

Prejavy muránsko-divínskej poruchovej zóny vo veporickom kryštaliniku v štolni PVE Ipeľ

RUDOLF ONDRÁŠIK*, DUŠAN HOVORKA**, ANTON MATEJČEK***

* Katedra inžinierskej geológie PFUK, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava

** Geologický ústav Univerzity Komenského, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava

*** IGHP, n. p., Rajecká cesta, 010 51 Žilina

Doručené 25. 3. 1986

Воздействия муранско-дивинской зоны нарушений в породах вепорического кристаллика штолни ГЭС Ипель (Средняя Словакия)

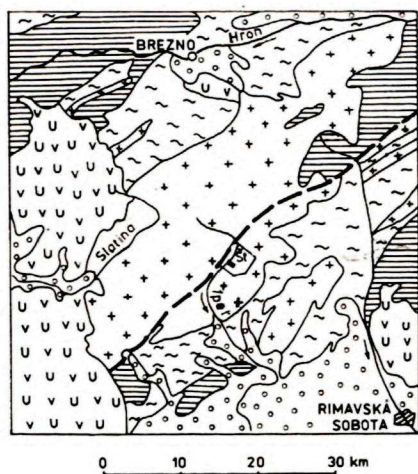
В предложенной работе приведены результаты изучения пород и дизъюнктивных нарушений вепорического кристаллика в штольне длиной более одного километра. Штольня пройдена для перекачивания вод для ГЭС Ипель в Средней Словакии. В разведочной штольне были вычленены две основные зоны. Зона бластомилонитов от устья до 180 м. штолни, которая принадлежит т. н. региональной муранско-дивинской линии разломов. Вторая зона, зона мигматитов анатектического происхождения, вычленена в промежутке от 180 м. до забоя штолни.

Manifestations of the Murán — Divín fault zone in the Ipeľ water plant adit, the Veporide crystalline (West Carpathians)

There are results of rock and disjunction tectonic investigation of the Veporide crystalline obtained from the adit for the Ipeľ pumped storage plant in Middle Slovakia in the submitted article. Two principal zones were separated in this adit. There is a zone of blastomylonites stretching from the adit collar to the distance of 180 m, which belongs to the so called Murán — Divín regional fault line. There is a zone of anatectic migmatites stretching from the distance of 180 m to the mine face.

V súlade s koncepciou výstavby hydroenergetických zariadení v SSR vykonal Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Žilina v rokoch 1979 — 1985 predbežný inžinierskogeologický prieskum vytýpovanej lokality prečerpávacej vodnej elektrárne Ipeľ (Matejček et al., 1985).

V rámci prieskumu sa vyrazila i 1070 m dlhá prieskumná štôľňa so smernými rozrážkami s celkovou dĺžkou 431 m na severovýchodnom okraji obce Ipeľský Potok, 8 km severne od Málince (obr. 1). V úvodnej časti prechádza okrajom muránsko-divínskej poruchovej zóny. Prieskumná



Obr. 1. Schéma geologickej stavby širšieho okolia prieskumnej štôľne PVE Ipeľ podľa geologickej mapy ČSSR 1 : 500 000 (Fusán et al., 1967). 1 — predkarbónske kryštalické bridlice, 2 — paleozoické granitoidy, 3 — sedimentárne komplexy mezozoika, 4 — andezitové neovulkanity, 5 — neogénne sedimentárne komplexy, 6 — muránsko-divínska zlomová línia, 7 — oblasť prieskumu s vyznačením prieskumnej štôľne

Fig. 1. Schematic geological structure of the adit for the Ipeľ pumped storage plant surroundings, according to the geological map of the ČSSR 1 : 500,000 (Fusán et al., 1967). 1 — pre-Carboniferous schists, 2 — Paleozoic granitoides, 3 — Mesozoic sedimentary complexes, 4 — andesite neovolcanites, 5 — Neogene sedimentary complexes, 6 — the Muráň — Divín fault zone, 7 — investigated area with marked adit

štôľňa spolu s prieskumnými vrtmi a šachticami poskytli množstvo cenného dokumentačného materiálu o horninách, prejavoch tektoniky, výplni disjunktívnych zón a pod.

Prehľad geologickej stavby územia

Horný tok Ipľa pretína horninové sekcie kráľovohorského a kohútkeho pásma veporika. Na severozápad od muránsko-divínskej poruchovej zóny vystupujú rôzne typy granitoidov pásma Kráľovej ho-

le. V pásme kohútkeho kryštalinika priľahlom k uvedenej zóne na juhovýchode sú prítomné najmä migmatity. Dobové zistenia o horninovej náplni kohútkeho pásma veporika a predstavy o jej vzťahu k ostatným čiastkovým jednotkám veporika naposledy sformuloval Kamenický (in Maheľ et al., 1967). Po zostavení generálnych geologických máp mierky 1 : 200 000 (v tomto prípade ide o list Zvolen; Kuthan et al., 1963) sa v kohútkeho pásme veporika nanovo spracovali len menšie územia (Klinec, 1976) či čiastkové problémy (Kamenický, 1982; Planderová — Miko, 1977; Bezák — Planderová, 1981; Vrána, 1966; Krist, 1979; Šengelia et al., 1978; Planderová, 1984; Vozárová — Vozár, 1982; Vozárová — Krištín, 1985 a iní). Z porovnávania názorov autorov vyplýva, že v minulosti sformulované zovšeobecňujúce názory o petrologii kohútkeho, resp. celého veporického kryštalinika stále platia, nejednotnosť v názoroch na stratigrafiu predvrchnokarbonských metamorfovaných komplexov pretrváva, neskoro až postkinematické masívny granitoidy sa považujú prevažne za variské atď. Všetky uvedené, zatiaľ nejednoznačne riešené čiastkové problémy sú však stále aktuálne pre celé západo-karpatské kryštalinikum.

V jedinom dobovom vyjadrení geologickej stavby územia v generálnej geologickej mape 1 : 200 000 (list Zvolen; Hovorka in Kuthan et al., 1963) sú znázornené biotitické granodiority až kremenité diority s prechodmi do syntektonických porfyrovitých granitov (juhovýchodne od muránsko-divínskej zóny) a biotitický granodiorit až kremenitý diorit (sihlanský typ) na severovýchod od daného tektonického deliaceho elementu.

Problematicky geologickej stavby územia plánovanej výstavby PVE Ipeľ, resp. jeho horninovej náplne sa z ostatných rokov priamo dotýka práca Krista (1979) a správa Lukáčika a Mika (1979) vypracovaná pre potreby následne realizovaného predbežného inžinierskegeologického prieskumu. Krist (i. c.) študoval najmä chemické zloženie (obsah kyslíčnikov hlavných prvkov) základných typov granitoidov va-

riskej provincie veporika. Okrem už skôr charakterizovaných typov („suhliansky granodiorit“, „veporský typ granitu“) definoval „granit až granodiorit typu Ipľ“, pre ktorý sú podľa neho charakteristické porfyrické výrastlice ružových draselných živcov veľkosti okolo 1 cm, miestami až 3 cm. Matrix granitov je strednozrnný, tvorí ho kremeň, živce a biotit. V granite sú prítomné uzavreniny biotitických pararúl. V procesoch alpínskej deformácie došlo k jeho slabej až stredne intenzívnej katakláze, pričom pri tektonickom prepracovaní vznikli okaté mylonity.

Širšie územie výstavby PVE zmapovali v mierke 1 : 25 000 a v mierke 1 : 10 000 Lukáčik — Miko (1979). Konštatovali, že územie tvoria rôzne typy granodioritov (usmerný hybridný granodiorit až kremenitý diorit na juhovýchod od údolia Ipľa) a biotitický granodiorit až kremenitý diorit na severozápad od Ipľa. V mapách vyznačili systém disjunkčných porúch smeru SZ — JV, vyvinutých najmä vo východnom svahu doliny Ipľa. I napriek tomu, že autori uvedených máp migmatity v danej oblasti neuviedli, predsa granitoidy na juhovýchod od daného poruchového pásma chápali ako „synkinematické granity, ktoré vznikli migmatizáciou a granitizáciou superkrustálnych sérií“. Podhodnotenie povrchového plošného rozšírenia migmatitov podmieňuje prevaha nebulitických migmatitov až migmatitických granitov, ktorých rozpad v nedokonale odkrytom teréne umožňuje predpokladať prítomnosť granitov.

Determinujúcim tektonickým fenoménom, ktorý podmieňuje povahu geologickej stavby diskutovaného územia, je muránsko-divínska poruchová zóna. Jej prvoradý význam zdôraznil Zoubek (1957), ktorý ju pomenoval ako „muránsku líniu“ a charakterizoval ju ako deliaci lineament medzi pásmom Kohúta a pásmom Kráľovej hole veporika. Neskôr ju Máška — Zoubek (in Buday et al., 1961) označili za „muránsko-divínsku poruchu“, pričom jej (spolu s ostatnými tektonickými poruchami vo veporiku a tatriku) pri-

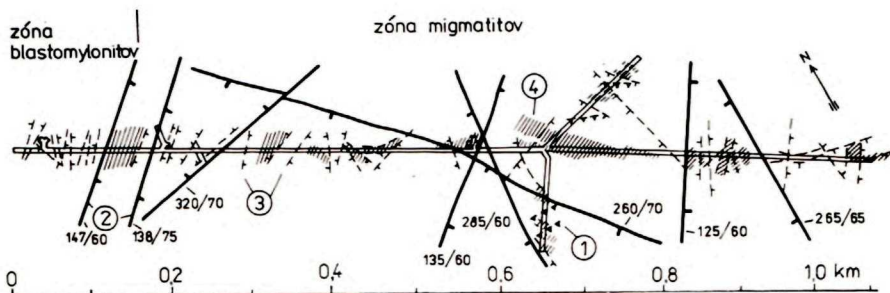
sudzovali staré založenie a zložitý vývoj. Podľa nich má táto porucha povahu prešmykovej plochy (resp. zóny) strmého až stredného úklonu. Celý dĺžkový priebeh danej zóny bol po prvý raz vyznačený až v mape 1 : 200 000 (list Zvolen; Hovorka in Kuthan et al., 1963). Význam muránsko-divínskej poruchovej zóny zdôrazňuje aj názor [Máška — Zoubek in Buday et al., 1961; Kamenický in Mahel et al., 1967], že táto poruchová zóna vytvára aj severné (resp. severozápadné) ohraničenie mladoproterozoickej kokavskej skupiny (v dobovom označení „série“) od stredoproterozoickej jarabskej skupiny či série vystupujúcej v externejších zónach veporika a v tatriku.

Horninová problematika štôľne

Prieskumná štôľňa razená do východného svahu hornej časti doliny Ipľa (obr. 1) je celá situovaná v horninách predkarbonskeho kryštalinika veporika. Smerom od ústia k čelbe prerazila dve základné skupiny metamorfítov (obr. 2): zónu blastomylonitov (ktorá indikuje muránsko-divínsku zónu) a zónu migmatitov.

V rámci týchto zón však možno súčasne pozorovať pestrú škálu rôznych horninových typov, ktorých vzájomné priestorové rozmiestnenie je veľmi variabilné. V uvedených základných sekvenciách sú prítomné tiež aj podradnejšie polohy hornín druhej základnej skupiny (t. j. migmatitov v zóne blastomylonitov a opačne).

Zóna blastomylonitov (zóna muránsko-divínskej zlomovej poruchy s. l.). Má niekoľkostometrovú šírku. Ako základný horninový typ v nej prevládajú blastomylonity porušené mladšími niekoľkometrovými drvenými zónami, tektonické brekcie a tektonické fly. Vyskytujú sa polohy len nevýrazne premenených hornín (prevažne migmatitov). V štôľni



Obr. 2. Situácia prieskumnej štólne pre PVE Ipeľ s rozrážkami. 1 — mylonitické bridlice s kremennými žilami mocnosti niekoľkých dm, 2 — výrazné zlomové poruchy niekoľkometrovej mocnosti, sledovateľné i na povrchu, 3 — tektonické brekcie a íly mocnosti niekoľkých dm až m, 4 — polohy pararúl

Fig. 2. Situation of the adit for the Ipeľ pumped storage plant and its cross cuts. 1 — mylonite schists with quartz veins thick several decimeters, 2 — striking fault zones with a thickness of several metres, which can be followed at the surface, 3 — cracked zones to gouges with a thickness from several decimeters to several meters, 4 — beds of paragneisses

vyčleňujeme muránsko-divínsku zónu od ústia do vzdialenosti 180 m. Procesy blastomylonitizácie sa dali pozorovať aj v ďalšom profile štólne, pričom ich intenzita smerom k čelbe pozvoľne vyznieva (makroskopické i mikroskopické prejavy).

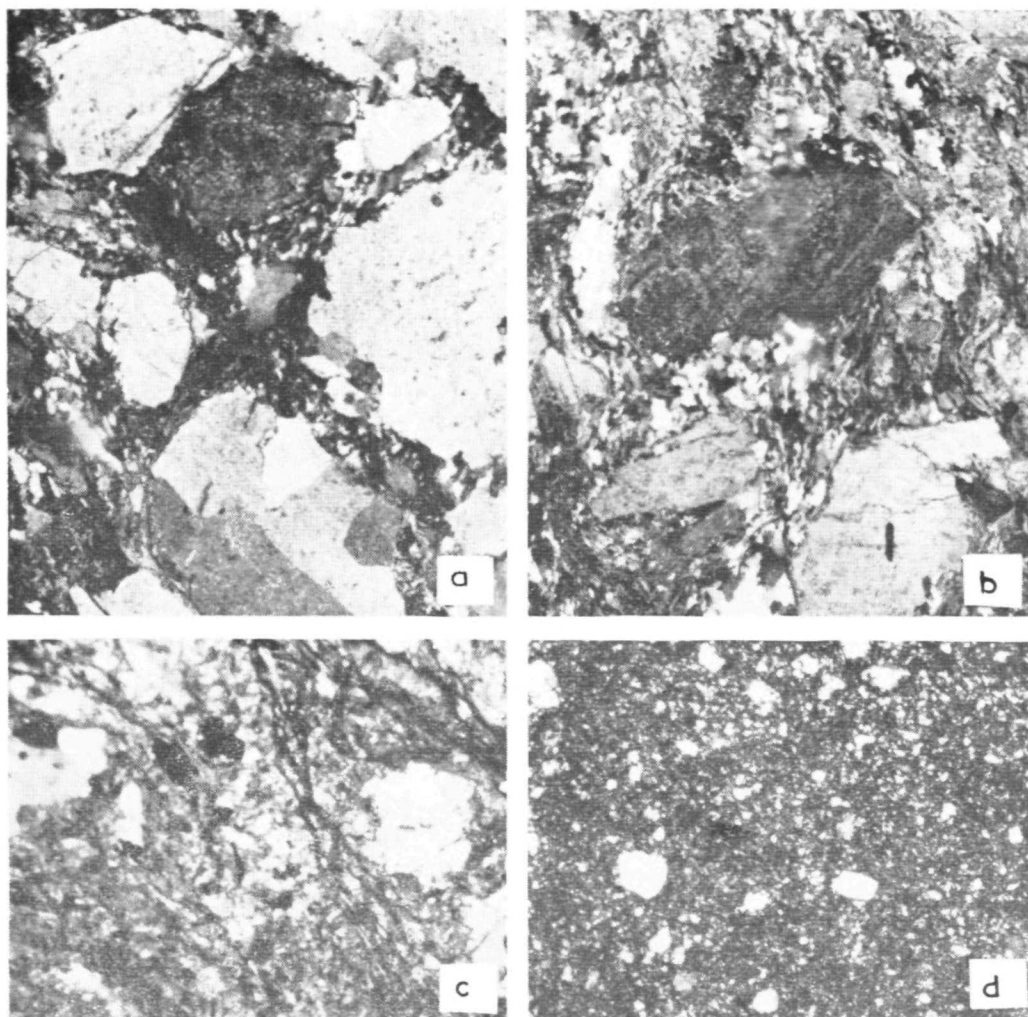
Základným typom blastomylonitov sú blastomylonity „hlbinnej fácie“*. Ide o makroskopicky masívne, len zriedkavo i nevýrazne prednostne usmernené, jemno až strednozrnné horninové typy. Majú prevažne výrazne porfyroblastickú štruktúru podmienenú prítomnosťou porfyroblastov (prevažne idioblastického tabuľkovitého obmedzenia) ružových draselných živcov. Ružové K živce majú miestami tendenciu tvoriť porfyroblasty do 3 cm, v profile štólne sa

ojedinele zistili až 5 cm tabuľky K živca. Charakteristická je celkove nehomogénna distribúcia živcových porfyroblastov (obr. 3b, c, d). Porfyroblasty obsahujú miestami poikiloblastické uzatvoreneniny minerálov matrixu. Charakteristická je postkinematická blastéza ružových K živcov v matrixe blastomylonitov; len veľmi sporadicky sa pozorovali tektonicky postihnuté K živcové porfyroblasty. Jednotlivé štádiá vytvárania blastomylonitov dokumentujú obr. 3a, b, c, d.

Tieto horniny boli pravdepodobne typom, ktorý Krist (1979) pomenoval „porfyrický granit až granodiorit s ružovými porfyrickými živcami (typ „Ipeľ“). Svojimi makroskopickými i mikroskopickými charakteristikami v podstate zodpovedajú „deformačno-rekryštalizačnému“ typu metagranitov veporika (D-R typ 3 — 4), ktorý vyčlenil Vrána (1966).

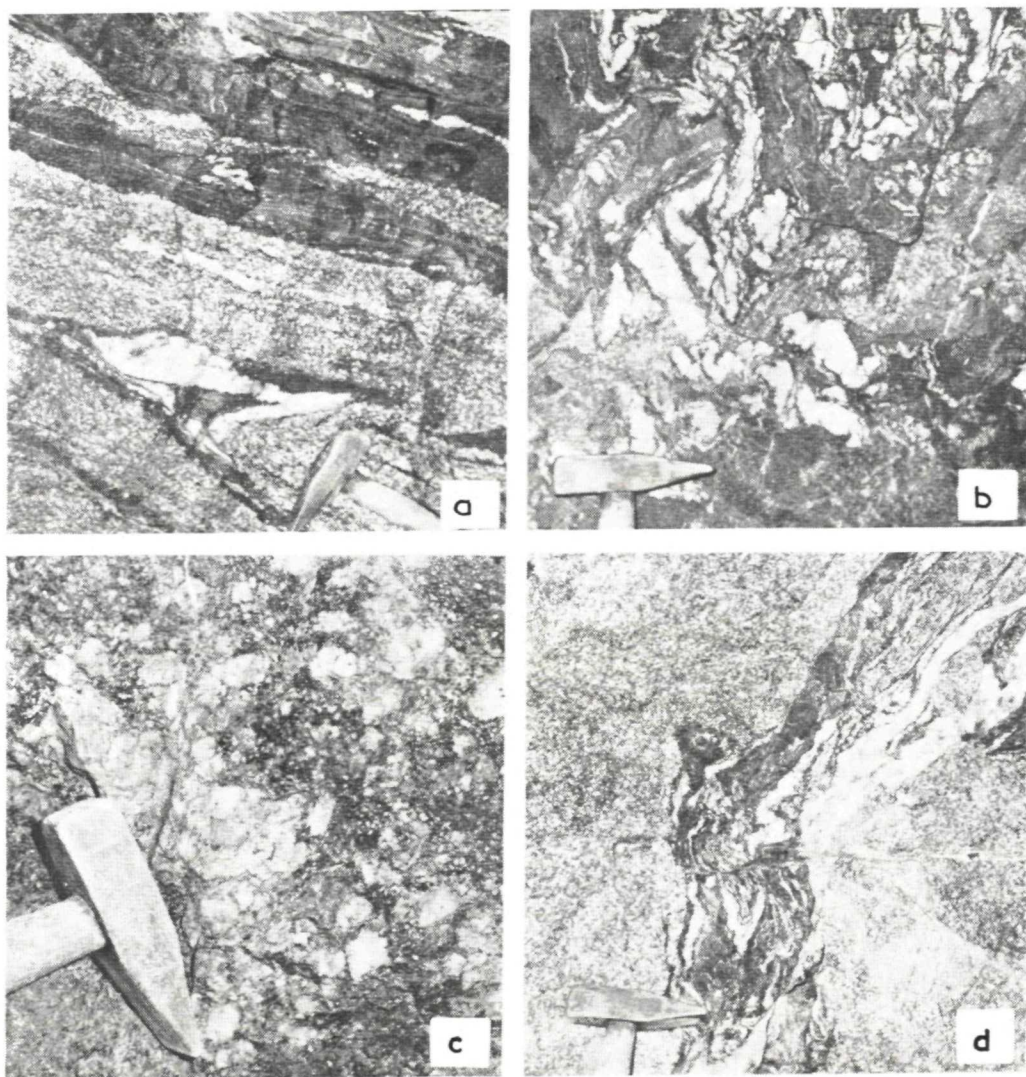
Protolitom blastomylonitov uvedeného typu boli pravdepodobne migmatity rôznych textúrnych typov, do ktorých blastomylonity mnohonásobne pozvoľne prechádzajú. Pritom pre migmatity sú vždy charakteristické biele živce.

* Blastomylonitmi „hlbinnej fácie“ označujeme v súlade so súčasnými škandinávskymi autorami také typy blastomylonitov, v ktorých má hornina i napriek výraznej blastickej rekryštalizácii len nevýrazne usmernený, prevažne až masívny charakter. Blastická kryštalizácia sa uskutočňovala bez podstatného uplatnenia jednosmerných pohybov v hlbších častiach blokov kryštalických (eruptívnych a metamorfovaných) hornín.



Obr. 3. a — Počiatočné štádium kakiritizácie migmatitu. Prejavuje sa drvením na styku zŕn kremeňov a živcov. Zväčš. 11x, $\times$ pol; b — Intenzívnejšie štádium kakiritizácie s uplatnením procesov blastomylonitizačnej rekryštalizácie. Rozpad zŕn kremeňa a živcov na drobnozrnný agregát. Zväčš. 11x, $\times$ pol; c — Zaobľovanie zŕn kremeňa a živcov pri kakiritizácii. Súčasne dochádza k blastomylonitickej rekryštalizácii matrixu horniny. Zväčš. 30x, $\times$ pol; d — Masívna tektonická brekcia — pseudotachylit s drobnými reliktnými zrnami kremeňa. Zväčš. 48x, $\times$ pol.

Fig. 3. a — Initial stage of migmatite kakiritization, it is manifested by grinding of quartz and feldspar grains at their contacts, magn. x11, crossed nicols; b — more intensive stage of kakiritization with processes of blastomylonite recrystallization, desintegration of quartz and feldspar grains into fine grained aggregate, magn. x11, crossed nicols; c — rounding of quartz and feldspar grains respectively during kakiritization, blastomylonitic recrystallization of rock matrix occurs as well, magn. x30, crossed nicols; d — cracked zone — pseudotachylite with small relicts of quartz grains. Magn. x48, crossed nicols



Obr. 4. a — Zvrásnený páskovano-lavcovitý typ migmatitu s lokálnymi konformnými šošovkami kremeňa, resp. kremeňa $\pm$ živca (v zámkoch vrás); b — Nehomogénny prevažne pygmatitický migmatit; c — Zóna s intenzívnou blastézou živcov ($\pm$ kremeň) v nehomogénnom migmatitickom granite; d — Poloha intenzívne zvrásnených migmatizovaných pararúl až arteritických migmatitov v migmatitických granitoch

Fig. 4. a — Folded banded-banking type of migmatite with local conformable lenticles of quartz $\pm$ feldspar (in hinges of folds); b — inhomogenous, mainly pygmatitic migmatites; c — the zone with intensive blasting of feldspars ($\pm$ quartz) in inhomogeneous migmatitic granite; d — the bed of intensively folded migmatized paragneisses to arteritic migmatites in migmatitic granite

Uvedené horninové typy sme zaradili do skupiny blastomylonitov „hlbinnej fácie“ s. l. podľa týchto kritérií:

- výrazne nehomogénna distribúcia ružových porfýroblastov K živcov, pričom sa nezistilo, žeby boli prenikali do blastomylonitizáciou postihnutých hornín okolia,

- vystupovanie hornín tohto, resp. veľmi blízkeho typu prakticky v celej dĺžke muránsko-divínskeho poruchového pásma,

- postupne výrazne klesajúca intenzita deformačno-rekryštalizačných účinkov (klesajúci obsah ružových K živcov so vzdáľovaním sa od diskutovanej poruchovej zóny),

- v profile štôlne pozorovateľné mnohonásobné prechody blastomylonitov s ružovými K živcami do migmatitov s bielymi živcami,

- v celom profile štôlne sa nezistili pegmatity, resp. aplity s ružovými K živcami, ktoré by v prípade existencie taveniny granitového zloženia boli museli vzniknúť v okrajovej časti granitového masívu, resp. v horninách jeho plášťa,

- výrazne posttektonický (naložený) vznik porfýroblastov ružových K živcov,

- negranitická (metamorfná) štruktúra matricu blastomylonitov.

V pásme blastomylonitov sú vo veľkom rozsahu prítomné aj neostro až ostro ohraňované zóny prevažne strmého až vertikálneho založenia, na ktorých vystupujú najmä tektonické brekcie a fly (žulová drvina) s rôznym podielom chloritu, illitu, montmorillonitu a i. (Bližšie sú opísané v časti o disjunktívnej tektonike).

Zóna migmatitov. V rámci profilu migmatitov (najmä v úseku od 600 m po čelbu štôlne) sa dajú vyčleniť konkrétne horninové typy, ktorých zastúpenie v rôznych dĺžkových úsekoch štôlne je výrazne premenlivé. V zóne migmatitov sú tieto základné horninové typy:

a) *Biotitické až dvojsľudné plagioklasové pararuly.* Sú jemnozrnné, prevažne výrazne bridličnaté horniny s tenkodoštičkovitou planparalelnou odlučnosťou. Na niekoľkých miestach sa zistili typy s porfýroblastmi granátov (granaticko-biotitické plagioklasové pararuly). Granáty sú však tektonicky vyvalcované a chloritizované. Pararuly v migmatitovom komplexe tvoria: samostatné telesá s mocnosťou niekoľkých metrov (ojedinele až pr-

vých desiatok metrov), ktoré vystupujú v rôznych typoch migmatitov, a polohy centimetrových až decimetrových rozmerov, ktoré predstavujú restity nepostihnuté migmatitizáciou.

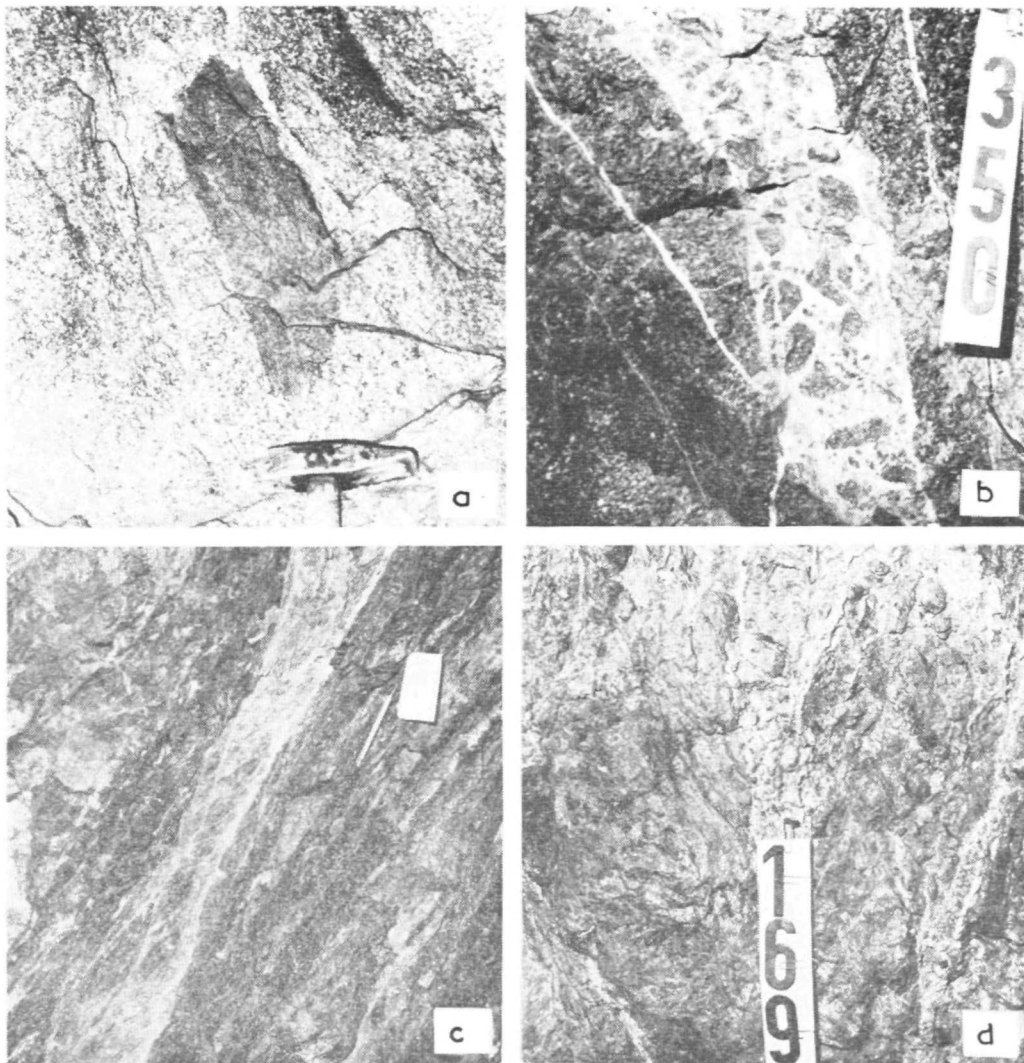
Ako samostatný faciálny typ, a to najčastejšie len centimetrových rozmerov, možno v rámci biotitických plagioklasových pararúl vyčleniť melanokratické (bohaté na biotit) až anchimonominerálne šlíry v nebulitických migmatitoch až migmatitických granitoch. Tieto biotitické šlíry sa vyznačujú výraznou planparalelnou stavbou (na rozdiel od často skoro masívnej stavby „hostiteľskej“ horniny). Predstavujú restity pôvodných paralúl, z ktorých sa odtavil kremeňovo-živcový anatektický mobilizát.

b) *Rôzne typy migmatitov.* Pre celú migmatitovú zónu štôlne PVE ipeľ je charakteristické mnohonásobné striedanie rôznych typov migmatitov. Najčastejšie sú páskované, oftalmické, nebulitické, kombinované oftalmicko-páskované, lokálne aj agmatitické, pygmatitické a iné typy. Uvedené základné typy migmatitov sa striedajú v decimetrových až niekoľko-metrových polohách. Substrátom migmatitov podľa zachovaných šlírov boli strednozrnné biotitické až dvojsľudné plagioklasové pararuly, len lokálne aj granatické pararuly. Základné textúrne typy migmatitov sú dokumentované na obr. 4a, b, c, d, 5a.

Pre migmatity študovaného profilu sú charakteristické tieto znaky: v páskovaných typoch migmatitov pozorovať tak prevahu substrátu (melanosómu), ako aj prevahu meta-tekta (leukosómu); v páskovaných typoch ojedinile aj na obvode okatých segregátov (oftalmos) pozorovať tmavý lem s mocnosťou 2 — 4 mm; svetlé polohy (leukosóm) páskovaných typov majú smernú dĺžku spravidla niekoľko desiatok centimetrov, len ojedinile 1 m; chránenie svetlých páskov oproti tmavým polohám je ostré, bez pozorovateľných pozvoľných prechodov; veľmi častým textúrnym typom migmatitov je typ s plochými šošovkami leukosómu; minerálne fázy leukosómu, a to pásko-

vaného, resp. izometrického vystupovania majú vždy všesmernú orientáciu; leukosóm sa skladá z kremeňa, plagioklasu, v menšej miere aj z draselného živca (bielej farby); celkove smerom k zóne blastomylonitov (porfyrickým gra-

nitom, resp. granodioritom; Krist, 1979j nepozorovať narastanie objemu leukosómu v migmatitoch; leukosóm zložením zodpovedá zloženiu diskordantných žíl (0,3 — 1 m) aplitických granitov s nízkym obsahom muskovitu.



Obr 5. a — „Septá“ biotitických pararál dm rozmerov v nehomogénnom migmatitickom granite; b — Tektonická brekcia v žilnom kremeni 350 m od ústia štölne; c — Tektonický íl (svetlá zóna v strede obrázku) v mylonitických bridliciach; d — Tektonická brekcia v zóne blastomylonitov 169 m od ústia štölne

Fig. 5. a — „Septa“ of biotite paragneisses of decimeter size in inhomogeneous migmatitic granite; b — tectonic breccia in vein quartz, 350 m from the adit collar; c — gouges [a light zone in the middle of the picture] in mylonitic schists; d — tectonic breccia in the zone of blastomylonites, 169 m from the adit collar

c) *Nebulitické (migmatitické) granity*. V komplexe migmatitov prevládajú niekoľkokometrové konformné, ojedinele aj diskordantné telesá (polohy) nebulitických migmatitov až migmatitických granitov s vysokým podielom biotitických šlírov, resp. šlírov substrátu výrazne melanokratického typu. Ich obmedzenie oproti obklopujúcej hostiteľskej hornine je pozvoľné. V samotných migmatitických granitoch (strednozrnné, biotitické) je nápadné striedanie — „tieňovanie“ — svetlejších a tmavších polôh nepravidelného tvaru a veľkosti. Na základe textúr tohto horninového typu je jednoznačné, že nebulitické (migmatitické) granity predstavujú horniny vzniknuté z nedokonale homogenizovanej taveniny anatektického pôvodu. Ak sa horninové variety študujú mimo miesta ich vystupovania, môžu byť ľahko zamenené za magmatické, t. j. „pravé“ granity (granodiority). Vznik týchto variet je dôsledkom anatektických procesov v danom horninovom komplexe, pričom vzniklá tavenina (kryštálová kaša + tavenina) mohla lokálne intrudovať do vyšších úrovní komplexu metamorfítov. Takéto priestorové vzťahy, t. j. tuhnutie „in situ“ i tuhnutie v intruzívnej pozícii, sú dokumentované jednak pozvoľnými prechodmi nebulitických migmatitov až migmatitických granitov do všetkých typov migmatitov na jednej, a jednak ostrými „intruzívnymi“ kontaktmi s migmatitmi na druhej strane. V profile štôlne len veľmi zriedkavo pozorovať mechanické prenikanie granitických žíl do prostredia páskovaných, resp. okatých migmatitov. Je to dôsledok celkom malej „pohyblivosti“ kryštálovej kaše v plasticom (prehriatom) prostredí migmatitov. V priľahlých migmatitoch pri ich styku s uvedenými typmi granitov chýbajú výraznejšie zóny rekryštalizácie, čo dokumentuje, že tepelný gradient medzi taveninami (kryštálovou kašou) a okolitým

horninovým prostredím migmatitov nebol výrazný. V opačnom prípade by bolo dochádzalo k zbernej rekryštalizácii lupčovitých biotitov v melanosóme migmatitov, resp. k rekryštalizácii i ďalších minerálnych fáz migmatitov.

d) *Svetlé aplitické granity*. Tvoria pravé žily homogénneho zloženia a homogénneho textúrneho vývoja. Majú mocnosť 30 — 100 cm. Sú zložené z kremeňa, plagioklasu, v menšej miere aj z K živca a muskovitu. Spravidla vyplňujú sperené disjunktívne plochy z disjunktívnych porúch vysokého rádu. Na žilách spravidla nepozorovať uplatnenie tlakových fenoménov. Sú výrazné v úseku 180 — 400 m.

Prejavy alpínskej disjunktívnej tektoniky

Zlomové poruchy v štôlni možno podľa ich morfológie, stupňa porušenia hornín a výplne rozdeliť na 3 základné typy: a) mylonitické bridlice, b) tektonické brekcie a íly, c) puklinové zóny.

a) *Mylonitické bridlice*. Jedná sa o niekoľko decimetrov až metrov mocné zóny mylonitizáciou zbridičnatých hornín. Mylonitizačné zbridičnenie postihuje najmä polohy rúl. Okrem čiastočnej rekryštalizácie sú vyhojené i šošovkami a žilami kremeňa s mocnosťou od niekoľkých desiatin milimetra až po niekoľko decimetrov. Kremenná výplň žíl je oproti okolitej hornine ostro ohraničená. Tenšie žily spravidla tvoria žilníky, mocnejšie vystupujú najčastejšie samostatne. Miestami sa vzájomne pretínajú, niekedy dochádza i k čiastkovým prešmykom. V niektorých kremenných žilách (v úsekoch 270 — 290 m a 340 — 370 m od ústia štôlne) sú uzatvorené ostrohranné úlomky a drvína z okolitej horniny. Takéto žily nadobúdajú charakter brekcií (obr. 5b). Mylonitické bridlice a na ne viazané kremenné žily sú prevažne strmo uklonené a

najčastejšie sledujú smer SV — JZ, menej SZ — JV a S — J (obr. 6a).

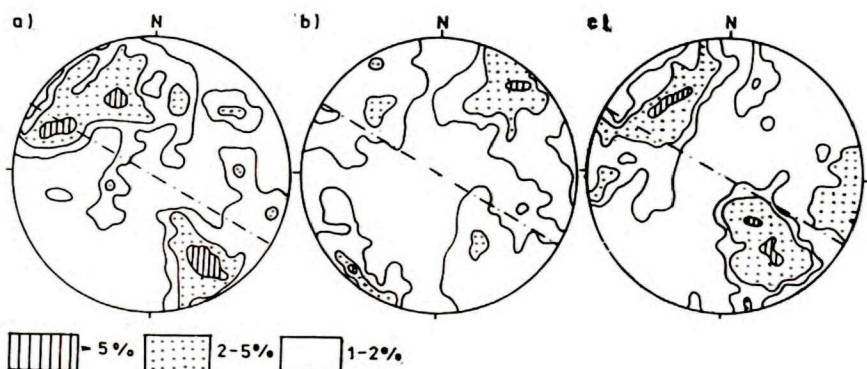
b) *Tektonické brekcie a íly.* V štolni sa vyskytujú najmä v rámci muránsko-divínskej línie, t. j. od ústia do 180 m. Tvoria niekoľkometrové až desiatky metrov mocné zóny. Prevládajú brekcie. Tektonické íly vytvárajú väčšinou úzke (centimetrové až niekoľkocentimetrové) zóny v brekciách a mylonitických bridliciach (obr. 5c). Prípravným štádiom k tektonickým ílom sú tektonické brekcie (obr. 5d), ktoré často tvoria i reliktu v tektonických íloch. Pribeh tektonických brekcií a tektonických ílov je prevažne vlnitý, s častým vetvením a vykľiňovaním. Prechod do okolitej horniny býva náhly. Tektonické íly sa často vyskytujú i samostatne v rámci blastomylonitov a žíl aplitického granitu. Okrem kataklazovaného kremeňa a živcov sa v nich vyskytujú i mocnejšie ílovitopiesčité až ílovité polohy. Takéto polohy sú najvýraznejšie 57 — 60 m, 90 m, 107 — 110 m a 118 — 180 m od ústia štolne, kde dosahujú mocnosť niekoľkých decimetrov až 2 metre. Ich po-

kračovanie bolo zachytené i v rozrážkach, čo svedčí o ich značnej smernej dĺžke. Podobné ílovité zóny sa zistili i v povrchovom odkryve na západnom svahu doliny Ipľa a v území východne od pramennej oblasti Kokavy.

Zlomové poruchy tejto skupiny sledujú najmä smer SZ — JV, menej SV — JZ a VSV — ZJZ. Sú prevažne strmo uklonené na obidve strany (obr. 6b). Všetky poruchy s ílovitými polohami sledujú smer SV — JZ.

c) *Pukliny a puklinové zóny.* Najčastejšie sprevádzajú vyššie uvedené typy disjunktívnych porúch, najmä v ich okrajových častiach. Spravidla majú vlnitý, resp. zazubený priebeh sledujúci zlomové poruchy. Zriedkavejšie sa vyskytujú pukliny s rovným povrchom, široké prevažne stotiny až desatiny milimetra. Vyskytujú sa však i niekoľkocentimetrové pukliny. Najširšie pukliny sú vo vzdialenosti 392 m, 596 m a 863 m od ústia štolne. Majú smer S — J a SZ — JV so strmým sklonom a sú silne zvodnené.

V tektonicky menej porušených častiach



Obr. 6. Tektonogramy disjunktívnych štruktúr v štolni PVE Ipľ. a — mylonitické bridlice (167 meraní); b — tektonická brekcia až íl (457 meraní); c — výrazné pukliny (243 meraní). Bodkočiarkou je vyznačený smer prieskumnej štolne

Fig. 6. Tectonic plot of disjunctive structures in the adit for the Ipľ pumped storage plant: a — mylonitic schists (167 measurements), b — tectonic breccia and gouges (457 measurements), c — striking joints (243 measurements). The direction of the adit is dot-and-dash marked

masívu prevládajú úzke pukliny šírky stotiny milimetra, zriedkavo až niekoľko milimetrov. Tvoria zväzky v zónach mocičnosti niekoľko decimetrov až niekoľko metrov. Zriedkavo vystupujú samostatne. Sú najčastejšie strmo uklonené, majú smer SV — JZ, menej S — J a ZSZ — VJV (obr. 6c).

Polohy pararúl boli pozdĺž zlomových porúch vertikálne aj horizontálne ohýbané a vyvlečené zo smeru Z — V a SZ — JV do smeru SV — JZ (obr. 2).

Výplň zlomových porúch a puklín možno rozdeliť do nasledujúcich genetických skupín: a) kremeň, b) kalcit, c) drvina a piesok s prachom a ílom, d) ílovitá a piesčitá hlina. Často sa vyskytujú aj ich kombinácie.

a) Kremeň tvorí výplň šošoviek a žilnú výplň časti zlomových porúch a puklín. Je prevažne bielej, zriedkavo hnedej až fialovej farby, rôzne kataklasticky porušený. Obsahuje vtrúseniny sírnikov, hematitu a ďalších rudných minerálov, ktoré miestami tvoria impregnácie až drobné agregáty. Mocnosť kremenných žíl kolíše od milimetrov do niekoľkých centimetrov, výnimočne i prvých desiatok centimetrov.

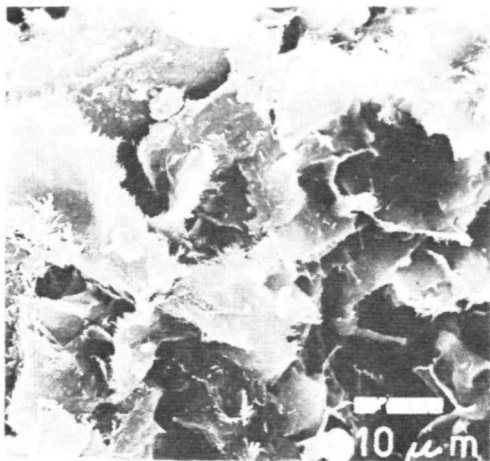
b) Kalcit a dolomit tvoria kryštalické agregáty bielej a okrovožltej farby, ktoré vyplňajú niektoré pukliny, najmä v úsekoch 330 — 335 m, 650 — 690 m a 760 — 765 m od ústia štólne. Mocnosť žíl kalcitu a dolomitu je niekoľko milimetrov až niekoľko centimetrov.

c) Hrubozrnná drvina až jemný piesok z podrvenej-okolitej horniny s nízkym podielom prachovitej a ílovitej frakcie tvorí základnú hmotu tektonických brekcií a materiál tektonických ílov bez hydrotermálnych, resp. hypergenných premien. Ílovitú frakciu zastupuje podrvený kremeň a živce s rôznym podielom illitu a chloritu. Najčastejšie tvorí povlaky vyhladených plôch.

d) Ílovitá a piesčitá hlina tvorí samostatné polohy v tektonických fľoch a vyplňa časti puklín najmä v zóne blastomylonitov. Podiel ílovej frakcie dosahuje 20 — 40 %, ojedinele i do 60 %. Tvoria ju prevažne ílové minerály so zmiešanou illitovo-montmorillonitovou štruktúrou. Menej je zastúpený kaolínit, palygorskit — sépiolit a vtrúseniny karbonátov (kalcit, dolomit, siderit), limonitu a pyritu, ktoré miestami vytvárajú i drobné kryštály a agregáty (Ondrášik et al., v tlači). V ílovito-hlinitej výplni sa v ílovitej frakcii často vyskytuje i rôzny podiel podrveného kremeňa, živ-

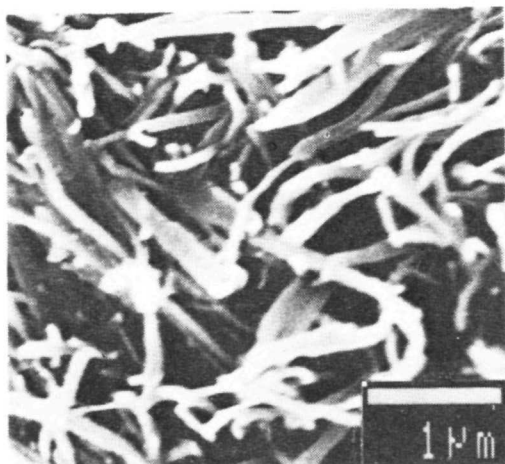
cov a chloritu. Ílovitá frakcia je najvýraznejšie zastúpená najmä v mocnejších polohách, v ktorých i piesčitá frakcia a ojedinelé väčšie úlomky majú zaguľatený a zaoblený tvar. Štruktúra ílovej hmoty je najčastejšie matricová a turbulentná.

Z hľadiska minerálneho zloženia a štruktúry je zvlášť pozoruhodná ílovitá výplň v podrvenej žile aplitického granitu šírky 3 — 7 cm vo vzdialenosti 270 m od ústia štólne. Rtg analýza (Šamajová, Geologický ústav Univerzity Komenského) identifikovala ílové minerály so zmiešanou illitovo-montmorillonitovou štruktúrou a ílové minerály zo skupiny sépiolit — palygorskit, čo potvrdila i DTA (Turan, Geologický ústav Univerzity Komenského). Na SEM snímkach vyhotovených na GÚDŠ sa pri tisícnásobnom zväčšení dal pozorovať iba montmorillonit (obr. 7). Až pri zväčšení 15 000x sa dali zreteľne pozorovať vláknité minerály tvoriace povlak na lístkových mineráloch illitu a montmorillonitu. Klukanová (in Ondrášik et al., v tlači) ich identifikovala ako attapulgit (obr. 8). Dve generácie ílových minerálov rôzneho typu svedčia o zásadnej zmene v zložení vodných roztokov v priebehu vytvárania ílovitej výplne. Prítomnosť minerálov zo skupiny sépiolit — palygorskit v ílovej frakcii potvrdila i chemická analýza vykonaná v chemickom laboratóriu Geologického ústavu Univerzity Komenského: SiO_2 — 56,61 %, TiO_2 — 0,46 %, Al_2O_3 — 13,58 %, Fe_2O_3 — 3,95 %, FeO — 0,07 %, MnO — 0,03 %, MgO — 4,92 %, CaO — 0,69 %, Na_2O — 0,25 %, K_2O — 0,20 %, strata sušením pri 105 — 110 °C — 7,33 %, strata žíhaním pri 110 — 900 °C — 11,36 %, P_2O_5 — 0,12 % (spolu — 99,57 %). Mg potrebné na vznik uvedených minerálov sa vyskytuje v dolomitovej výplni puklín, v magnezitových telesách zistených v okolí a v malom množstve i v okolitých horninách.



Obr. 7. Lupienkové útvary minerálov so zmiešanou štruktúrou illitu-montmorillonitu (z ilovitej výplne 270 m od ústia), pri zväčšení 1000x. Na povrchu lupienkov nejasne vidieť vláknité útvary, ktoré sú v detaile na obr. 8

Fig. 7. Leaflike forms of minerals with mixed structure of illite-montmorillonite (from clay filling 270 m from the adid collar). Magn. x1.000. Fibrous forms can be seen at the surface of the leaves, they are in the close-up in Fig. 8



Obr. 8. Vláknité minerály attapulgitu pri zväčšení 15 000x tvoriace povlak na lupienkoch illitu-montmorillonitu

Fig. 8. Fibrous minerals of attapulgite which form the cover on leaves of illite-montmorillonite. Magn. x15,000

Diskusia

Migmatity. Napriek tomu, že rôzne typy migmatitov zaberajú značné plochy v predkarbónskych kryštallických komplexoch niektorých jadrových pohorí a vo veporiku, špecializované štúdie zamerané na riešenie ich genézy stále chýbajú. Migmatity sa v ostatných dvoch desaťročiach opísovali len v kontexte riešenia geologickej stavby určitého pohoria či geologickej jednotky.

Zoubek (1951) vo svojej štúdii, ktorú považujeme za základnú prácu o migmatitoch, rozlíšil v Ľumbierskej zóne Nízkych Tatier 2 genetické typy migmatitov a neskôr (Zoubek in Maheľ et al., 1964) ich odlišil aj vekovo. Podľa neho to sú synkinematické migmatity, ktoré sú produktom ultrametamorfózy pararulovej série a ktorých výsledným produktom sú migmatity žulovo-rulového typu (označované prípadne ako ortoruly). Tieto typy sú už produktom metasomatických granitizačných procesov. Druhým genetickým typom sú migmatity viazané na postkinematickú variskú intrúziu Ľumbierskeho granodioritu (l. c., 1951). Zoubek neskôr (in Maheľ et al., 1964) zdôraznil, že páskované migmatity prechádzali do hornín typu „granodioritových rúl“, pre vznik ktorých predpokladal prínos granitického materiálu „z hĺbky“. Tieto primorogénne (synkinematické) migmatity prechádzajú do migmatitických ortorúl, ktoré už majú vzhľad a usmernenie granitov.

Podľa Kamenického (in Maheľ et al., 1967) prvá fáza migmatitizácie (synkinematické migmatity podľa Zoubka, l. c.) spôsobila až vznik metasomatických granitov. Pri páskovaných migmatitoch predpokladal injekčno-metasomatické prenikanie metatektu pozdĺž plôch metamorfnej bridlíťnatosti. Pri okatých typoch migmatitov nastala podľa Kamenického intragranulárna difúzia kremeňovo-živcovej substancie a zároveň feldšpatitizácia in situ.

Na generálnej geologickej mape list Zvolen (Hovorka in Kuthan et al., 1963) sú tiež vyznačené rozsiahle migmatitové komplexy, ale boli opísané ako rôzne textúrne typy jednej genetickej skupiny migmatitov.

Základné znaky rôznych typov migmatitov zistené v profile študovanej štôlne poskytujú dôkazy, že ide o migmatity vzniknuté anatexiou komplexu biotitických pararúl, ktoré sa miestami zachova-

li ako nepremenené reliktu protolitu migmatitov. Pritom časť uvedených znakov je v súlade s kritériami, ktoré Harris (1974) charakterizoval ako typické pre migmatity anatektického pôvodu. Rozdielny kvantitatívny podiel melanosómu (substrátu) a leukosómu (mobilizátu, metatektu) je dôsledkom stupňa anatexie a rôznej litológie protolitu, resp. dôsledkom lokálnej mobility vzniknutého anatektického mobilizátu.

Zo zistených znakov migmatitov študovaného profilu vychádza, že predstavujú „migmatity uzavretého systému“, t. j. že leukosóm generoval v rámci daného horninového komplexu. Len nepatrná časť horninového materiálu (prične žily aplitických granitov) predstavuje výsledok anatexie v podmienkach „otvoreného systému“, t. j. že do migmatitového komplexu prenikol zo zdroja mimo študovaných migmatitov.

Nebulitické migmatity až magmatitické granity migmatitového profilu štôlne PVE Ipeľ na rozdiel od predstáv Zoubka (1951, 1964) a Kamenického (in Maheľ et al., 1967) nechápeme ako produkt metasomatickej granitizácie, ale ako produkt utuhnutia nedokonale homogenizovanej anatektickej taveniny generovanej prevažne v samotnom horninovom komplexe. Tavenina utuhla in situ, resp. lokálne prenikla do vyšších úrovní komplexu.

V štôlni sme zistili rozličnú orientáciu usmernenia textúry rúl a migmatitov. V horninových blokoch, ktoré sú neporušené, resp. len málo tektonicky porušené prevládajú konkordantné typy migmatitov s usmernením SZ — JV až Z — V, ktoré sa v okolí zlomových porúch mení. V tektonicky porušených masívoch v širokých zónach zlomových porúch prevládajú diskordantné typy migmatitov so zvrásnenými restitmi rúl — pygmatity.

Disjunktívne poruchy. Podľa morfológie a povahy disjunktívnych porúch sa

dá usudzovať, že vznikali účinkom radiálneho napätia za spolupôsobenia pórových roztokov. Pri roztváraní niektorých porúch zohrali významnú úlohu pórové roztoky.

Dokladmi o najstarších disjunktívnych poruchách sú blastomylonity. Vznikali v hĺbkach, kde vysoký tlak a zvýšená teplota umožňovali zároveň ich rekryštalizáciu.

Mylonitické bridlice vznikli pri kontrakcii hornín v menších hĺbkach ako blastomylonity hlbínnej fácie. Vysoký tlak pórových roztokov umožnil čiastočne i dilatáciu. V dilatačne sa roztvárajúcich puklinách sa vyzrážali žily a šošovky kremeňa.

Väčšina puklín vznikla pri prevládajúcim radiálnom napätí v podmienkach dilatácie hornín jednak v blízkosti povrchu, čo sú podmienky blízke dnešným, jednak vo veľkých hĺbkach pri vysokom pórovom tlaku. Blízko povrchu vznikli s najväčšou pravdepodobnosťou nepravidelné pukliny s premenlivou otvorenosťou, prejavujúce sa prítokmi vody do štôlne. Predstaviteľmi druhej skupiny, t. j. puklín, ktoré vznikli vo väčších hĺbkach pri vysokom tlaku pórových roztokov, sú pukliny so žilnou výplňou kremeňa, kalčitu a dolomitu.

Rôzne typy kakiritov až tektonických brekcií a ílov sa vyvinuli z puklín a puklinových zón, keď pri pokračujúcich diferenciálnych tektonických pohyboch sa dilatácia s prevládajúcim krehkým porušením zmenila na kontrakciu s pohybom povahy kataklastického tečenia.

Kremeňová výplň porúch a puklín vznikla z hydrotermálnych roztokov. Na základe analýz tekutých uzatvorenín v kremeňovej výplni veporického kryštalinika v širokom okolí horného toku Ipeľa určil Hurai (1983) teplotno-tlakové podmienky ich vzniku, ktoré zodpovedajú hĺbkam 4 — 10 km.

Kalcitová a dolomitová výplň je mladšia a svedčí o hypergénnych podmienkach jej vzniku. V hypergénnych podmienkach vznikla i ílovitohlinitá a kataklastická výplň puklín a poruchových zón. Povaha výplne nasvedčuje, že pukliny a poruchové zóny sa dotvárali pri pokračujúcich pohyboch. Cirkulujúca voda spôsobovala koróziu a rozklad rozdrobených hornín a dochádzalo i k vplavovaniu roztokov a koloidov z okolia. Takto sa formovali ílové minerály, ako aj v nich rozptýlené uhličitany, limonit a pyrit. O intenzívnej cirkulácii vody v týchto poruchách svedčí i korozívne zaguľatenie a zaoblenie zŕn kremeňa v piesčitej frakcii. Rôzne typy ílových minerálov svedčia o rozdielnych podmienkach prostredia vzniku vodných roztokov a koloidov. Na základe dvoch geneticky rozdielnych generácií ílu v niektorých puklinách, napr. vo vzdialenosti 270 m od ústia štólne, sa dá usudzovať, že pukliny sa dlhodobo dotvárali i v zmenených podmienkach cirkulácie podzemnej vody a jej chemického zloženia.

Z rozdielnych podmienok vzniku, výplne a vzťahu k orientácii sa dá usudzovať, že zlomové poruchy a pukliny začali vznikať v paleoalpínskej až mezoalpínskej etape, t. j. v mezozoiku a v paleogéne v hĺbkach okolo 10 km, pri prevládajúcom minimálnom napätí na začiatku v smere ZSZ — VJV, neskôr až SSZ — JJV. Maximálne hlavné napätie bolo blízke zvislému smeru. Pri zlomových poruchách z tohto obdobia došlo zároveň k ich čiastočnej rekryštalizácii a k postupnému vyplneniu kremeňom. Vývoj zlomových porúch a puklinových zón iba s čiastočnou rekryštalizáciou alebo bez nej a s čiastočným vyhojením kalcitom, resp. premenou tektonických brekcií a drvených zón na ílovitú hlinu pokračoval v neoalpínskej etape, t. j. v neogéne a v kvartéri. Hlavné minimálne napätie v tejto etape malo naj-

skôr smer V — Z, potom SV — JZ. Hlavné maximálne napätie malo smer blízky zvislému. Prevládali zvislé pohyby, uplatnili sa však aj horizontálne, ako o tom svedčí vyvlečenie a ohýbanie polôh pararúl na týchto mladších poruchách.

Genéza sépiolitovo-palygorskitovej výplne puklín. Pre sépiolitovo-palygorskitovú výplň disjunktívnych štruktúr dilatáčného typu je charakteristická homogénna stavba a ostré obmedzenie oproti okolitému horninovému prostrediu. Genéza týchto Mg-ílových minerálov vo výplni je podľa autorov takáto: V tesnej blízkosti muránsko-divínskej zlomovej línie vystupuje teleso magnezitov, jeho dezintegrácia a rozklad umožnili vylúhovanie a prenos najmä Mg hypergénnou cirkulujúcou vodou do dilatáčnych disjunktívnych (otvárajúcich sa) puklín v prostredí migmatitov a blastomylonitov. Takéto teleso magnezitov sa zistilo napr. v plytkých vrtoch hneď pod kvartérnymi pokryvnými útvarmi 4 km severne od štólne PVE Ipeľ (Matejček, 1984) a je doteraz najsevernejšie vystupujúcim telesom magnezitu veporíckej jednotky. Pre kohútске kryštalínikum je charakteristická prítomnosť metamorfovaných ultramafických telies (Hovorka, 1965) tvorených silikátovými, ale v malom množstve aj karbonátovými minerálmi. Mg (až 0,8 % MgO) sa zistilo i v horninách zóny blastomylonitov (Filová, 1982), čo spolu s dolomitom v puklinách nevylučuje ani vplyv miestnych zvyškových roztokov.

Asociácia sépiolitovo-palygorskitovej výplne puklín v prostredí mylonitov predstavuje nový genetický typ výskytu týchto minerálov v ČSSR.

Záver

Muránsko-divínsky zlom (poruchová zóna, lineament), ktorý sme v prieskumnej štólňi študovali v súvislosti s projektovanou

prečerpávacou vodnou elektrárnou Ipeľ asi 8 km severne od Málnica, reprezentuje viac ako 600 m široká zóna s variabilnou intenzitou mechanickej dezintegrácie a deformačne rekryštalizačných procesov. Podľa prevládajúceho typu premeny sme ju označili ako zónu blastomylonitov, z ktorých prevládajú typy so synkinematickými až postkinematickými porfyroblastmi ružových mikroklinov, v minulosti opísaných ako „granity typu Ipeľ“. Skúmali sa tu migmatity rôzneho textúrneho typu s prítomnými restitmi biotitických, miestami aj granatiko-biotitických paralúl a len veľmi sporadicky aj amfibolitov. Intenzita anatektickej migmatitizácie len miestami dosiahla taký stupeň homogenizácie, že hornina už nadobudla masívny charakter. Možno to pozorovať najmä 800 — 1070 m od ústia štôlne. Komplex migmatitov je preniknutý žilami leukokratických aplitických granitov s mocnosťou v decimetroch, ale aj 1 — 2 m.

Muránsko-divínska zlomová porucha vznikla v období po vzniku migmatitov, t. j. v alpínskom orogéne. V prvom období, pravdepodobne v paleoalpínskom až mezoalpínskom, vznikli blastomylonity. V ďalších vývojových štádiách došlo k reaktivizácii tejto poruchy v postupne sa zmenšujúcich hĺbkach a ku vzniku mylonitických bridlíc so šošovkami a žilami kremeňa, rôzne mocných zón drvenia, tektonických brekcií a tektonického ílu s minerálnymi novotvarmi chloritu a hydrosľudy. V neoalpínskom období sa disjunktívne poruchy dotvárali v hypergénnych podmienkach, o čom svedčí premena podrvenej horniny v tektonických brekciách a tektonickom íle na ílovitú hlinu. Z ílových minerálov sú zastúpené najmä illit a montmorillonit, menej kaolinit. V rozptýlenej forme sú prítomné karbonáty, limonit a pyrit. V puklinách z tohto obdobia je miestami i kalcitová a dolomitová výplň. Najmladšiu výplň tvoria

ílové minerály zo skupiny sépiolit — palygorskit, ktorých vznik sa zrejme viaže na cirkulujúcu hypergénnu vodu obohatenú o Mg v magnezitových telesách v okolí.

V alpínskom období vznikli disjunktívne poruchy i v okolí muránsko-divínskej línie, a to jednak s ňou paralelné, jednak na ňu priečne. Sú hlavne smeru SZ — JV a v menšom rozsahu i S — J. Prevažná väčšina je strmo uklonená (70 — 80°). Hlavné maximálne napätie pri ich vzniku malo zhruba zvislý smer, hlavné minimálne napätie sa v priebehu vývoja menilo od ZSZ — VJV až po SV — JZ. Menili sa i hĺbky, pri ktorých disjunktívne poruchy vznikali. Najstaršie vznikali v hĺbkach 4 až 10 km a majú povahu mylonitických bridlíc. Mladšie majú povahu drvenia, tektonických brekcií a tektonických ílov s minerálnymi novotvarmi chloritu a hydrosľudy. Najmladšie disjunktívne poruchy sa dotvarovali v hypergénnych podmienkach s premenami podrveného materiálu na ílovité hliny. Pri ich vzniku sa uplatňoval i prínos látok z okolia.

Literatúra

- Bezák, V. — Planderová, E. 1981: Nové poznatky o veku metamorfítov kohútkeho pásma veporíd. *Geol. Práce, Spr.*, 79, 83 — 112.
- Filová, J. 1982: Určovanie stupňa zvetrania granitoidov. (*Diplomová práca.*) Manuscript — PF UK Bratislava.
- Fusán, O. — Kodym, O. — Matějka, A. — Urbánek, L. 1967: Geologická mapa ČSSR — východ 1 : 500 000. Praha, UÚG.
- Harris, N. B. W. 1974: Some migmatite types and their origins from the Barrouse Massif, Central Pyrenees. *Geol. Mag.*, 111, 319 — 328.
- Hurai, V. 1983: Genetická interpretácia plynokvapalných uzavrenín v kmeni žil alpiského typu veporidského kryštalinika. *Miner. slov.*, 15, 243 — 260.
- Kamenický, J. 1967: (in Maheľ, M. et al.) Regionálna geológia ČSSR. *Díl II. sv. 1. Praha*, 496 s.
- Kamenický, J. 1982: Petrografia ortorúl a paralúl, synkinematických migmatitov a ich diaforitov v severozápadnej časti veporského

- rudohoria. *Miner. slov.*, 14, 461 — 516.
- Klínec, A. 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier (Slovenské rudohorie — stred a Nízke Tatry — východ) 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ*.
- Krist, E. 1979: Granitoid rocks of the southwestern of the Veporide crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 30, 2, 157 — 179.
- Kuthan, M. et al. 1963: Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 list Zvolen. *Bratislava*, 182 s.
- Lukáčik, K. — Miko, O. 1979: Geologická mapa širšieho okolia vodného diela Ipeľ (Slovenské rudohorie). *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Matejček, A. 1984: Kokava — Háj, doškoľovacie stredisko a PT. *Manuskript — archív IGHP Žilina*.
- Matejček, A. et al. 1985: PVE Ipeľ — privádzače, kaverna, inžiniersko-geologický prieskum. *Manuskript — archív IGHP Žilina*.
- Máška, V. — Zoubek, V. 1961: [in Buday, I. et al.] Tektonický vývoj Československa. *Praha. Ústřed. ústav geol.*, 249 s.
- Planderová, E. 1984: Palinologický výskum v metasedimentoch staršieho paleozoika veporidov Malých Karpát a mladšieho paleozoika v oblasti Západných Karpát. *Geol. práce, Spr.*, 81, 15 — 34.
- Planderová, E. — Miko, O. 1977: Nové poznatky o veku kryštalinika veporid. *Miner. slov.*, 9, 275 — 292.
- Šengelia, D. M. — Miko, O. — Bezák, V. 1978: Stanovenie stupňa regionálnej metamorfózy hornín hrónského komplexu veporidného kryštalinika pomocou grafitového termometra. *Miner. slov.*, 10, 321 — 328.
- Vozárová, A. — Vozár, J. 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. *Geol. Práce, Spr.*, 78, 169 — 194.
- Vozárová, A. — Krištín, J. 1985: Zmeny v chemickom zložení granátov a biotitov v kontaktnej aureole alpských granitoidov v južnej časti veporika (Západné Karpaty). *Západ. Karpaty, Sér. Miner. Petrogr. Geochém. Metalogen.*, 10, 199 — 221.
- Vrána, S. 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und der Feederata-Serie im Mittelteil der Veporiden. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 6, 29 — 79.
- Zoubek, V. 1951: Zpráva o geologickém výzkumu jižního svahu Nízkých Tater mezi Bystrou a Jasenskou dolinou. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, XXVI.
- Zoubek, V. 1957: Hranica gemeríd s veporidami. *Geol. Práce, Zoš.*, 46, 38 — 43.
- Zoubek, V., 1964: [in Mahel, M. et al.] Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Banská Bystrica. *Bratislava*, 270 s.

Manifestations of the Muráň — Divín fault zone in the Ipeľ water plant adit, the Veporide crystalline (West Carpathians)

An adit 1,070 m in length with cross cuts 431 m in the whole length was driven in a granitoid massif in Middle Slovakia within the framework of the preliminary engineering geological investigation for the Ipeľ water plant (Fig. 1). The adit collar was situated within the Muráň — Divín regional fault line. The Muráň — Divín fault is represented by the zone of blastomylonites in the first 180 m of the adit (Fig. 2). The types with syn- to post-kinematic porphyroblasts of pink microclines prevail among these blastomylonites (Fig. 3 a, b, c, d). Anatectic migmatites prevail in farther parts of the adit (Fig. 4 a, b, c). These migmatites are of different structural types. The rests of biotite, somewhere garnet — biotite paragneisses, very rare of amphibolites are present in them. The migmatite complex is intruded by veins of leucocratic aplitic granites in a thickness of decimeters to 1–2 m.

The origin of the Muráň — Divín fault zone must be dated to the period between the origin of migmatites and Alpine orogene cycle e. i.

probably between the Carboniferous and the Permian. Blastomylonites of deep facies were being formed during the first period. The reactivation of this fault took place at gradually diminished depths and mylonite schists with lentilles and veins of quartz, cracked zones of various thickness, tectonic breccias and gouges with new-formed chlorite were formed during Alpine orogene cycle (Fig. 5 c, d; 6). These were being completed under supergenous conditions. The alteration of brecciated rocks in tectonic breccias and ultramylonites to clayey loams whitens about it. Mainly illite — montmorillonite, less kaolinite are present from the group of clay minerals (Fig. 7). Carbonates, limonite and pyrite are present here in disseminated form. Calcite filling is in joints from this period. Clay minerals from group of sepiolite — palygorskite are also present in the filling of joints from the youngest period (Fig. 8). Their origin is evidently connected with circulated supergenous water enriched by Mg.