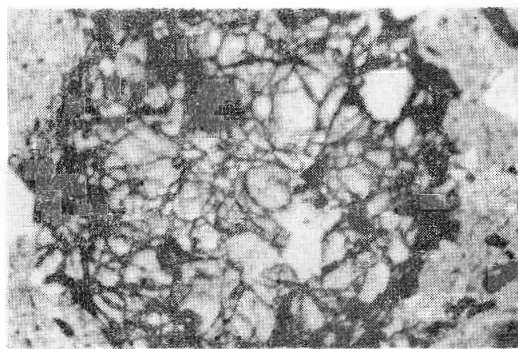


1 — amfibolicko-dioritový porfyrít, 2, 3, 4, 5 — granatické andezity
1 — amphibole diorite-porphyrity, 2—5 garne-
tiferous andesite

alkálie chudobné až veľmi chudobné ($1,5 > a : c$), slabo presýtené SiO_2 ($15 > Q > 6$), t. j. skupiny vyznačujúcej sa prevahou Al_2O_3 nad $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, čo vidno aj z polohy a smeru vektora v priloženom diagrame.

Mineralogicko-chemická charakteristika granátu

Ako sme už uviedli, granát v amfibolickom dioritovom porfyríte vystupuje vo forme porfyrických výrastlíc veľkých až 0,6 cm. Vo výbruse je izotropný, má vysoký reliéf a drsný povrch (chagrin). Často ho prestupuje množstvo nepravidelných trhlín a na okraji ho lemujú reakčná ohruba z jemnozrnného agregátu magnetitu. Často obsahuje aj inklúzie plagioklasov a lamprobolitov spolu s produktmi ich premeny.



Obr. 4. Granát — almandín. Na okraji ohruba zo zrníček opakových minerálov, prevažne magnetitu. Rovnobežné polaroidy. Zväčš. 60×
Fig. 4. Garnet of almandine composition rimmed by opaque mineral grains mostly magnetite. Parallel nicols, magn. $\times 60$

Na stanovenie chemického zloženia granátu sa vykonala chemická analýza čistej frakcie granátov a podľa Burriho metódy (Timčák et al., 1978) sa prepočítalo na jednotlivé granátové komponenty (tab. 2). Z výsledkov vychodí, že granát patrí do skupiny almandínov

Výsledky chemických analýz granátov a ich prepočty na jednotlivé komponenty podľa Burriho metódy

Results of chemical analyses of garnet and their calculation into components according to the Burri's method

Tab. 2

Kyslíčniky	V á h o v é ‰				
	Vepor (1)	Tisovec (2)	V. Šariš (3)	Záhradné (4)	Šiatoroš (5)
SiO ₂	38,01	36,84	37,60	37,60	38,13
TiO ₂	0,85	0,44	0,40	0,40	0,24
Al ₂ O ₃	20,43	17,85	19,02	18,66	21,25
Fe ₂ O ₃	2,95	7,20	6,76	6,46	2,47
FeO	23,90	24,32	21,84	22,96	26,12
MnO	1,77	1,68	1,06	2,80	1,20
MgO	5,16	4,22	6,00	4,60	0,74
CaO	3,51	6,92	7,30	6,17	10,05
Σ	100,78	99,47	99,98	99,64	100,20
	‰	‰	‰	‰	‰
Almandín	60,81	59,32	53,48	57,94	58,46
Pyrop	23,30	16,90	23,56	18,20	17,27
Spessartín	4,52	3,84	2,40	6,30	5,01
Andradit	10,16	15,03	10,64	9,10	12,46
Grossulár	1,21	4,91	9,92	8,46	6,80
Σ	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Vzorka 1 — analytička L. Abrušová, GP Spišská Nová Ves, vzorka 2, 3, 4, 5 — J. Jakabská et al. (1973)

Sample No 1 — analyst L. Ambušová, GP Spišská Nová Ves, Sample No. 2—5 from Jakabská et al. (1973)

s vysokým obsahom pyropovej zložky s nízkym zastúpením grossulárovej zložky. Tým sa odlišuje od ostatných granátov vystupujúcich v granatických andezitoch z najznámejších lokalít na Slovensku.

Recenzoval J. Kamenický

LITERATÚRA

Mahel, M. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000. M-34-XXVI. Banská Bystrica. Bratislava, Geofond, s. 175.

Marič, L. 1931: Andezitskaja erupcija na Veporu. Věst. Stát. geol. úst., 7, s. 429—434.

Rogers, A. F. 1940: Lamprobolite a new

name for basaltic hornblende. Amer. Mineralogist (Wisconsin), 25, pp. 826—828.

Timčák, G. — Jakabská, K. — Činčárová, M. 1978: Porovnanie výsledkov prepočtov koncových členov granátového radu uskutočnených podľa Burriho, Rickwooda, Soboleva a Deera. Západné Karpaty (Bratislava), 5, s. 181—198.

Zorkovský, V. 1950: Chemická povaha granátov z granátových andezitov od Tisovca a Šiatoroša. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 1, s. 225—229.

Zorkovský, V. 1952: Petrograficko-chemická povaha granatického andezitu od Záhradného (Sedikart) na východnom Slovensku. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 3, s. 27—38.

Zorkovský, V. 1956: Chemická povaha granátů z granatického andezitu severozápadne od obce Veľký Šariš (vých. Slovensko). Geol. zbor. Slov. akad. vied, 7, s. 321—331.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Ján Gregorovič: Petrografia a premeny vulkanických hornín v ložiskovom poli Novoveskej Huty (Bratislava 23. 4. 1981)

Vo vývoji permu ložiska zaujímajú vulkanické horniny významné miesto, lebo

1. svojimi výlevnými a vulkanoklastickými členmi predstavujú telesá veľkého horizontálneho a vertikálneho rozsahu,

2. pre členenie a stratigrafiu permu širšieho okolia ložiska a severogemerického permu znamenajú celkovo významný korelačný horizont,

3. pri vyhľadávaní a prieskume uránových zrudnení sú podstatným rudolokalizujúcim faktorom.

Hlavná masa vulkanických produktov sa viaže na vulkanogénosedimentárnu formáciu. Zistili sa tri fázy vulkanizmu (od podložia):

1. prevažne bázičný efuzívny vulkanizmus; silne premenené horniny boli pôvodne pravdepodobne bazaltmi;

2. prevažne intermediárny efuzívny vulkanizmus (dacity);

3. acidný efuzívno-explozívny vulkanizmus ryolitov a albitických ryolitov.

Rozdielny bol nielen petrografický charakter hornín, ale aj intenzita a typy ich premení.

Bazalty sú ako celok v prvom rade postihnuté úplnou karbonatizáciou a sericitizáciou celej živcovej hmoty. Na prítomnosť tmavých minerálov poukazuje vysoký obsah reliktných opakových lemov pseudomorfóz, ktoré zachovali ofitickú štruktúru. Dacity tvoria mocné lávové teleso s úsekmi postvulkanicko-tektonických brekcií a menej s aglomerátovou lávou vo vrchnej časti telesa. Intenzívnu karbonatizáciu, sericitizáciu a silicifikáciu pripisujeme aktivite roztokov postvulkanických fáz. Ich cirkuláciu kontrolovali zóny s vysokou účinnou pórovitosťou, porušené zóny a najmä brekciovité úseky v prívovrchovej časti vulkanického telesa. Práve v týchto zónach možno pozorovať maximálny vyluhovací účinok kyslých vôd a následné mineralizačné procesy na hydrogeologických bariérach (akou je napr. menej priepustné

okolie). Dôležitým faktorom pri vzniku uránového zrudnenia v takýchto zónach bola práve hydrogeologická a geochemická pripravenosť prostredia ako výsledok viacerých etáp hydrotermálne-hypergenných premení.

Najmenej sú premenami postihnuté horniny vulkanickej fázy ryolitov, ktorá sa vyznačovala zvýšenou explozívnu činnosťou. Uránové zrudnenie viažuce sa na aglomeratické fácie súvisí s činnosťou mineralizovaných vôd postvulkanického štádia. Jej prejavmi sú, tak ako v predchádzajúcich fázach, karbonatizácia a sericitizácia živcov, pyritizácia a napokon Cu, Mo, U mineralizácia viažuca sa na litologické zhranie a rozličné hydrogeochemické bariéry.

Medzi menej rozšírené typy premien patrí chloritizácia, hematitizácia a vznik apatitu. Veľká časť alteračných procesov má alochemický charakter s dobre sledovateľnou zonálnosťou, ktorá je predmetom ďalšieho bádania.

Miroslav Štemprok: Vznik rudonosných granitoidů (Bratislava 9. 4. 1981)

Rudonosné granitoidy majú zpravidla genetický vzťah k niektorým typům endogenných ložísek Sn, W, Mo, Nb, Ta, Be i Li rud. Predpokládame, že vznikly anatexí hornin spodní kůry za účasti fluid plášťového původu. Rudonosné žuly jsou vázány na strukturní zóny zemské kůry planetárního významu. Od běžných žul se liší především geochemicky (asociací a úrovní obsahů některých stopových prvků) a mineralogicky (podílem tmavých a akcesorických minerálů). Tyto odlišnosti se dají vysvětlit účinkem druhotných metasomatických procesů. Pro vysvětlení koncentrace rudních složek byly odvozeny tyto modely: emanační diferenciace, frakcionovaná krystalizační diferenciace, laterální sekrece, model hlubinného zdroje a meteorických vod. Proces koncentrace rudních prvků granitoidy je vysocí účinný, jak o tom svědčí vysoké hodnoty koeficientů koncentrace (v řádech tisíců) cínu, wolframu a molybdenu.

K otázke metalogenetickej terminológie v štiavnicko-hodrušskej oblasti

LADISLAV SOMBATHY

Rudné bane, n. p., ul. J. Kráľa 1, 974 32 Banská Bystrica

(1 obr. v texte)

Doručené 27. 4. 1981

К вопросу металлогенетической терминологии в Штявницко-Годрушском районе

В связи с настоящей терминологией металлогенеза Западных Карпат Штявницко-Годрушский рудный район относится к металлогенетическому району Западных Карпат, где встречаются неовулканы как металлогенетическая зона, которая разделена на Восточнословацкую и Среднесловацкую металлогенетическую область и включает четыре рудные районы, из которых один Штявницко-Годрушский рудный район (ШГРР). На схематической карте приведено разделение ШГРР на низшие единицы: Штявницкое рудное поле (ШРП) и Годрушское рудное поле (ГРП). ШРП разделено на месторождение Штявница-восток и Штявница-запад. Месторождения разделены на горные участки.

To the problem of metallogenetic terminology in the Štiavnica and Hodruša ore district

The Štiavnica — Hodruša ore district belongs to the West Carpathian metallogenetic region in which the neovolcanic suite creates a single metallogenetic belt divided into the East and Middle Slovakian metallogenetic areas. The Middle Slovakian metallogenetic area consists of four ore districts one of which is the Štiavnica — Hodruša one. On the presented map, the district has been subdivided into lower units: the Štiavnica and Hodruša ore fields. The Štiavnica ore field comprises the deposits Štiavnica East and Štiavnica West. Single deposits are further subdivided into several ore sides.

Časopis *Mineralia slovaca* (12, 1980, s. 131—148) uverejnil príspevok J. Ilavského a M. Slavkaya o súčasnej metalogenetickej terminológii na Slovensku. Práca je vlastne návrhom na nové ná-

zvoslovie, ktoré by mali používať organizácie zabezpečujúce cyklus prác od základného výskumu až po ťažbu rúd. Článok sa nezaobera doteraz používanou terminológiou, ktorú možno cha-

rakterizovať ako nevyhovujúcu. Návrh autorov je nanajvýš aktuálny, a preto ho treba čo najskôr uviesť do praxe, a to aj pokiaľ ide o členenie aj na nižšie jednotky, ako je rudný rajón. Pri spracúvaní koncepcie prieskumu a ťažby štiavnického rudného poľa roku 1979 sme použili podobné triedenie, aké navrhli autori predmetného príspevku, a chceme s ním oboznámiť geologickú verejnosť.

Štiavnicko-hodrušské rudné teritórium sa pomenúvalo najrôznejšími názvami už v dávnejšej minulosti a nejednotnosťou v pomenovaní ovplyvujú aj niektoré geologické práce. Striedajú sa názvy, ako je rudná oblasť, rudný rajón a najčastejšie rudný revír. Ním sa pomenúva raz najväčšia, raz najmenšia rudná jednotka a iba prívlastky udávajú, o čo vlastne ide. Názov revír máme z nedávnej minulosti ako súčasť názvu slovenský banský revír (pre celé Slovensko), revírny banský úrad (pre územie približne dnešných obvodných banských úradov), štiavnicko-hodrušský revír. Ale označuje sa ním aj celkom malá časť ložiska, napr. revír šachty Maximilián. Názvy územného delenia vychádzali skôr z administratívneho členenia podľa majiteľa, alebo podnikateľskej spoločnosti ako z genetickej príslušnosti.

Aby sa odstránil súčasný neporiadok v názvosloví, rozdelili sme rudný rajón na nižšie jednotky podľa Vysvetliviek k metalogenetickej mape Západných Karpát (Ilavský et al., 1976).

V štruktúrno-metalogenetickom regióne Západných Karpát je vyčlenená metalogenetická zóna neovulkanitov a delí sa na stredoslovenskú a východoslovenskú metalogenetickú oblasť. Stredoslovenskú metalogenetickú oblasť tvoria štyri základné vulkanicko-tektonické jednotky — rudné rajóny. Priemyselne najvýznamnejším je doteraz štiavnicko-hodrušský rudný rajón (ŠHRR).

Ďalej sem patria: kremnický rudný rajón (KRR), novobansko-kľačiansky rudný rajón (NKRR) a poliansko-javorský rudný rajón (PJRR).

Štiavnicko-hodrušský rudný rajón sme rozdelili na dve rudné polia: štiavnické rudné pole (ŠRP) a hodrušské rudné pole (HRP). Hranica medzi nimi prebieha na žile Hoffer a je určená na základe ich paragenetickej odlišnosti a geometrie žil hlavne v hĺbke.

Štiavnické rudné pole sa delí na dve rudné ložiská: ložisko Štiavnica-východ (LŠV), ktoré od V na Z obsahuje tieto hlavné žily: Grüner, Ján, Špitaler, Bieber, Terézia, Ochsenkopf a ich odžilky a sperené žily, ako aj rudné zhluky metasomatických (MZ) a žilnikovo-impregnačných formácií zrudnenia (ŽIZ), a ložisko Štiavnica-západ (LŠZ), do ktorého začleňujeme žily: Bakali, Rozália, Záhadná, Medená, Bährenleuten a Hoffer.

Rudné žily (Ž) sa delia na rudné telesá (RS). Tie vytvárajú samostatné rudné stĺpy alebo zhluky MZ a ŽIZ a začleňujeme ich vždy do tej žilnej štruktúry, na ktorú sa geneticky viažu.

Rudné telesá sa delia na najnižšie jednotky, ktoré ešte majú samostatnú evidenciu a sledovanie. Sú to rudné bloky (B).

V ŠRP pracujú v súčasnosti dva samostatné závody Rudných baní. LŠV obhospodaruje závod RB Banská Štiavnica a LŠZ závod RB Hodruša-Hámre. Na lepšie organizačné zvládnutie delíme ložisko smerne na banské revíry. Ložiská ŠRP delíme na tri banské revíry: južný banský revír (JBR), centrálny banský revír (CBR) a severný banský revír (SBR). Závod Banská Štiavnica pracuje v CBR a SBR, závod RB Hodruša-Hámre v JBR. Delenie na banské revíry sa uskutočnilo podľa možnosti súčasnej otvárkovej ložísk, hranice revírov prebiehajú vždy medzi rudnými stĺpmi.



Obr. 1. Štiavnicko-hodrušský rudný rajón — ŠHRR

1 — obce, 2 — žily na rôznych úrovniach a ich sklon, 3 — staré opustené šachty, 4 — staré používané šachty, 5 — nové šachty v prevádzke, 6 — navrhované šachty

Fig. 1. The Štiavnica-Hodruša ore district 1 — village, 2 — vein structure on different levels and dip, 3 — abandoned pit, 4 — oldpit operating, 5 — new operating pit, 6 — proposed pit site

Hodrušské rudné pole sme na menšie jednotky doteraz nerozdelili. Dobývanie sa tu zastavilo roku 1951 a odvtedy sa uskutočnili len prieskumné práce na Zlatne, ktoré vlastne reprezentuje najjužnejšiu časť ložísk. Okrem toho sa realizovalo niekoľko štruktúrnych vrtov. Aj HRP sa bude pravdepodobne deliť na dve ložiská. K ložisku Hodruša-vý-

chod budú patriť žily bývalého hornohodrušského závodu a k ložisku Hodruša-západ žily bývalého dolnohodrušského závodu. Smerne má HRP dosah od Zlatna až po Vyhne, preto ho bude treba pravdepodobne rozdeliť tiež na tri revíry. Rajonizácia HRP sa spresní počas prieskumných prác.

Plášťová výmera metalogenetických

jednotiek bude veľmi kolísaf, ale pri zaradovaní nemôže byť rozhodujúca. ŠHRR predstavuje napr. len plochu 91,7 km² a má takéto delenie:

notkou so spoločnými znakmi, ktoré sa skúmajú už počas prieskumu spoločne, spoločne sa zhromažďujú ďalšie informácie počas ťažby a všetky tieto znaky

Jednotka				Ø dĺžka km	Ø šírka km	Plocha km ²
Rudný rajón	Rudné pole	Rudné ložisko	Banský revír			
ŠHRR	ŠRP	LŠV	JBR CBR SBR	9,66	9,49	91,7
				6,13	8,91	54,6
				8,20	4,10	33,6
				2,40	4,10	9,8
				3,12	4,10	12,8
				2,70	4,10	11,0
		LŠZ	JBR CBR SBR	10,50	2,00	21,0
				6,00	2,00	12,0
				2,00	2,00	4,0
				2,50	2,00	5,0
				8,60	4,31	37,1
	HPR					

Uvedená plocha zaberá len dnes známú najefektívnejšiu časť ŠHRR, ktorú vymedzila už stará banská činnosť. Ak sa zoberú do úvahy aj okrajové indicie zrudnenia, obsiahne rudný rajón okolo 150 km². Územné rozšírenie rajónu skoro na všetky strany je reálne aj pri takom starom distrikte, ako je ŠHRR.

Už v etape vyhľadávacieho prieskumu možno rajóny teritoriálne rozdeliť na nižšie jednotky, a tak zabezpečiť včasné zaužívanie správnych názvov a zisťovanie akýchkoľvek informácií vo viazanosti na tú istú územnú jednotku. Ako príklad uvádzame delenie severnej časti rudného rajónu Slanské vrchy. Rudné bane, n. p., Banská Bystrica zabezpečili spracovanie štúdie záujmov baníckej činnosti tejto časti rudného rajónu (spracovateľ Rudný projekt Košice), v ktorej sa severná časť rudného rajónu rozdelila na tri rudné polia: Zlatá Baňa, Makovica a Merník. Pritom v jednotlivých rudných poliach bolo už možno plošne konkretizovať aj ložiská.

Ložisko sa podľa genetického členenia stáva najzákladnejšou rudnou jed-

by sa mali spoločne za ložisko zhodnotiť po jeho vyťažení. To je nevyhnutné vykonávať bez ohľadu na vzťah banského závodu k ložisku. Banský závod totiž môže obhospodarováť jedno ložisko, časť ložiska alebo aj viacej ložísk. Najideálnejší je prípad, keď banský závod pracuje len na jednom ložisku. V takom prípade sa všetky sledované údaje závodu týkajú príslušného ložiska. V iných prípadoch sú údaje viacmenej približné. Ako príklad možno uviesť: firma Antimónové banícke a hutnícke závody mala na rudnom ťahu Gemerská Poloma — Kloptan dva banské závody. Závod Čučma obhospodaroval úsek Gemerská Poloma — Ramzáš s lokalitami: Gemerská Poloma, Betliar, Matej, Vincent, Gabriela, Michal, Jozef, Tmavá dolina, Zlatá dolina, Ďurova osada, a teda za celý tento úsek sa zachovali spoločné údaje pod menom ložiska Čučma. Závod Spišská baňa spracoval časť rudného ťahu od Ramzáša po Kloptan s lokalitami Okružly chrbát, Štampfová, Banisko, Peklisko, Spišská baňa, Kassagründel, Tinnesgrund. Údaje o celej tejto časti sa vedú za ložisko Spišská baňa.

Všetky tieto nezhody odstráni uvedenie nového teritoriálneho delenia do života a sledovanie informácií podľa genetických odlišností.

V budúcnosti bude možno uvažovať o zjednotení genetického členenia na ložiská aj s banskoprávnymi záujmami, napr. v tom, že každé ložisko by malo svoj dobývací priestor.

Navrhnutá terminológia a z nej vychodiace teritoriálne vymedzenie ložísk umožňuje organizačne výhodne spojiť záujmy všetkých organizácií. Zjednocuje názory na metalogenetické jednotky. Odporúčame ju preto čo najskôr uviesť do praxe všetkých zainteresovaných organizácií. Bude to mať veľký význam pre strojnovýpočtové spracúvanie informácií, ktorého zavedenie je neodkladné. Pomôže získať prehľad,

zrýchliť a zjednodušiť informačný cyklus od výučby geologicko-montanistických vied cez základný výskum a geologický prieskum, cez výstavbu a ťažbu ložísk až po zhromaždenie všetkých údajov na úplné hodnotenie po vyťažení ložiska v príslušnej exploatačnej etape.

LITERATÚRA

- Ilavský, J. — Slavkay, M. 1980: Súčasná metalogenetická literatúra. *Mineralia slov.*, 12, s. 131—148.
- Ilavský, J. (red.) 1976: Vysvetlivky k metalogenetickej mape Západných Karpát. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*, s. 94—98 a 691—730.
- Záujmová štúdia baníckej činnosti v severnej časti rudného rajónu Slanské vrchy. *Manuskript — Rudný projekt Košice 1980*.

RECENZIA

Ivan Herčko et al.: **Z dejín geologických vied na Slovensku**. 1. vyd. Martin, Osveta 1981. 285 s.

V ostatných rokoch sa začala venovať väčšia pozornosť historickému výskumu dejín geologických disciplín na území Slovenska. Okrem niekoľkých monografií (napr. Vozár a i.) a väčšieho počtu článkov s historickou tematikou uverejnených v rozličných časopisoch je jej výsledkom aj založenie samostatnej odbornej skupiny pre históriu slovenského baníctva a geológie v rámci Slovenskej banskej spoločnosti ČSVTS.

V úvodnej kapitole recenzovaného zborníka, ktorý pre Slovenské banské múzeum v Banskej Štiavnici v náklade 1000 výtlačkov vydala Osveta v Martine, sa uvádza, že východiskom boli referáty zo seminárov s historickou tematikou, ktoré sa uskutočnili roku 1977 (250. výročie narodenia M. J. Jacquina a 150. výročie narodenia D. Štúra) a roku 1978. Hlavným organizátorom seminárov bolo Slovenské banské múzeum. Na seminároch bolo dovedna 23 referátov, ale iba 12 z nich je zahrnutých do zborníka. Chýbajú referáty J. Nováka, J. Buriana, V. V. Tichomirova, N. N. Barchatovovej, S. Czarnieckého, Z. Martiniovej, L. V. Prikrýla, I. Herčka, L. Jesenáka a J. Stankoviča. Je zaujímavé, že prvý zo seminárov bol venovaný 250. výročiu narodenia prvého profesora chémie, mineralógie a metalurgie na Banskej akadé-

mii v Banskej Štiavnici, ale práve medzi chýbajúcimi referátmi je aj úvodný referát J. Nováka dotýkajúci sa vedeckej činnosti M. J. Jacquina. Tento fakt, ako aj ďalšie svedčia o subjektívnom prístupe zostavovateľov zborníka. Ak by mal byť zborníkom, na aké sme z podobných odborných podujatí zvyknutí, mal by obsahovať všetky referáty prednesené na seminároch. Výber referátov predkladá autorský kolektív verejnosti vo forme publikácie obsahovo orientovanej hlavne na oblasť Banskej Štiavnice a na mená odborníkov, ktorí sa v minulosti najviac zaslúžili o jej hospodársky rozvoj a rozvoj geologických disciplín, a to je v rozpore aj s názvom zborníka.

Časti zborníka sú usporiadané do samostatných monotematických príspevkov, ktoré nepodávajú ucelený obraz o vývoji geologických disciplín na území celého Slovenska do konca minulého storočia. Najstaršie údaje o geognostickom bádaní na území dnešného Slovenska a v priľahlých krajinách podáva J. Gindl. Ďalšie dva príspevky (I. Herčko) sa dotýkajú histórie mineralogických a geognostických výskumov banskoštiavnického rudného revíru v druhej polovici 18. a v prvej polovici 19. storočia. Pri celkovo dobrej úrovni príspevkov možno autorovi vytknúť nevhodné opakovanie niektorých historických faktov (napr. J. Jónas, s. 68, 76—81, 108—109 a i.). Dielo Antona Rupprechta, profesora banskej akadémie, hodnotí v samostatnom príspevku M. Hock. Historické poznatky o založení Mineralogickej spoločnosti v Banskej Štiavnici roku 1811 sú obsahom ďalšieho príspevku

I. Herčku. Pôsobenie a vedecký prínos posledného profesora chémie, mineralógie a hutníctva v prvej etape existencie banskej akadémie H. Höringa, rodáka zo Smolníka, zhodnotil vo svojom príspevku S. Buzalka. Zaslúžil sa hlavne o modernizáciu vysokých pecí na spracovanie drahých kovov. Na prvom seminári v marci 1977 odznel príspevok J. Barana o súbornom diele francúzskeho geológa a mineralóga F. S. Beudanta, priekopníka geologických disciplín na Slovensku v prvej polovici 19. storočia (príspevok nie je v zborníku), lenže zostavovateľ zborníka vybral z druhého seminára menej hodnotný príspevok J. Jancsyho K 160. výročiu cesty francúzskeho mineralóga a geológa F. S. Beudanta po Slovensku, ktorý si všima viac cestopisných poznámok ako celkového vedeckého profilu tohto francúzskeho prírodovedca. M. Hock v ďalšom samostatnom príspevku hodnotí dielo A. Wehrleho, chemika, mineralóga a hutníka, ktorý prednášal na banskej akadémii v rokoch 1820—1835. V decembri 1849 bol založený Ríšsky geologický ústav vo Viedni. Jeho podiel na geologickom výskume banskoštiavnického rudného revíru v ďalšom príspevku zhodnotil Š. Buzalka. Riaditeľom tohto ústavu bol v rokoch 1885 až 1892 aj Dionýz Stúr. Život a dielo tohto vynikajúceho prírodovedca hodnotí príspevok L. Ivana. V texte je viac nepríjemných tlačových chýb (napr. na s. 192 a pri obr. 8 na s. 201). Mineralogickým zbierkam banksobystrického lekára S. Bothára je venovaný krátky príspevok I. Bozalkovej. Metódy vyhľadávania ložísk v rudných baniach v Spišsko-gemerskom rudohorí v rokoch 1850—1945 opisuje v samostatnom príspevku R. Magula.

Posledným príspevkom zborníka je Vznik a činnosť geologických inštitúcií na Slovensku v rokoch 1918—1978 od L. Ivana. Autor rozdelil problematiku na 5 časových úsekov: 1918—1938, 1938—1948, 1948—1958, 1958—1968, 1968—1978. Aj napriek mnohým kladom, ktoré príspevok má, je najsľabsim z celého zborníka a znehodnocuje jeho celkovú historickú a odbornú hodnotu. Autor sa zameľoval hlavne na rozličné organizačné zmeny a ich dosah v zložitom vývoji slovenskej geológie. Menej pozornosti venuje skutočnej činnosti a výsledkom výskumných a prieskumných pracovísk, ktoré sa na geologickom výskume a prieskume územia Slovenska zúčastňujú. V príspevku sú časté nevhodné a nepresné formulácie, subjektívne náhľady a závery, vzájomná nevyváženosť významu a podielu jednotlivých organizácií (napríklad GÚDŠ, ktorého objem výskumných prác v roku 1978 dosiahol okolo 120 mil. Kčs), ktorá u jedných vyúsťuje až do ročného počtu analýz (s. 263) a u iných len do všeobecného konštatovania (napr. Geofond a i.). Príspevok nedoceňuje prínos niektorých jednotlivcov (V. Čechovič) a naopak neúmerne vyzdvihuje iných (J. Volko-Starohorský, A. Bergfest). Väčšiu pozornosť by si zaslúžil aj po-

diel českej geológie (akad. J. Koutek a i.) na geologickom výskume Slovenska v období medzi svetovými vojnami. V príspevku chýba čo i len zmienka o existencii Geofyzikálneho ústavu SAV, Banického ústavu SAV, Geofyziky, závod Bratislava, orientovaného hlavne na geofyzikálny výskum Slovenska, a iných organizáciách, ktorých činnosť veľmi úzko súvisí s geológom a výskumom nerastných surovín (ÚVR Košice, BVÚ Prievidza, VVZ pri NPP Bratislava, výskumné pracovisko KZ Košice v Michalovciach a pod.). Na s. 268 sa uvádza, že Slovenská geologická rada je najvyšším orgánom geológie na Slovensku. V skutočnosti ide len o dobrovoľný fakultatívny orgán (bez právomoci), ktorý už niekoľko rokov nepracuje. Na s. 275 sú napríklad uvedené iba „geologické“ katedry Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave, čím vzniká mylný názor, že táto fakulta vychováva len odborníkov geologických profesií. V tejto súvislosti treba pripomenúť aj prácu Katedry geotechniky Stavebnej fakulty SVŠT v Bratislave pri riešení problémov inžinierskej geológie. Pokiaľ ide o ostatné vysoké školy negeologického zamerania na Slovensku, geológia sa prednáša len v rozsahu úmernom potrebám ich absolventov. Z hľadiska celkového vývoja a profilácie organizácií sa prejavuje ako nevhodné stanovenie niektorých časových hraníc, ktoré narušajú kontinuitu vývoja, a tak sa opakujú jednotlivé organizácie, ktoré reorganizačné úpravy zásadnejšie nepostihli. Nehodnotí sa význam medzinárodnej spolupráce v rámci socialistických krajín (RVHP, KBGA), ktorá sa hlavne po roku 1968 podstatne prehĺbila. Dostatočne sa nedoceňujú ani výsledky geologického výskumu a prieskumu, ktoré najmä v sedemdesiatych rokoch zaradili geológiu ako celok medzi dôležité odvetvy národného hospodárstva. Príspevok doslova ignoruje súčasné rozdelenie geologického výskumu na štátny program základného výskumu (SAV, vysoké školy), štátny plán rozvoja vedy a techniky (GÚDŠ a i.) a geologický prieskum hradený zo štátneho rozpočtu, čím vzniká neprehľadnosť pri posudzovaní činnosti jednotlivých organizácií. Treba pripomenúť, že ide o publikáciu s historickou tematikou určenú odbornej a laickej verejnosti, a preto mala podať verný obraz o situácii v geologickom výskume a prieskume Slovenska do roku 1978. Je neodpustiteľnou chybou, že publikáciu pred vydaním neposúdil odborník, ktorý situáciu v geologickom výskume a prieskume dôverne pozná. Tým by sa boli nedostatky včas odstránili a čitateľská verejnosť dnes mohla mať prácu na dobrej odbornej a historickej úrovni.

Treba oceniť úsilie autorského kolektívu knižnou formou sprístupniť širšej verejnosti kapitoly z histórie geologického výskumu na Slovensku. Ziaľ, užťahtilý cieľ ostal len v polovici cesty.

Pavel Malík

Druhý výskyt cínovca na severozápadných svahoch Tríbeča

STANISLAV POLÁK, PETER HANAS

Новые рудопоявления олова на СЗ склонах Трибеча

Кроме месторождения Скицов-Глубока долина в горах Трибеча были обнаружены новые места с минералами касситерита при деревне Вельки Клиж, Вельке Угерце а Колачно. Значительное количество минералов касситерита находится в долине Драгожицкой. Касситерит установлен в шлихах речных отложений с развитием кристаллических пород перми и мезозоя. Касситерит чаще всего встречается на контактах пород перми с породами кристаллика. В этих местах находятся и геохимические аномалии сурьмы, меди, мышьяка и свинца.

Second occurrence of cassiterite on the NW slopes of the Tríbeč Mts. (Middle Slovakia)

Besides the hitherto known occurrence at Skýcov — Hlboká dolina valley, further occurrences of cassiterite are reported from the Tríbeč Mts. near Veľký Klíž, Veľké Uherce and Kolačno villages and mainly in the Drahožická dolina valley. Cassiterite has been found by panning prospecting in stream sediments draining crystalline, Permian and Mesozoic rocks. Panning samples in crystalline terraine contain up to 10 weight per cent cassiterite in sample. The most frequent occurrence of cassiterite is confined to contacts between Permian rocks and crystalline basement where also geochemically anomalous contents of antimony, copper, arsenic and lead do occur.

Okrem lokality Skýcov, Hlboká dolina-západ, sú dnes v Tríbeči známe aj iné výskyty ojedinelých zŕn cínovca. Sú v katastri obce Veľký Klíž, Veľké Uherce a Kolačno (okres Topoľčany), ale najmä v Drahožickej doline, ktorá sa tiahne od Veľkých Uheriec na J takmer až po chrbát Tríbeča.

Analýzou minerálneho zloženia šlichov, ich hmotností a konfrontáciou s hrubou litologickou stavbou erózného povodia sa podarilo zistiť niektoré údaje závažné pri hodnotení dispergovaných cínovcových indícií. Ukázalo sa, že hlavným producentom veľkého podielu ťažkých minerálov v šlichoch je najmä detritické súvrstvie permu a amfibolity kryštalinika, zatiaľ čo prínos ostatných hornín ustupuje do pozadia (najmä kremenec a mezozoické horniny). Práve v povodí Drahožickej doliny, drénujúcej mezozoikum, perm až kryštalinikum, minerálne zloženie šlichov ukazuje na prevahu materiálu práve z permu, ktorý svojím množstvom miestami detritus z hornín kryštalinika úplne zastiera. Protiprúdovým šlichovaním najvyšších a už takmer bezvodných častí prítokov a detailnejším krokom sa podarilo v oblasti juho-východnej kóty Veľký Vracov (pozri obr. 1) prejsť na šlichy s malou celkovou hmotnosťou nekontaminované materiálom z permu. S postupným úbytkom podielu ťažkých minerálov z permu sa tu nápadne zvýšil aj obsah cínovca. V malom prítoku v teréne Večerové, ktorý je už časťou obce Veľký Klíž, vystúpil obsah cínovca až na niekoľko sto zŕn pri 10-litrovom množstve štrkopiesku (frakcia pod 3 mm okolo 4 litrov) a v šlichu TB-636

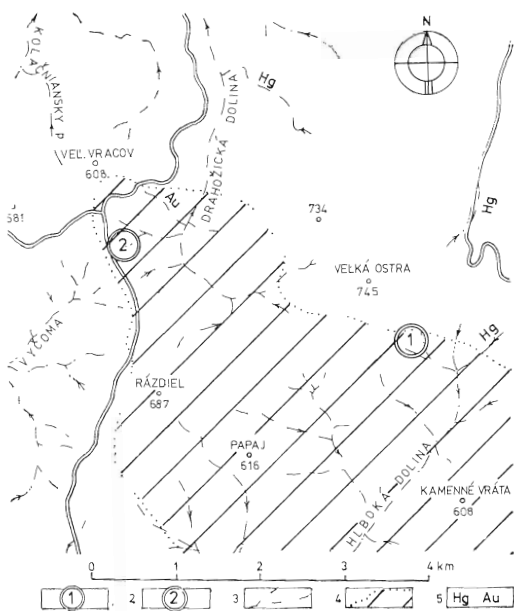
dosiahol jeho podiel až 10 %. Ale zloženie šlichu nie je pre tunajšie kryštalinikum typické, a preto poukazuje na istú anomálnosť aj v tunajšej litologickej náplni kryštalinika, ktorá azda priamo súvisí s existenciou Sn-mineralizácie. Možno to dokumentovať (obr. 2) porovnaním so susedným šlichom TB-637, ktorý je silne kontaminovaný materiálom z permu (mineralogické rozboru Laboratórneho strediska Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi):

šlich	TB-636	TB-637
celková hmotnosť	1,45 p	8,03 p
hmotnosť po kvartovaní	1,45 p	2,04 p
hmotnosť magnetického podielu	0,49 p	1,43 p
cínovec	10 ‰	65 zrn
scheelit	3 zrná	7 zrn
monazit	c	b
xenotím	a	a
zirkón	10 ‰	c
baryt*	nezistený	a
amfibol	a	10–20 ‰
granát*	c	20–50 ‰
minerály epidotovo-zoisitovej skupiny	20–50 ‰	b
hematit*	c	viac ako c
zlato	1 zlatinka	nezistené

Príklad jasne potvrdzuje, že aj nepatrný počet zrn istého minerálu v oblasti s výskytom hornín produkujúcich veľké množstvo sterilného ťažkého podielu a tak kamuflujúcich v dolných tokoch šlichy z vyššie položených menej produktívnych hornín môže byť cennou indíciou bez ohľadu na absolútny počet zistených zrn.

Podobnú nádejnú situáciu možno predpokladať aj na iných miestach Tríbeča, najmä v povodí Vyčomy v tzv. Uhrovskej doline, kde okrem indícií cínovca je zaujímavý najmä obsah Sb v jemných náplavoch hydrosieť na väčšej ploche. Ziaľ, vrchné časti prítokov sa väčšinou končia priamo v horninách permu, čo ďalšie riešenie iste výrazne skomplikuje. Obdobné prípady sú známe aj zo severovýchodnej časti Tríbeča, z rozsiahlej rumelkovej disperzie v mezozoiku neďaleko výbežkov neovulkanitov Vtáčnika, ktoré tiež produkujú nepomerne väčší podiel ťažkých minerálov ako vlastné mezozoické horniny. Z rovnakého pohľadu treba azda oceňovať aj ojedinelé zlatinky v horných častiach Drahožickej doliny.

* Uvedené sú iba minerály s výrazne diferencovaným zastúpením. Minerály charakteristické pre perm sú označené hviezdíčkom.



Obr. 1. Výskyty cínovca v Tríbeči

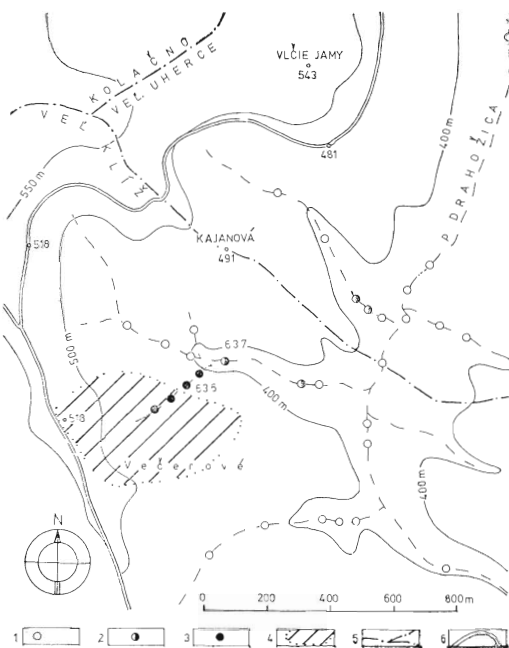
1 — lokalita Skýcov, Hlboká dolina-západ, 2 — lokalita Veľký Klíž, Drahožická dolina, terén Večerové, 3 — hydrosieť, 4 — oblasť kryštalinika, 5 — indície HgS a Au v šli-choch

Fig. 1. Cassiterite occurrences in the Tríbeč Mts.

1 — Skýcov, Hlboká dolina valley, west, 2 — Veľký Klíž, Drahožická dolina valley, Večerové terrain, 3 — stream, 4 — crystalline bedrock, 5 — cinnabarite and gold occurrence in panning sample

Ukazuje sa, že terén aj napriek temer úplnému zakrytiu kvartérom v okolí šlichu TB-636 nebudujú horniny permu (ako to dokumentuje geologická mapa 1 : 50 000), ale nápadne svetlé až biele, čiastočne usmernené grani-toidy, ktoré sa pri vetraní ľahko rozpadajú. Podobne ako pri už skôr známom výskyte sa ani na tejto lokalite nezistili euhedrálne formy cínovca, ale iba jeho nepravidelné úlomky rozličného tvaru, čo azda svedčí o jeho pôvode z hornín tektonicky zvýšene namáhaných.

Vlastný perm na tejto lokalite vystupuje dokázateľne až v širšom okolí, najmä smerom na Z a SV. Ide teda o celkom analogickú pozíciu ako pri prvom výskyte, ktorá by mohla poukazovať na rozsiahlosť produktívnej štruktúry (tektonické rozhranie kryštalínika s horninami permu?). Navyše sa



Obr. 2. Výskyt cínovca na lokalite Veľký Klíž, Drahožická dolina, terén Večerové

1 — šlichové vzorky s obsahom cínovca pod 10 zrn, 2 — šlichové vzorky s obsahom 11 až 100 zrn cínovca, 3 — šlichové vzorky s obsahom nad 101 zrn cínovca, 4 — znosová oblasť primárneho výskytu cínovca, 5 — katastrálne rozhranie obcí, 6 — štátna cesta Zlaté Moravce — Skýcov — Veľké Uherce — Partizánske

Fig. 2. Cassiterite occurrence at the Veľký Klíž locality, Drahožická dolina valley, Večerové terrain

1 — panning sample with cassiterite less than 10 grains, 2 — panning sample with cassiterite between 10–100 grains, 3 — panning sample with cassiterite over 101 grains, 4 — denudation area (primary occurrence of cassiterite), 5 — catastral boundaries, 6 — Zlaté Moravce — Skýcov — Veľké Uherce — Partizánske road

ukazuje, že sa priama spojnica obidvoch takmer 5 km vzdialených výskytov vo svojom západnom až západoseverozápadnom pokračovaní prezentuje sporadickými výskytmi cínovca v povodí Vyčomy (prítoky hlavne od hájovne Polhora na JZ) a Kolačnianskeho potoka (prítoky idúce na S). Tento terén je silne zakrytý a podľa geologickej mapy ho buduje výlučne perm, ktorý je v nižších partiách, ale aj na niektorých kótach, obkolesený spodnotriasovým kremencom. Kryštalinikum je tu potvrdené, aj keď len z náhodných rekognoskácií, v podobe amfibolitov. Nepresnosti existujúcich podkladov, konštatované na viacerých miestach, zaväzujú

v prvom rade riešiť geologickú situáciu a tektonickú stavbu, najmä vzťah kryštalinika a permu (autochtónnosť alebo tektonická superpozícia) a v neposlednom rade hlbšie analyzovať litologickú náplň kryštalinika.

Ako nové možno ešte uviesť aj zistené ojedinelé zrná cínovca v šlichoch na V od skôr známeho výskytu v Hlbokéj doline. Žiaľ, aj tu kryštalinikum zaberá na povrchu len malú plochu a prekrývajú ho permské a mezozoické horniny, najmä v lineárnom pokračovaní spojnice dvoch teraz známych konkrétnych výskytov.

Záverom treba azda zdôrazniť, že druhý výskyt cínovca leží od skôr známeho vo vzdušnej vzdialenosti okolo 5 km v blízkosti možno antiklinálne vystupujúcej časti kryštalinika, kde sú sústredené aj ďalšie rudné indicie a niektoré geochemické a minerálne anomálie (Sb, Cu, FeAsS, PbS a i.).

Geologický prieskum Bratislava

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Peter Holec: **Veľké cicavce neogénu a bazálneho kvartéru oblasti Západných Karpát** (Bratislava 12. 2. 1981)

Cicavce sú z hľadiska biostratigrafie te-
restrických sedimentov terciéru a kvartéru
významnou skupinou živočíchov. Významné
sú aj z vývojového, paleoekologického, paleo-
grafického a paleoklimatického aspektu. Pred-
náška sa sústredila na dve skupiny veľkých
cicavcov — hiparióny a mastodonty.

Nálezky hipariónov z územia Slovenska
patria iba druhu *Hipparion primigenium*
(H. v. Meyer). Na základe ich nálezov, ako aj
sprievodnej fauny ďalších cicavcov sa stano-
vil vek sedimentov lokality Slepčany a To-
poľčany ako vrchnomiocénny. Na lokalite Pe-
zinok sa v podloží nálezuvej vrstvy s hipa-
riónom našla bohatá fauna mäkkýšov a
ostrakód, ktorá umožňuje stanoviť vek vrstiev
ako panón zóna E (Papp, 1951). Lokalitu Pe-
zinok teda možno vekovo zaradiť do 11. bio-
zóny (Mein, 1975), Slepčany a Topoľčany do
12. alebo 13. biozóny toho istého autora.

Najstaršou lokalitou s výskytom zvyškov mastodonta druhu *Zygodolophodon turicensis* (Schinz) je Devínska Nová Ves—Sandberg. Vek lokality je veľmi dobre doložený množstvom fosílnych vertebrát aj evertebrát. Zodpovedá šiestej biozóne (Mein, 1975).

Obťažnejšia je situácia na lokalite Nováky, kde sa nenašla nijaká sprievodná fauna, ale iba mastodonty *Zygodolophodon turicensis* (Schinz). Ale našla sa tu pomerne bohatá flóra, ktorá indikuje vrchnomiocénny vek sedimentov.

Na lokalite Veľké Belice sa našli zvyšky mastodontov druhu *Mammot borsoni* (Hays) a *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert). Tieto druhy sa najčastejšie vyskytujú vo vrchnom pliocéne. V takom prípade pravdepodobne nejde o koncové druhy — progresívne formy, ich predchodcov, pretože na zuboch nie je vyvinutá cementová vrstva. Len pri druhu *A. arvernensis* je nepatrne vyvinutý cement v posledných synklinálach korunkovej časti stoličky. Vek tejto lokality je veľmi pravdepodobne spodnoplIOCénny.

Na lokalite Včeláre-veľkolom sa na rozdiel od predchádzajúcej lokality vyskytuje progresívna forma mastodonta *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert) s dobre vyvinutou cementovou vrstvou na korunke. Spolu s týmto druhom sa tu vyskytuje ďalšia lesná až džungľová fauna, ktorá svedčí o vrchnom pliocéne alebo o bazálnom kvartéri. Našli sa tu napríklad druhy rodov *Tapirus*, *Macaca*, *Ophisaurus* a i. Lokalitu zaradujeme do 16. alebo 17. biozóny (Mein, 1975).

Aj na lokalite Strekov sa našli obdiva druhy mastodontov — *Mammot borsoni* (Hays) aj *Anancus arvernensis* (Croizet et Jobert). Faunu cicavcov odtiaľto určoval Schmidt a Halouzka (1970) a na základe fauny zistili kvartérny vek sedimentov.

Hiparióny aj mastodonty z nášho územia obývali podobné biotopy — lesy. Mastodonty vyhľadávali v rámci lesného biotopu vlhkejšie miesta v blízkosti stojatých alebo tečúcich vôd. Hiparióny zrejme obývali suchšie lesy. Ale treba brať do úvahy, že pri takom veľkom areáli, v akom tieto dva typy živočíchov žili, nemohli to byť zvieratá úzko špecializované na jediný biotop. Najmä koncové typy mastodontov mohli prechádzať aj do lesostepí a žiť v suchšom a chladnejšom prostredí, pretože prežili až do pleistocénu, na americkom kontinente až do začiatku holocénu.

Ján Babčan: Spôsoby prenikania granitoidných hornín do vrchnej časti zemskej kôry (Bratislava 2. 4. 1981)

Na zdôvodnenie spôsobu prenikania granitoidných hornín do vrchnej časti zemskej kôry sa použili kritériá vzniku a výstupu

iných typov magmatických hornín, resp. ich zodpovedajúcich magiem. Pokojný výstup bez vulkanických explózií majú magmy čadičového typu vznikajúceho pravdepodobne parciálnym tavením plášťových hornín, ktoré neobsahujú toľko plynu, aby mohol vyniesť obrovské množstvá vystaveného materiálu z hĺbín.

Plýn ako hnacia sila sa uplatňuje najmä tam, kde sa magma plášťového pôvodu kontaminuje kôrovým materiálom s vysokým obsahom prchavých zložiek. Pri horninách intermediárneho typu sa podľa geochemických kritérií nedá usudzovať o kontaminovanom pôvode, ale o parciálnej anatexii alebo frakčnej kryštalizácii hornín, resp. magiem čadičového typu.

Granitoidné horniny nevykazujú nijaké známky plášťového pôvodu. Predstavujú autonómny kôrový materiál, ktorý má s plášťom len nepriame spojenie cez tepelnú energiu čadičových magmatických kozubov. Jej pôsobením nastáva parciálne tavenie kôrových materiálov rozličného typu a vytavovanie žulového eutektika. Jeho výstup z hĺbín sa deje diapiricky, a to tak v roztavenej forme, ako aj vo forme stuhnutej taveniny.

Ján Babčan: Geochemia na 26. medzinárodnom geologickom kongrese v Paríži (Bratislava 17. 3. 1981)

Napriek tomu, že geochemia mala na 26. medzinárodnom geologickom kongrese vlastnú sekciu, referáty s touto tematikou boli temer vo všetkých sekciách. Najväčšia časť geochemických prác sa dotýkala geochemie organických látok. Druhou najväčšou skupinou boli referáty z hydrogeológie. Veľká pozornosť sa sústredila na geochemiu minerálov, rúd, rudných ložísk a ich genetickú problematiku. V regionálnej geochemii sa uplatňujú nové metódy a postupy umožňujúce najvyššiu mieru mechanizácie a automatizácie. Geochemická charakteristika hornín sa bežne dopĺňa údajmi o obsahu vzácnych zemín a zastúpení izotopov (K, Ar, Rb, Sr, O, U, Th, Nd, Sm). Obsah vzácnych zemín sa používa na rozlišovanie genézy hornín.

V geochemických, ale aj iných referátoch sa veľmi výrazne prejavovala tendencia po dynamike a po všestrannom hodnotení geologických procesov. Mnoho referátov vychádzalo z experimentálnych údajov, z rozmanitých fyzikálnogeochemických dedukcií, termodynamických a iných výpočtov, hodnotení PT podmienok a pod. V mnohých smeroch, azda viac ako doteraz, bolo badať čoraz hlbšiu integráciu geologických disciplín. Dôkazom toho bol aj fakt, že organizačnému výboru sa veľmi ťažko darilo zaradovať referáty do sekcií podľa ich obsahu.

Antimónové sulfidy v horninách veporického kryštalinika

JÁN GREGUŠ, MARTIN CHOVAN, JOZEF HATÁR

Сурьмяные сульфиды в породах кристаллика вепорид

При изучении аксесорных минералов вепоридных пород кристаллика были установлены бертиерит, антимонит, гудмандит, реже олово, цинк, медь, железо и мышьяковые сульфиды. Определение мышьяковистых сульфидов даёт возможность предполагать наличие сурьмяно-вольфрамо-ртутную формацию, особенно в ширшем районе известных аномальных содержаний шселита к киновари установленных региональными поисками.

Antimony sulphides in Veporic crystalline rocks (Middle Slovakia)

During investigations of accessory mineral content in Veporic crystalline rocks, the occurrence of berthierite, antimonite, gudmundite and, rarely, of Pb, Zn, Cu and As sulphides has been stated. Antimony sulphides occur in area where previous findings of scheelite and cinnabar point to the presence of a Sb—W—Hg ore formation.

Pri štúdiu akcesorických minerálov hornín veporického kryštalinika sme zistili výskyt viacerých rudných minerálov, niektorých s možným významom z hľadiska úvah o ru-dotvorných procesoch kryštalinika Západných Karpát. Ide najmä o minerály zo skupiny Sb-sulfidov, rumelku, scheelit, Pb, Zn a Cu-sulfidy. Zistený výskyt týchto minerálov sa viaže na zónu budovanú granitoidmi a metamorfitemi v oblasti Tlstého javora — Kamenistej doliny — Sihly (obr. 1). Petrografický opis skúmaných vzoriek je v práci E. Krista (1979) a M. Mudrákovej (1978). Lokalizácia vzoriek:

Migmatit, vzorka V-6, lokalita: Kamenistá dolina, 1,5 km južne od kóty 1011 m (Zákluky).

Leptit, vzorka V-8, lokalita: Kamenistá dolina, 250 m na SZ od kóty 732,4.

Leukokratný granodiorit, vzorka V-12, lokalita: Kamenistá dolina, 300 m na JV od hôrárne Klementka.

Leukokratný granit, vzorka V-16, lokalita: 950 m na JV od kóty 932,3 m v záreze štátnej cesty Sihla—Utekáč.

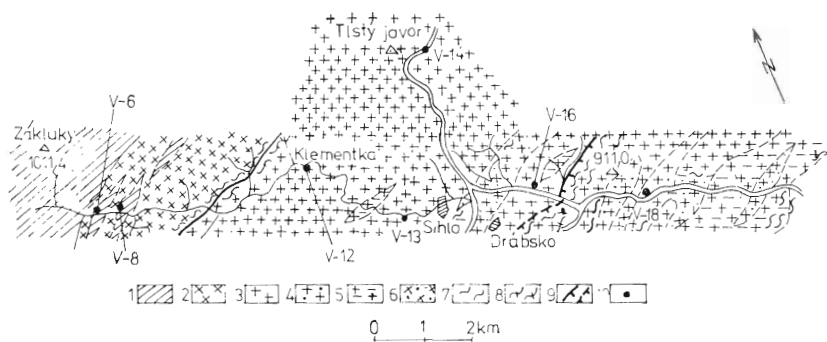
Granodiorit typu Sihla, vzorka V-14, lokalita: 700 m na V od kóty Tlstý javor.

Porfyrický granit typu Vepor, vzorka V-18, lokalita: dolina Rimavice, 200 m na SV od kóty 702,5 m.

Podľa výsledkov rozsiahleho štúdia viacerých autorov (Cambel et al., 1977, Krist, 1979, 1980) možno bádané granitoidy považovať za horniny palingénneho charakteru. Tento názov podporujú aj výsledky výskumu akcesorických minerálov týchto hornín (Greguš, 1980).

Рудные минералы

Sb-sulfidy sme mali možnosť študovať len vo forme drobných nepravidelných úlomkov zo zrnových preparátov. Zastupuje ich najmä berthierit, antimonit a zriedkavo gudmundit.



Obr. 1. Geologická schéma línie Čierny potok — Kokava nad Rimavicou s vyznačením odberu vzoriek. Podľa E. Krista (1979)

1 — biotitické pararuly, 2 — migmatity, 3 — granodiority a tonality, 4 — granity až granodiority s porfyričným živcami, 5 — hybridné granitoidy, 6 — leukokratické muskovitické a dvojsľudné granity až granodiority, miestami porfyričké, 7 — zóny mylonitizácie, 8 — zóny fylonitizácie, 9 — hranice prešmykov, 10 — miesta odberu vzoriek

Fig. 1. Geological sketch map of lines Čierny potok — Kokava nad Rimavicou — České Brezovo with indicated sample sites, according to E. Krist (1979)

1 — biotite paragneiss, 2 — migmatite, 3 — granodiorite and tonalite, 4 — granite to granodiorite with felspar phenocrysts, 5 — hybrid granodiorite and tonalite, 6 — leucocratic muscovite to twomica granite to granodiorite, partly porphyritic, 7 — mylonite zone, 8 — phyllonite zone, 9 — overthrust limit, 10 — sample site

S berthieritom a antimonitom sa vyskytujú aj drobné zrnká antimonu.

Berthierit sa vyskytuje vo všetkých opísaných vzorkách okrem V-13. Vytvára kryštalické agregáty alotriomorfne obmedzených zŕn veľmi malých rozmerov, ktoré sú izometrické, oválne. Štruktúra je všesmerne zrnitá a bez prednostnej orientácie. Mechanické dvojčatenie sme nezistili. Berthierit zrastá s antimonitom, obidva minerály majú podobné optické vlastnosti a štruktúrne zna-

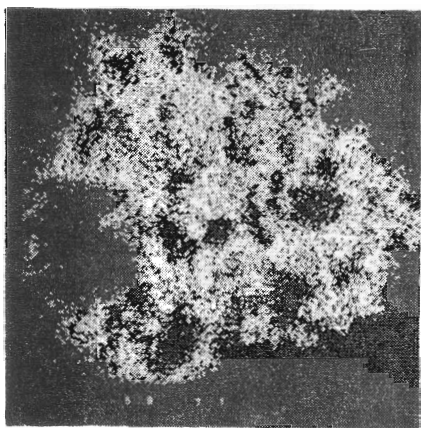
ky, a preto ich mikroskopicky nemožno rozlíšiť.

V odrazenom svetle má berthierit stredne vysokú odraznosť, výrazný dvojodraz, bielu až bielosivú farbu, niekedy s nádychom do hnedá. Má silnú anizotropiu, farebný efekt anizotropie ako pri antimonite. Berthierit je najčastejším sulfidom Sb. Od antimonitu ho možno odlíšiť diagnostickým leptaním s KOH. Berthierit reaguje za vzniku hnedého náletu, antimonit rýchlejšie za vzniku oranžovej

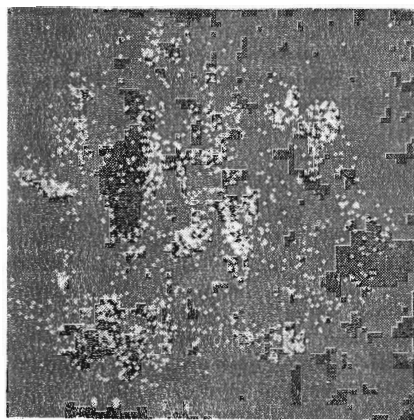
Výskyt rudných minerálov v študovaných vzorkách
Occurrence of ore minerals in investigated samples

Tab. 1

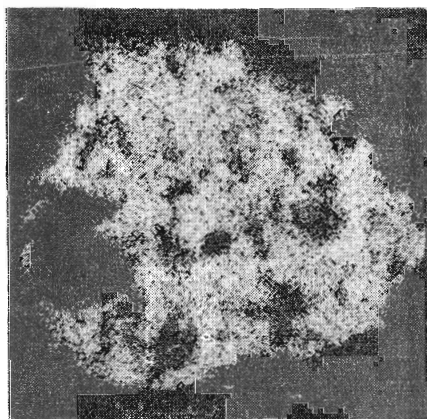
Vzorka č.	V-6	V-8	V-12	V-13	V-14	V-16	V-18
Sb-sulfidy	+	+	+		+	+	+
Rumelka			+	+			+
Scheelit						+	
Galenit	+	+	+				
Sfalerit		+	+				
Chalkopyrit	+						
Arzenopyrit	+					+	+
Pyrotín	+						



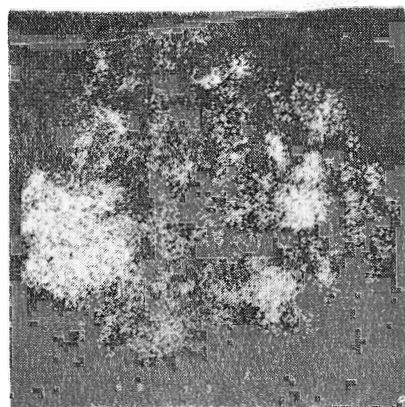
Obr. 2. Distribúcia Sb K_{α}
Fig. 2. Distribution Sb K_{α}



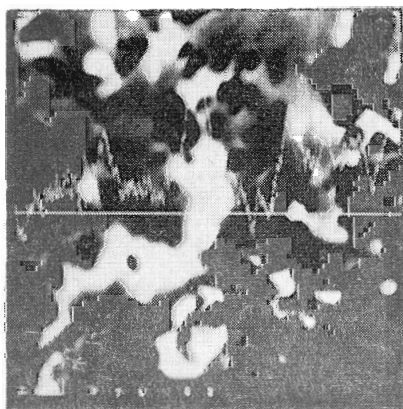
Obr. 3. Distribúcia Fe K_{α}
Fig. 3. Distribution Fe K_{α}



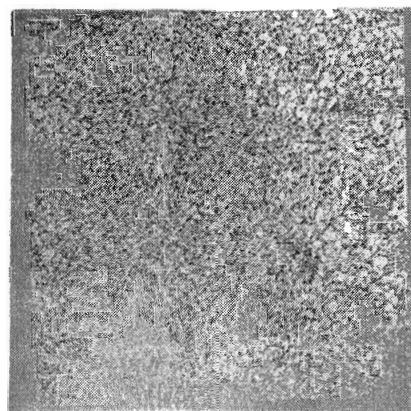
Obr. 4. Distribúcia S K_{α}
Fig. 4. Distribution S K_{α}



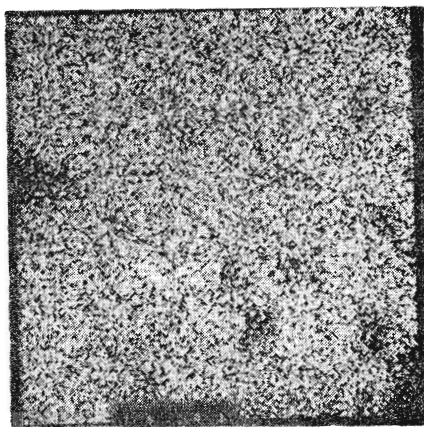
Obr. 5. Distribúcia Si K_{α}
Fig. 5. Distribution Si K_{α}



Obr. 6. Kompozícia s Fe žiarovou analýzou.
Zväčšené 600 $\times$
Fig. 6. Composition with line analysis of Fe.
Magn. $\times 600$



Obr. 7. Distribúcia S K_{α}
Fig. 7. Distribution S K_{α}



Obr. 8. Distribúcia Sb K α
Fig. 8. Distribution Sb K α

zrazeniny. Štruktúrne leptanie s KOH zodpovedá výsledku plošnej analýzy na rtg mikroanalýzátore (obr. 3, 6). Distribúcia Fe nezodpovedá distribúcii Sb. Zvýšené koncentrácie Fe tvoria zhluky (obr. 3), zatiaľ čo distribúcia Sb a podobne aj S je viac-menej rovnomerná v celom zrne (obr. 2, 4, 7, 8). Miesta so zvýšenou koncentráciou Fe zodpovedajú berthieritu, ostatné antimonitu. Antimón sa zistil aj na rtg mikroanalýzátore. Mikroskopicky sme zistili veľmi drobné inklúzie vysokoodrazného anizotropného minerálu, ktoré môžu zodpovedať rýdzemu Sb. Gudmundit sme zistili vo forme rozláma-

ného zrna vo vzorke V-6. Kryštalický agregát tvoria drobné alotriomorfne obmedzené izometrické zrná. Zriedkavé a veľmi drobné sú zrná berthieritu. V odrazenom svetle je gudmundit biely a s ružovým nádychom. Má vysokú odraznosť a viditeľný dvojdraž, ktorý sa prejavuje aj zmenou ružovobieleho farebného odtieňa. Anizotropia je silná a s výrazným sivohnedým farebným efektom. Mikroskopickú diagnostiku potvrdila kvalitatívna rtg mikroanalýza (Sb, Fe, S). V asociácii s gudmunditom sme zistili pyrotín.

Záver

Sb-sufidy, resp. iné rudné minerály, sa už vo veporiku zistili v oblasti Čierneho Baloga — Brotova (Hvožďara et al., 1979) a Cu-sulfidy v oblasti hrončockého granitu opísal M. Chovan (1973). Známy je aj zvýšený obsah Sb a Bi v spektrálnych analýzach šlichov a výskyt sekundárnych Bi-minerálov v oblasti Veľkej Prostrednej doliny (Chovan, 1971).

Vzhľadom na veľké rozšírenie scheelitu a rumelky, ktoré sa zistili regionálnym šlichovaním veporického kryštalínika (Hvožďara, 1980), možno výskyt Sb-sulfidov z hľadiska predpokladanej existencie pôvodnej stratiformnej Sb—W—Hg formácie v zmysle A. Mauchera (1976) a jej prípadnej mobilizácie do žilnej formy pokladať za dôležitý.

*Katedra mineralógie-a kryštalografie
PFUK Bratislava*

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Igor Rojkovič: **Uránové zrudnenie v permu severného gemerika** (Bratislava 23. 4. 1981)

Uránová mineralizácia sa vyskytuje na viacerých lokalitách permu severného gemerika. Na ložisku Novoveská Huta vystupuje významnejšie uránové zrudnenie v dvoch polohách. Horniny dávnejšie známe prvej rudnej polohy sú reprezentované pselitickými a psamitickými horninami s prímiesou vulkanoklastického materiálu rhyolitového vulkanizmu vystupujúceho v tesnom podloží tejto polohy. Hlavným rudným minerálom zrudnenia je smolinec a molybdenit, ktoré spravidla sprevádzajú chalkopyrit, pyrit, brannerit a galenit.

Zrudnené horniny spodnej rudnej polohy (150—200 m v podloží vrchnej) tvoria silne premenené horniny s charakterom kremeňovo-sericitických bridlíc. Typickými minerálmi zrudnenia v tejto polohe sú brannerit, apatit a smolinec sprevádzané karbonátmi, turmalínom, pyritom, chalkopyritom a galenitom. Charakteristické sú vyššie koncentrácie apatitu, a to najmä vo vrchnej časti spodnej rudnej polohy v centrálnej a východnej časti ložiska. Menej významná mineralizácia vystupuje v rhyolitoch a v mednatých pieskovech.

Zrudnenie je polygenetické. Počas permu sa rudné prvky akumulovali exogénnymi procesmi pod vplyvom postvulkanickej hydrotermálnej činnosti. Ďalšia remobilizácia a koncentrácia zrudnenia nastala počas alpinskej orogénzy. Pôvod a vek zrudnenia potvrdzujú geochronologické údaje a izotopové zloženie prvkov.

Závislosť termoelektrického napätia tetraedritu ložiska Rudňany od chemického zloženia

ONDREJ ĎURŽA

Зависимость термоэлектрического напряжения тетраэдритов в зависимости от их химического состава на месторождениях Рудняны

Термоэлектрическое напряжение тетраэдритов на месторождении Рудняны связано со содержанием некоторых элементов. С возрастанием термоэлектрического напряжения возрастает содержание висмута и ртути непропорционально. Была установлена зональность тетраэдритов на основании термоэлектрического напряжения, что возможно соответствует моноасцендентной зональности месторождения.

Dependence between the thermoelectric tension of tetraedrite and its chemical composition in the Rudňany ore deposit, Eastern Slovakia

Thermoelectric tension values (TETV) of tetraedrite from the Rudňany deposit correlate with contents of some elements in the mineral. Positive correlation exists between TETV and contents of bismuth or mercury whereas a negative one between the TETV and iron content. Zonal arrangement of TETV within single tetraedrite grains points probably to monoascendent zonality on the deposit.

Tetraedrit je pre širokú izomorfii veľmi vhodným objektom na bádanie zmien chemického zloženia a s tým spätých zmien fyzikálnych vlastností.

Vzorky tetraedritu sú zo všetkých v súčasnosti dostupných diel v Rudňanoch, aby bolo možno vystihnúť zmeny v ich chemickom zložení a v ostatných vlastnostiach v čo najširšom vertikálnom aj horizontálnom rozpätí. V rámci nášho výskumu sme analyzovali 39 vzoriek tetraedritu. Okrem analýz chemického zloženia pomocou rtg mikroanalýzátora (in Rojkovič, 1975) sme merali termoelektrické napätie na prístroji opísanom v prácach O. Ďuržu (1978) a V. Gajdoša — O. Ďuržu (1981).

Výsledky meraní ukázali, že hodnoty koeficienta DTEN meraného tetraedritu kolíšu od +78 do +758 $\mu\text{V}/\text{deg}$. Aritmetický priemer je +329 $\mu\text{V}/\text{deg}$. Tieto výsledky sú v zhode so závermi E. V. Popovej (1974), podľa ktorej aritmetický priemer koeficienta DTEN

tetraedritu je +400 $\mu\text{V}/\text{deg}$.

DTEN v študovaných vzorkách tetraedritu z Rudňan závisí od zmien obsahu Hg. Zatiaľ, čo najvyššiu hodnotu koeficienta DTEN +758 $\mu\text{V}/\text{deg}$ sme zistili vo vzorke s obsahom Hg až 18,5 %, vo vzorke bez ortuti sme namerali len +78 $\mu\text{V}/\text{deg}$. Závislosť termoelektrického napätia od obsahu prvkov v tetraedrite potvrdili aj vypočítané korelačné koeficienty. Výraznejšiu pozitívnu koreláciu s koeficientom DTEN (α) vykazuje Hg a Bi ($r_{\alpha/\text{Bi}} = +0,64$, $r_{\alpha/\text{Hg}} = +0,74$) a negatívnu Fe ($r_{\alpha/\text{Fe}} = -0,59$). Pri počítaní týchto korelácií sme vylúčili vzorky z najvyšších úrovní žily Droždiak v jej strednej časti (okolo šachty ŠRP), kde I. Rojkovič (1977) pozoroval drobné až 0,01 mm uzavreté chalcopyritu, bizmutu, bizmutinu (?) a stibioenergitu. Predpokladá obmedzenie vstupu Bi do mriežky tetraedritu pri nižšej teplote v pod povrchových častiach žily, pričom sa vytvárajú samostatné minerály

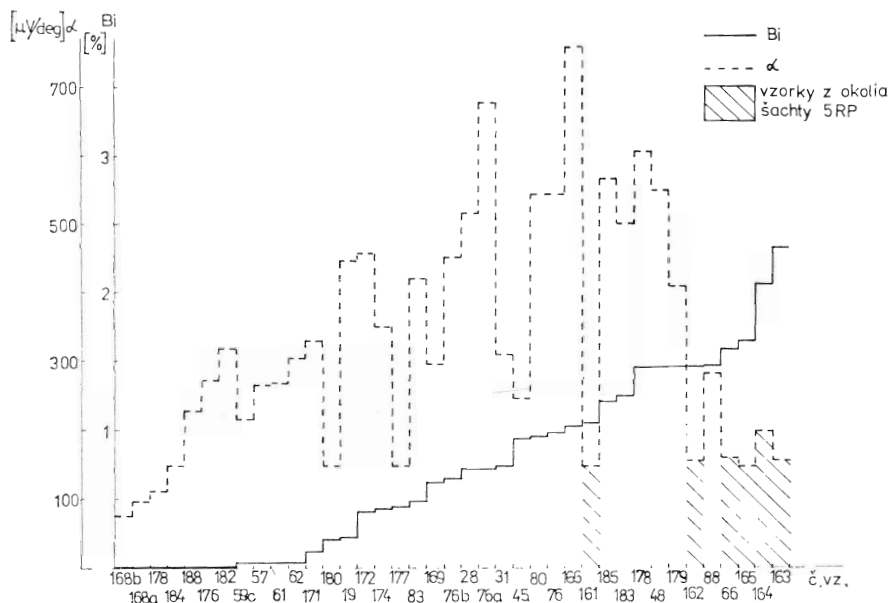
bizmutu. Z toho vychodí, že namerané hodnoty zo vzoriek z uvedenej oblasti nezodpovedajú hodnotám DTEN tetraedritu, ale tetraedritu znečistenému uvedenými minerálmi. Preto tieto vzorky skresľujú závislosť koeficienta DTEN od obsahu Bi v tetraedrite (obr. 1, označené šrafovaním).

Vstup niektorých prvkov (napr. Bi, Hg) do mriežky tetraedritu zvyšuje DTEN a vstup iných prvkov (napr. Fe) ho znižuje. Z teórie polovodičov (Ioffe, 1960) je známe, že hodnota DTEN je nepriamoúmerná koncentrácii voľných nosičov nábojov. Bi je polovodičom typu n (donor). V tetraedrite zastupuje Sb, ktorý je polovodičom typu p (akceptor). Aj tetraedrit je polovodičom typu p. Keďže bizmut je polovodičom typu n, celková koncentrácia voľných nosičov nábojov v tetraedrite pri izomorfnnej zámene Bi za Sb sa

Hg, Ag a znižovaním As, Fe a Zn smerom k povrchu (Rojkovič, 1977). Vstup prvkov prímiesi do kryštálovej mriežky minerálov v značnej miere vplyva na ich termoelektrické napätie. Preto mineralogická a geochemická zonálnosť sa kontroluje zonálnosťou termoelektrického napätia rudných minerálov. V našom prípade sme pozorovali zvýšenie hodnôt DTEN tetraedritu smerom k povrchu. Nižšie hodnoty sme zistili na najnižších horizontoch ložiska.

Závery

Meraním DTEN sa zistila zonálnosť termoelektrického napätia tetraedritov, ktorá je odrazom monoascendentnej zonálnosti na ložisku, pričom hodnoty DTEN tetraedritov



Obr. Závislosť koeficienta DTEN tetraedritov od obsahu Bi

Fig. 1. Relation between differential thermoelectric tension coefficient and bismuth content

v dôsledku rekombinácie nábojov zmenší a DTEN tetraedritu zvýši.

Závislosť medzi hodnotami DTEN a obsahom izomorfnnej prímiesi Hg je z tých istých dôvodov rovnaká. Opačný prípad je pri Fe, ktorý je polovodičom typu p.

Monoascendentná zonálnosť sa v ložisku prejavuje variabilitou chemického zloženia tetraedritu, a to najmä zvyšovaním obsahu

z Rudnianskeho sú priamoúmerné obsahu Bi a Hg a nepriamoúmerné obsahu Fe. Získané výsledky potvrdzujú izomorfný vstup Bi, Hg a Fe do štruktúry rudnianskeho tetraedritu.

Záverom ďakujem I. Rojkovičovi za poskytnutie vzoriek tetraedritu a výsledkov ich chemickej analýzy.

RECENZIA

Z. Roth: Západní Karpaty — terciérní struktura střední Evropy. Praha, Knihovna Ústř. úst. geol. 1980. 131 s.

V edícii Knihovna Ústř. úst. geol. v Prahe ako jej 55. zväzok vyšla koncom roku 1980 monografia doc. dr. Zdenka Rotha, DrSc., ktorá sa nesporne zaradí medzi základnú literatúru o československých Karpatoch. Rozsahom skromná publikácia malého formátu má šesť kapitol.

V prvej kapitole (Základní pojmy) autor vymedzuje Západné Karpaty v rámci európskych alpíd, poukazuje na vzťahy s Alpami, podáva základnú charakteristiku alpínskych procesov, alpínskej remobilizácie Českého masívu, ako aj charakteristiku nealpínskeho vrásnenia. Už úvod do problematiky diela prezrádza šírku vedeckého záberu autora a komplexnosť poňatia mobilizmu.

Druhá kapitola (Struktura a vývoj neoidných rysů epivariské platformy ve střední Evropě) je súhrnom i obsahovou starších autorových náhľadov na formovanie sa flyšovej geosynklinály Karpát a jej členitosť, ale aj na vzťahy Českého masívu a Karpát. Aj keď autor akceptuje dôležitosť gravimetrického minima, väčší význam pripisuje priečnym štruktúram Českého masívu siahajúcim hlboko do Karpát. Z toho vyvodzuje hlboký dosah podsunu Českého masívu pod karpatské jednotky a prekopírovávanie štruktúr z Českého masívu do nadložných príkrovov. Pritom autor sám predpokladá alpínske prepracovanie Českého masívu juhovýchodne od minima. Pri štúdiu tejto zaujímavej časti a vedecky náročnej časti sa nevdojak vynára otázka o existencii zón helvetika východne od minima, a to tým skôr, že mezozoické sekvencie tzv. mezozoického pokryvu Českého masívu v podloží flyšu, vrátane sústavy bradiel Pavlovských kopcov, svojím charakterom pripomínajú mezozoikum helvetika. Napokon ani paralelizácie flyšových komplexov ždánicko-podsliezskej jednotky so subalpínskym (helvetickým) flyšom nie sú ničím novým.

Aj ďalšiemu hlbinnému fenoménu, nulovej izomálie Kripina — Medzilaborce, pripisuje autor pri riešení vzťahu Českého masívu a Karpát osobitný význam. Považuje ho za prejav vnútorného okraja platformy podsunutej pod Karpaty. Rovnako aj táto myšlienka, ktorú autor akcentuje už dlhší čas, vyvoláva úvahy, ak pripustíme pokračovanie helvetika do Karpát a väčší význam penninika, s kto-

rým zrejme treba spájať podstatnú časť flyšových komplexov včítane sliezskeho príkrovu, prirodzene, i magurského, ale aj komplexy kryštalinika v podloží alochtónnej časti tatrika. Vyjasneniu hlbinných fenoménov a osobitne niektorých transkurentných zlomov z platformy cez Karpaty (balatonská línia od stredného maďarského masívu cez Karpaty do platformy) bude treba venovať pozornosť a dúfať, že štúdium družicových snímkov pomôže objasniť rozsah a v konečnom výsledku aj význam týchto fenoménov.

Osobitne sa v publikácii podčiarkuje význam zmeny smerovej orientácie štruktúrnych elementov v jednotlivých obdobiach, napr. v bádene viac-menej paralelné prevládajúce smery s priebehom minima, v pliocéne priečne — Hornomoravský úval.

Stavbe kôry alpínskej Európy sa v práci venuje osobitná pozornosť. Autor pripúšťa dôležitú úlohu dilatačnému rozplývaniu pevninskej litosféry, ale akcentuje jej výraznú bazifikáciu, a to aj po alpínskom vrásnení. Pritom aj napriek výraznému mobilistickému prístupu pokladá v alpsko-karpatskej oblasti riftové vulkanické hrebene za nepravdepodobné.

Je zástancom nakopenia mikrodosiiek pevninskej litosféry nasunutých z J na severoeurópsku platformu.

Popri korytách paralelných so stenčenou kôrou a vytvorených počas formovania alpínskej geosynklinály je autor zástancom vzniku klesajúcich koryt smeru SZ—JV z karpatskej geosynklinály do Českého masívu. Za taký pokladá aj beskydský priekop začínajúci od vrchnej jury a s ním spája vznik sliezskej a duklianskej jednotky flyšových Karpát. Je to originálna, smelá myšlienka. Charakter vrchnojursko-spodnokriedových členov vrátane pomerne rozsiahlej asociácie těšínitov však skôr naznačuje, že ide o vonkajší okraj geosynklinálneho systému, analogický tomu, s akým sa stretáme pri severnom okraji flyšových bazénov penninika v Alpách.

Aj v recenzovanej práci Z. Roth vyzdvihuje a zdôrazňuje segmentáciu flyšových Karpát s rozdielmi v dosahu mladších fáz vrásnenia v jednotlivých úsekoch. Pritom osobitnú úlohu hrá skalický zlom, ktorý, oddeľuje južný úsek (segment), kde je čelo vonkajšej skupiny príkrovov staroštajerské, a východný úsek, s mladoštajerskými čelami príkrovov. Mladoštajerská tektonika v južnejšom úseku vykazovala dilatačný charakter

so sústavou bádensko-sarmatských poklesov viedenskej panvy, sprevádzaných transgresiami.

Tretia kapitola (Neoalpínska stavba alpid ve strední Evropě) je ďalšou nosnou kapitolou knihy a patrí medzi tie state v našej literatúre, ktoré poskytujú na poznanie vnútorného tektonického štýlu príkrovov flyšového pásma, typov tektonických štýlov a významu štruktúrneho jadra pri formovaní príkrovov najviac materiálu. Skoda, že práve v tejto časti, azda najvydarenejšej, chýbajú profily a obrázky dokumentujúce a názorne ilustrujúce výsledky dlhoročných prác autora, ako aj jeho prínos do klasifikácie tektonických štýlov u nás. Málokde je tak názorne vysvetlený rozdiel medzi šošovkovitým a šupinovitým štýlom ako práve v tejto stati. Pravda, čitateľ by privítal viac konkrétnych prípadov, najradšej takých, ktoré autor počas svojej bohatej vedeckej činnosti podrobne opísal.

Malý rozsah knihy a nevšedne široká a zložitá problematika neposkytli autorovi dosť miesta na podrobnejšie rozviedenie všetkých jeho cenných myšlienok. Iba náznakovite sa rieši napr. vzťah čiastkových príkrovov ku kmeňovému príkrovu, ich genetické a štruktúrne nadväznosti, napr. téšinského a godulského, podrobnejší štruktúrny charakter a význam jazvového magurského príkrovu.

Autor recenzovanej publikácie je zástancom výraznejších spätných presunov vnútornej časti magurského príkrovu (na J). Náhľad na južný presun magurského príkrovu opiera sa o D. Andrusova, ktorý zázrivskú sigmoidu s týmto spätným násunom spájal. Severojužná orientácia bradiel pri zázrivskom zlome však naznačuje, že v tomto prípade najpravdepodobnejšie ide o posun, ale nie o spätný násun. Geologické doklady pre spätný násun sú až vo východoslovenskej časti.

Kniha obsahuje cenné údaje o násune jednotlivých čiastkových príkrovov flyšového pásma v našej literatúre.

Z. Roth je jedným z mála geológov a v istom smere je priekopníkom významu horizontálnych posunov. Osobitný význam pripisuje schraffenbersko-bulharskému zlomovému systému s ľavým posunom (až 80 km) vytvoreným za sávskeho a starošajerského vrásnenia. Zdôrazňuje aj prítomnosť sprievodných, viac-menej paralelných vrás a vrásových prešmykov. V tejto súvislosti pripomíname autorov náhľad na posun pozdĺž margecianskej línie vo vnútorných Karpatoch. Treba s poľutovaním konštatovať, že u nás je malý záujem o posuny, tieto významné prejavy mobilistického chápania vzniku pásmových horstiev. Ale veľké rozdiely v štruktúre a v smerovom usporiadaní segmentov v Karpatoch a ich oblúkovitá stavba sú bez posunov sotva vysvetliteľné, pravda, aj posunov syn-

chrónnych s formovaním tektonických jednotiek, vo vnútorných Karpatoch teda prevažne paleoalpínskych, sčasti mezoalpínskych.

Vo štvrtej kapitole (Flyš, jeho genetické postavení a tektonická role v Karpatech) autor zdôrazňuje najmä: štiadialnosť s troma základnými vývinovými štádiami flyšovej geosynklinály Západných Karpát; význačnú úlohu zužovania sedimentačného priestoru počas flyšovej sedimentácie; vznik flyšových bazénov v predpolí pomaly stúpajúceho zázemia rozširujúceho sa vrásneného pásma, príp. platformného podmorského prahu; zrýchlený charakter sedimentácie. Skoda, že táto kapitola má sotva 10 strán, a tak nebolo možno bližšie interpretovať priestorové zmeny typov flyšu a vyvodit závery o vplyve paleogeografie i paleotektoniky na formovanie flyšovej geosynklinály Karpát. Treba s autorom plne súhlasiť, že flyš napriek svojmu vzniku v izolovaných pásmach a v rozličnej dobe je dokladom jednotnosti paleoalpínskych pohybov s neoalpínskymi a že najcitlivejšie odráža orogenetickú polaritu s premiestňovaním osí sedimentačných bazénov smerom von. Dlhoročné skúsenosti autora práve z flyšového pásma, ale aj bohaté vedomosti z tektonickej problematiky vyúsťujú do myšlienky, že sedimentácia flyšu prebieha tam, kde z tektonických príčin predovšetkým vplyvom synsedimentárneho poklesu sa dlhodobo udržiavajú rozsiahle podmorské nestabilné svahy.

Piata kapitola (Dynamika neoalpínskych pohybov v strední Evropě), ani nie 8 strán, zdôrazňuje význam hlbšieho poznania hlbinných procesov na dešifrovanie a vyjadrenie radu zložitých problémov vývoja a stavby Západných Karpát. Opierajúc sa o dlhoročnú spoluprácu s geofyzikmi a paleomagnetikmi, osobitný význam autor pripisuje rotácii blokov. Podsun českého masívu spája s mladošajerskou rotáciou (mierne doláva) karpatsko-panónskeho bloku. Ľavé pootočené predpokladá aj pri mladošajerských vonkajších flyšových príkrovov Karpát. Aj viedenská panva v súčasnosti je podľa autora produktom mladošajerského ľavého pootočenia karpatsko-transylvánskeho bloku, ktoré vyvolalo súčasné dosúvanie čela Karpát na východ od skalického zlomu.

Záver práce (ako šiesta kapitola) zhrňa základné myšlienky.

Recenzovaná monografia je vydarenou syntézou najdôležitejších problémov terciárnej stavby Západných Karpát a ich vzťahu k Českému masívu. Je logicky skĺbeným súhrnom autorových myšlienok, ktoré podrobnejšie rozviedol v rade vedeckých prác. Dielo takéhoto typu treba vrelo privítať a čitateľom odporučiť už aj preto, že paleta problémov je spätá vnútornou logikou a publikácia napísaná prístupným štýlom.

Naši jubilanti

Ing. Pavol Bujalka päťdesiatročný



V máji 1981 oslávil v plnom pracovnom eláne päťdesiat rokov významný hydrogeológ Ing. Pavol Bujalka.

Narodil sa 7. mája 1931 v Chynoranoch v okrese Topoľčany. Maturoval na Gymnázium v Komárne roku 1951, v štúdiách pokračoval na Ba-

nickej fakulte VŠT v Košiciach a v Ostrave, kde roku 1955 úspešne promoval.

Prax začal jubilant v Ústave stavebnej geológie v Žiline, ktorý sa neskôr včlenil do Geologického prieskumu. V rokoch 1962—1983 pracoval ako vedúci geológ úseku v Žiline a v ďalších troch rokoch sa zúčastnil na mapovacích prácach v Tunise. Od roku 1965 pôsobí v novoutvorenom podniku IGHP v Žiline, kde uplatňuje svoje odborné a organizačné schopnosti v oblasti hydrogeológie obýčajnej vody.

Praktická činnosť jubilanta už od počiatku jeho práce v ÚSG Žilina bola rozsiahla a znamenala nielen rad vyriešených lokálnych, ale najmä regionálnych hydrogeologických úloh. Z nich spomenieme aspoň najvýznamnejšie: Hydrogeologický prieskum náplavov Krupnice — Štiavnice (1959—1962), Hydrogeologické pomery Žitného ostrova (1957—1959), Hydrogeologický prieskum pre vodné diela na Dunaji (1959—1961), Hydrogeologické pomery južnej a strednej časti Podunajskej nížiny — sumarizačná správa (1967), Vyhľadávacie hydrogeologický prieskum Turčianskej kotliny (1967—1973).

Významná bola jubilantova aktivita aj v koncepčných a bilančných prácach. Výsledkom je najmä Mapa zásob podzemných vôd (1 : 500 000), Mapa hydrogeologickej preskú-

manosti SSR (1 : 500 000), Hydrogeologické zhodnotenie povodia Váhu pre SVP, spolupráca pri hydrogeologickej rajonizácii SSR a rad ďalších prác pre rozličné vodohospodárske orgány.

Popri prieskumnej hydrogeologickej činnosti sa Ing. Pavol Bujalka v ostatnom období venuje aj výskumnej práci a vo veľkej miere prispel k dobrým výsledkom vedeckovýskumnej práce v rámci podniku IGHP. Nie menej významná je jeho publikačná a recenzná činnosť v rámci časopisu *Mineralia slovaca* a v rozličných zborníkoch z konferencií a sympózií. Svoje bohaté skúsenosti a vedomosti v poslednom desaťročí uplatňuje v rámci odboru hydrogeológie a hydrochémie IGHP Žilina, a to najmä v koncepčnom a metodickom usmerňovaní vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu, v oblasti metodiky oceňovania zásob podzemnej vody, technického zamerania a zabezpečenia hydrogeologického prieskumu. V tomto smere vedie aj široký kolektív hydrogeológov na závodoch.

Bohatá je aj jeho činnosť v spoločenských organizáciách, hlavne v pobočke SVTS, odbornej skupine hydrogeológie pri Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu, opo-
nentská činnosť, najmä pre KKZ.

Za dlhoročnú úspešnú prácu jubilantovi udelili vyznamenania a ocenenia, napr. Najlepší pracovník geologickej služby, Zaslúžilý pracovník podniku, plaketa k 25. výročiu IGHP, n. p. Hodnotenie jubilanta treba doplniť aj o jeho veľmi dobrý priateľský vzťah a nezištnosť k spolupracovníkom a kolegom iných organizácií, ústavov, škôl a zmysel pre dobré medziľudské vzťahy, ktoré vo svojej práci uplatňuje.

V mene všetkých spolupracovníkov a známych prajeme Ing. Pavlovi Bujalkovi ďalšie pracovné i osobné úspechy a veľa zdravia do ďalšej práce.

Pavel Tkáčik

Na päťdesiatiny RNDr. Jozefa Frankoviča



Dlhoročný pracovník košického závodu IGHP a popredný hydrogeológ RNDr. J. Frankovič sa v apríli tohto roku dožil päťdesiatich rokov.

Narodil sa 30. apríla 1931 v Nálepkeve, okr. Sp. Nová Ves. Maturoval na Gymnázium v Gelnici roku 1952 a vysokoškolské štúdiá absolvoval na Fakulte geologicko-geografických vied Univerzity Komenského v Bratislave roku 1956.

Odbornú prax nastúpil v bývalom Východoslovenskom rudnom prieskume, ale už roku 1957 prešiel do Ústavu stavebnej geológie v Žiline, aby tam v oddelení hydrogeológie mohol realizovať svoje odborné zábery. Pod vedením RNDr. A. Porubského, CSC., riešil prvé prieskumné úlohy, ktorých význam postupne narastal. V rokoch 1958—1959 bádala hydrogeologické pomery Trnavskej pahorkatiny a zúčastnil sa na rozsiahlom prieskume súvisiacom s vodnými dielami na Dunaji.

Roku 1960 sa v rámci nového organizačného členenia Geologického prieskumu stal spoluzakladateľom a zároveň prvým vedúcim oddelenia hydrogeológie pracoviska v Košiciach, kde pracuje aj v novovytvorenom závode IGHP. Jeho mimoriadna pracovná aktivita sa od tohto obdobia sústreďuje na oblasť východného Slovenska.

Z veľkého počtu prieskumných úloh jubilanta si osobitnú pozornosť zasluhujú hydrogeologické pomery Podvihorlatskej nádrže, vytváranie objektov základnej pozorovacej siete podzemných vôd (HMÚ), prieskum podzemnej vody v oblasti Košice-Juh, pri ktorom predložil jeden z prvých výpočtov zásoby podzemnej vody studňovým systémom u nás.

Osobitný okruh problémov v činnosti J. Frankoviča reprezentuje vyhľadávanie podzemnej vody pre Košice (náplavy Hornádu, artézske vody Košickej kotliny, záchyty prameňov v Slovenskom krase). Významné je aj hodnotenie podzemných vôd v náplavoch Ondavy, Torysy, Hornádu a západnej časti Východoslovenskej nížiny. V ostatnom čase sa venuje vyhľadávaciemu hydrogeologickému prieskumu Braniská, Čiernej hory a povodia Hnilca.

Významný je aj podiel J. Frankoviča na mnohých syntetizujúcich prácach našej hydrogeológie. Ide napr. o Mapu zásob podzemných

vôd SSR v mierke 1 : 500 000, Hydrogeologickú mapu 1 : 50 000 — list Michalovce, Mapu hydrogeologickej preskúmanosti SSR, Hydrogeologickú rajonizáciu SSR a i. Tieto práce svedčia o hlbokej znalosti hydrogeologických pomerov východného Slovenska a schopnosti jubilanta aplikovať ich pri mnohostrannom spoločenskom využití.

Bohatú hydrogeologickú prieskumnú prax zužitkoval aj v zahraničnej expedícii v Sudáne roku 1972 pri vyhľadávaní zdrojov vody v nepriaznivých aridných podmienkach.

Za dlhoročnú odbornú a organizačnú prácu, výchovu mladých odborníkov, pomoc pri plnení hospodárskych úloh organizácie odmenili jubilanta vyznamenaním Za pracovnú obetavosť, Za pracovnú vernosť a Zaslúžilý pracovník podniku.

Pripájame sa k širokému okruhu jubilarových priateľov a spolupracovníkov a želáme RNDr. Jozefovi Frankovičovi aj do ďalších rokov veľa tvorivých síl, životného optimizmu a radosti z úspešnej práce.

Pavol Bujalka

Jubileum RNDr. Ivana Šaríka



10. júna 1981 v zdraví a v plnej tvorivej aktivite oslávil svoje päťdesiate narodeniny RNDr. Ivan Šarik, vedúci pracovník Slovenského geologického úradu v Bratislave.

Narodil sa 10. júna 1931 v Mýte pod Ďumbierom. Roku 1951 absolvoval Gymnázium v Brezne a po maturite rok pôsobil ako učiteľ na strednej škole. Roku 1952 začal študovať na Geologicko-geografickej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave inžiniersku geológiu a roku 1956 získal titul promovaneho geológa.

Do zamestnania nastúpil na bratislavskom pracovisku Ústavu stavebnej geológie, o rok neskôr pracoval v Žiline ako inžiniersky geológ a od roku 1959 vo funkcii odborného geológa zameraného na inžiniersku geológiu v Geologickom prieskume v Turčianskych Tepliciach. Od roku 1961 bol vedúcim odboru inžinierskej geológie a hydrogeológie a po vytvorení celoštátneho podniku IGHP v Žiline roku 1965 ho poverili vedením odboru

inžinierskej geológie. Roku 1968 zastával funkciu geologického námestníka.

Od nástupu do praxe vykonával jubilant inžinierskogeologický prieskum súvisiaci so zakladaním rozličných stavieb, najmä vodných diel. Už po dvoch rokoch praxe riešil náročné úlohy pri zakladaní hydrocentrály Lipovec, pri výstavbe vodného diela Krpelany, skúmal horninové prostredie a podmienky výstavby projektovaných vodohospodárskych stavieb pre vyrovnávaciu nádrž Tvrdošín a vodné dielo Párnica na Orave.

Roku 1972 prešiel jubilant na Slovenský geologický úrad a venoval sa otázkam vedeckotechnického rozvoja a aplikovaného výskumu. Svoje odborné vedomosti a organizačné schopnosti v plnej miere využil pri odbornom a metodickom usmerňovaní v organizáciách Geologického prieskumu a IGHP. Roku 1973 prešiel z oddelenia výskumu do novozriadeneho odboru hydrogeológie a inžinierskej geológie Slovenského geologického úradu. Aktívne sa zúčastňoval na spracúvaní programu rozvoja inžinierskej geológie a koncepčné zámery pomohol uviesť do života. Jubilant sa významnou mierou zaslúžil o spracovanie inžinierskogeologických máp v mierke 1 : 25 000 z vybraných oblastí Slovenska.

Od roku 1978 zastával funkciu riaditeľa odboru geologických prác zo štátneho rozpočtu. Napriek veľkému zaneprázdneniu sa ochotne vrátil k inžinierskogeologickej problematike a v tom čase riešil havárie na vodnej nádrži Hriňová a vodnom diele Liptovská Mara—Bešeňová. Zúčastňoval sa na činnosti koordinačných komisií, vedeckých rád a spoločností. Angažoval sa aj v telovýchovnom hnutí, a to v predsedníctve výboru lyžiarskeho zväzu SÚV ČSZTV. Ako vedúci československej reprezentácie lyžiarov sa zúčastňoval na medzinárodných lyžiarskych podujatiach európskeho významu.

Dlhoročná úspešná odborná a organizačná činnosť jubilanta bola ocenená rezortným významenaním Najlepší pracovník geologickej služby, Za pracovnú vernosť, čestným uznaním za činnosť v SVTS a pamätnou plakietou Za rozvoj inžinierskej geológie a hydrogeológie.

Pri päťdesiatych narodeninách blahoželajú RNDr. Ivanovi Šarikovi pracovníci inžinierskej geológie na Slovensku a prajú mu veľa zdravia, tvorivých síl a spokojnosti v pracovnom a osobnom živote.

Mikuláš Ingr

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Milan Háber: Postavenie Fe dolomitovo-kremeňovo-chalkopyritovej mineralizácie v perme severného gemerika (Bratislava 23. 4. 1981)

Všestranný mineralogicko-paragenetický a geochemický výskum hydrotermálnych žilných ložísk v súvrstviach permu severného gemerika potvrdil samostatné postavenie Fe dolomitovo-kremeňovo-chalkopyritovej mineralizácie v rámci metalogenetickej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria.

Zrudnenie sa viaže na štruktúry priestorovo diferencované od oblasti rozšírenia sideritovo-sulfidickej formácie. Majú charakter poklesov, flexúrnych poklesov, v menšej miere aj prešmykov. Štruktúry sa prerušovane vyplňali hydrotermálnou mineralizáciou v dvoch hlavných etapách mineralizácie (sideritovo-sulfidickej a Fe dolomitovo-kremeňovo-chalkopyritovej) s niekoľkými mineralizačnými periódami. Genetické celky navzájom oddeľuje intermineralizačná tektonika.

Hlavnými minerálmi zrudnenia sú: Fe dolomit, kremeň a chalkopyrit. Bežne sa vyskytuje pyrit, tennantit, lokálne sa vo väčšom

množstve vylúčil enargit, bornit, chalkozín, sfalerit, galenit, markazit, spektularit, rutil, pistomezit — mezitín, kalcit, baryt, sadrovec, chlorit, dickit — kaolinit a turmalín, akcesoricky sa zistil arzenopyrit, pyrotín, tetraedrit, wittichenit, covellín, magnetit, zlato, meď, amalgám striebra, pyrofylyt a albit.

Sledované minerály sú ochudobnené o izomorfné prvky, ktoré sú pre ne typické. Zistil sa vyšší obsah izomorfného selénu v chalkopyrite, pyrite aj tennantite.

Termometricky sa zistilo znižovanie teploty vylučovania minerálov v rámci jednotlivých genetických celkov. Zaujímavá je nízka teplota vzniku hlavných sulfidických minerálov — 90—120 °C.

Epigenetické žilné ložiská vznikali z hydrotermálnych roztokov sčasti pochádzajúcich z magmatických procesov v období alpinskeho orogénu (primárne aureoly rozptylu Hg), sčasti sa v procese uplatnili aj paleohydrotermy permských a pravdepodobne aj starších súvrství, pričom sa vybudili metamorfnými a orogénnymi (tektonicko-magmatickými) procesmi, o čom svedčí aj izotopický výskum hlavných žilných sulfidov ložiska Novoveská Huta.

Zdroj látok pre vznik ložísk doteraz nemožno spoľahlivo určiť. Za čiastkové látkové zdroje zrudnenia pokladáme aj polohy kar-

bonátov, silicitov, evaporitov, albititov, hematitových bridlíc a zlepcov, ako aj stratiformné polohy U—Mo—Cu zrudnenia v sedimentárnych a sedimentárno-vulkanických súvrstviah permu.

Spodnú hranicu veku zrudnenia nateraz vymedzujeme vznikom remobilizovaného stratiformného U—Mo—Cu zrudnenia v Novoveskej Hute (pozri v referáte I. Rojkoviča — L. Novotného).

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií, ročník 13, číslo 6, december 1981.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 80 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 893 31 Bratislava, tel. 3314 41 až 45.

Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, Jesenského 6, 040 51 Košice, tel. 20953. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grečula, CSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Imprimované dňa 19. 11. 1981. Cena jedného čísla Kčs 15.—, ročné predplatné Kčs 90.—, Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 12, 896 26 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia.

Závislosť termoelektrického napätia tetraedritu ložiska Rudňany od chemického zloženia	<i>Ondrej Ďurža</i> 569	Dependence between the thermoelectric tension of tetraedrite and its chemical composition in the Rudňany ore deposit, Eastern Slovakia	
KRONIKA		CHRONICLE	
Ing. Pavol Bujalka päťdesiatročný	<i>Pavel Tkáčik</i> 573	Fifty years of Ing. Pavol Bujalka	
Na päťdesiatiny RNDr. Jozefa Frankoviča	<i>Pavol Bujalka</i> 574	To the fifty years of RNDr. Jozef Frankovič	
Jubileum RNDr. Ivana Šaríka	<i>Mikuláš Ingr</i> 574	Jubilee of RNDr. Ivan Šarik	
ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI		SOCIETY'S LIFE	
Problémy interpretácie výsledkov získaných kálio-argónovou metódou v oblasti Západných Karpát	<i>Bohuslav Cambel — Jozef Veselský</i> 487	Problems of interpretation of results obtained by the K/Ar method in the area of the Western Carpathians	
Poznatky z 26. medzinárodného geologického kongresu v Paríži	<i>Ladislav Rozložník</i> 488	Experience from the 26th International Geological Congress in Paris	
Geologické poznatky zo študijnej cesty v Mexiku	<i>Ladislav Rozložník</i> 489	Geological experience from a study tour in Mexico	
Geologická stavba ložiska Novoveská Huta	<i>Ladislav Novotný — František Mihál</i> 526	Geological structure of the Novoveská Huta deposit	
Petrografia a premeny vulkanických hornín v ložiskovom poli Novoveskej Huty	<i>Ján Gregorovič</i> 554	Petrography and alterations of volcanics in the Novoveská Huta ore field	
Vznik rudonosných granitoidů	<i>Miroslav Štemprok</i> 554	The origin of ore-bearing granitoids	
Veľké cicavce neogénu a bazálneho kvarteru oblasti Západných Karpát	<i>Peter Holec</i> 563	Great Mammalia of the Neogene and basal Quarternary in the West Carpathian area	
Spôsoby prenikania granitoidných hornín do vrchnej časti zemskej kôry	<i>Ján Babčan</i> 564	Means of granitoid rock intrusion into the upper part of the crust	
Geochemia na 26. medzinárodnom kongrese v Paríži	<i>Ján Babčan</i> 564	Geochemistry on the 26th International Geological Congress in Paris	
Uránové zrudnenie v perme severného gemerika	<i>Igor Rojkovič</i> 568	Uranium mineralization in the Permian of the Northern Gemeric	
Postavenie Fe dolomitovo-kremeňovo-chalkopyritovej mineralizácie v perme severného gemerika	<i>Milan Háber</i> 575	The position of the Fe-dolomite-quartz-chalkopyrite mineralization in the Permian of the Northern Gemeric	
RECENZIE		REVIEW	
I. F. Zubkov: Problém geologickej formy pohybu hmoty	<i>Ján Babčan</i> 525	I. F. Zubkov: Problem of the geological form of the motion of matter	
Ivan Herčko et al.: Z dejín geologických vied na Slovensku	<i>Pavel Malík</i> 559	Ivan Herčko et al.: From the history of geological sciences in Slovakia	
Z. Roth: Západní Karpaty — terciérní struktura střední Evropy	<i>Michal Mahel</i> 571	R. Roth: The Western Carpathians: a Cenozoic structure in Central Europe	

YDAVATEL:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ – BRATISLAVA

SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD – BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES

49 374

