GEOLOGICKÉ PRÁCE SPRÁVY 92

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1991

Vedecký redaktor
RNDr. MIROSLAV SLAVKAY, CSc.

Redakčný okruh
RNDr. ANTON BIELY, CSc., prof. Ing. FRANTIŠEK ČECH, DrSc., člen korešp. SAV OTO FUSÁN, DrSc., RNDr. VLADIMÍR HANZEL, CSc., RNDr. MIROSLAV HARMAN, CSc., RNDr. MICHAL KALIČIAK, CSc., RNDr. TOMÁŠ KORÁB, CSc., Prof. RNDr. IVAN KRAUS, DrSc., RNDr. JAROSLAV LEXA, CSc., akademik MICHAL MAHEĽ, RNDr. MILAN POLÁK, CSc., RNDr. ONDREJ SAMUEL, DrSc., RNDr. MIROSLAV SLAVKAY, CSc. (predseda ediničnej rady) RNDr. JOZEF VOZÁR, CSc.

GEOLOGICKÉ PRÁCE SPRÁVY 92

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA, Bratislava
Signatúra: 1 B 191
kat. čís.: 440/1991
Kčs kúpa: 30.—
Kčs vým.: —
Kčs dar: —

© GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1991

OBSAH — CONTENTS — INHALT

BIELY, A.: Dušan Kubíny šesťdesiatnik 7

GAŠPARIK, J.—MIKO, O.—ŽÁKOVÁ, E.: Geologický vývoj jz. časti Turčianskej kotliny — Geological development of SW part of Turčianska kotlina basin 9

BUČEK, S.—JENDREJÁKOVÁ, O.—PAPŠOVÁ, J.—PUŠKÁROVÁ, K.: Príspevok k biostratigrafii veterlínskej a havranickej jednotky Bielych hôr (Malé Karpaty, Západné Karpaty) — Contribution to biostratigraphy of Veterlín and Havranica units in Biele hory (Malé Karpaty Mts. West Carpathians) 29

SOTÁK, J.—KRIŽÁNI, I.—SPIŠIAK, J.: Stratigrafická pozícia a sedimentológia merníckych zlepencov — Position and sedimentology of Merník conglomerates 53

KOVÁČIK, M.—KOHÚT, M.: Geochemická a petrologická charakteristika granitoidných hornín východnej časti Veľkej Fatry — Geochemical and petrological characteristics of granitoid rocks in eastern part of Veľká Fatra Mts 71

TURAN, J.—TURANOVÁ, L.—STETTNER, O.: Charakteristika uhličitanovej mineralizácie v oblasti Sloviniek — Characteristics of Carbonate Mineralization in Area of Slovinky 89

ČABALOVÁ, D.—CAŇO, F.: Štúdium diferencovanej pórovitosti skalných hornín metódou pozorovania v elektrónovom riadkovacom mikroskope — Study of Differentiated Porosity of Unweathered Rocks by the Method of Electron Scanning Microscope Observation 101

SPIŠÁK, Z.—POLAŠČINOVÁ, E.: Svahové deformácie medzi Hubošovcami a Kapušanmi. 107

GNOJEK, I.—KUBEŠ, P.: Reinterpretace geomagnetického pole Podunajské nížiny — Reinterpretation of the geomagnetic field of the Danube basin — Podunajská nížina Lowland 117

KRS, M.—KRSOVÁ, M.—CHVOJKA, R.—POFTAJ, M.: Paleomagnetic investigations of the flysch belt in the Orava region, Magura unit, Czechoslovak Western Carpathians 135

GREGOR, T.: Magnetická susceptibilita granitoidov vybraných oblastí Západných Karpát 153

GROSS, P.—ĎURKOVIČ, T.: Diskusia k článku: Dvojetážová stavba vnútrokarpatského paleogénu pri južnom úpätí bradlového pásma na východnom Slovensku 163

Geologické práce, Správy 92, str. 7—8, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1991

Dušan KUBÍNY šesťdesiatnik

RNDr. DUŠAN KUBÍNY, CSc., vedecký pracovník Výskumného ústavu lesného hospodárstva vo Zvolene, sa 2. februára 1990 dožil šesťdesiatych narodenín. Toto významné životné jubileum oslávil v dobrom fyzickom a duševnom zdraví, pri chuti a odhodlaní pokračovať v činorodej práci.

Jubilant sa narodil v Brezne ako ôsme dieťa remeselníka. Sústavný kontakt mladého gymnazistu s rázovitou horehronskou krajinou prerástol k láske ku krásam prírody, ale aj k zvedavosti pochopiť jej mnohotvárnosť, čo bolo rozhodujúce, že celý ďalší život spojil s prírodnými vedami. Dva roky gymnaziálnych štúdií v Banskej Štiavnici, kde ho denne obklopovali všadeprítomné pozostatky stáročnej slávy svetoznámeho banického centra, mali zasa nesporný vplyv na skutočnosť, že r. 1949, po príchode na Prírodovedeckú fakultu UK v Bratislave, si zvolil štúdium geológie.

Začiatky profesionálnej kariéry jubilanta sú spojené s pôsobením v Geologickom ústave D. Štúra v Bratislave a časove sa zhodujú so začatím výskumov spojených so zhotovovaním generálnych geologických máp ČSFR 1:200 000. Ako začínajúci geológ sa s vervou a nadšením zapojil do realizácie tohto projektu, keď objektom jeho výskumu sa stalo kryštalinikum. V priebehu niekoľkých rokov zostavil geologické mapy vtedy ťažko prístupných terénov Veľkej Fatry, Nízkych Tatier a masívu Fabovej hole. Je nemysliteľné, aby som pri príležitosti tejto zdravice urobil rozbor diela jubilanta, nedá mi však, aby som nepodčiarkol jeho náhľad na vývoj a stavbu najmä kryštalinika Kráľovohoľských Tatier a Fabovej hole a na vzťah tohto kryštalinika kráľovohoľského pásma ku hroniku, konkrétne ku karbónu tzv. vernárrskeho pruhu.

Spoločenská atmosféra 50-tych rokov postihla aj jubilanta, keď v roku 1958 musel z nepochopiteľných príčin opustiť obľúbené pracovisko. V tomto roku prestúpil do Geologického prieskumu, Spišská Nová Ves a bol pridelený do závodu v Banskej Bystrici. Zapracovaný kryštalinikár si rýchlo rozšíril odbornú škálu vedomostí a podľa potrieb pracoviska robil geologické mapovanie, tektonický výskum a prieskum nerastných surovín vo všetkých útvaroch Karpát.

V r. 1975 Dr. D. Kubíny prestúpil do Výskumného ústavu lesného hospodárstva vo Zvolene. Skúsenosti a poznatky z geologického mapovania, tektonického a geofyzikálneho výskumu, nadobudnuté počas vyše 20-ročnej čin-

nosti na predchádzajúcich pracoviskách, tam využil na účelovú rajonizáciu rôznych terénov Slovenska s ohľadom na voľbu trás lesných ciest, na hodnotenie existujúcich a potenciálnych zosunov, ako i na vplyv horninových masívov na rozšírenie a kvalitu lesa.

Popri tejto všestrannej geologickej činnosti bol Dr. D. Kubíny od študentských čias milovníkom a zanieteným ochrancom prírody. Spomeňme si, že je autorom „Štúdie o základných prírodovedeckých problémoch Nízkych Tatier", ktorá sa stala základom projektu Nízkotatranského národného parku, ktorý je dnes realitou nášho života. Paralelne so snaženiami v ochrane prírody — návrhy na vyhlásenie prírodných rezervácií — sa neúnavne venoval ďalšej celoživotnej záľube — jaskyniarstvu. Vedľa teoretickej a praktickej speleológie sa venoval organizačným prácam, súvisiacim s rozvojom jaskyniarstva. Bol jedným z iniciátorov návrhu na organizáciu slovenského jaskyniarstva, na základe ktorého slovenská vláda r. 1969 uzákonila Správu Slovenských jaskýň a Slovenskú speleologickú spoločnosť, ktorej bol D. Kubíny dve funkčné obdobia predsedom (1970 až 1976).

Jubilant bol nielen usilovný bádateľ, ale výsledky výskumov ochotne odovzdával na odborných podujatiach — zjazdoch, konferenciách a seminároch alebo v tlači. Je autorom temer 100 prác, zväčša pôvodných, tematicky zameraných na regionálnu geológiu a nerastné suroviny, aplikáciu geológie na les, speleológiu a ochranu prírody. Nezabúdal na populárno-vedeckú činnosť a veľa článkov venoval Mongolsku, kde r. 1964—1965 pôsobil ako člen česko-slovenskej geologickej expedície.

Za všestrannú odbornú činnosť v geologickom prieskume a výskume bolo jubilantovi udelené rezortné vyznamenanie Ministerstva baníctva (1968) a vyznamenanie Najlepší pracovník mongolského ministerstva geológie (1965). Za výskumnú a organizačnú prácu v geológii mu udelili Striebornú plaketu Palackého univerzity v Olomouci (1973), Plaketu Správy slovenských jaskýň v Liptovskom Mikuláši (1979) a zlatú medailu SSS v Liptovskom Mikuláši (1990).

Milý kolega a priateľ, pri príležitosti šesťdesiatych narodenín Ti geologická verejnosť, združená v Slovenskej geologickej spoločnosti, úprimne blahoželá a do ďalšieho života praje veľa zdravia a osobného šťastia, aby si ešte dlhé roky využíval poznatky a skúsenosti v prospech nášho spoločného záujmu — geológie a aby si tak ako doteraz žil v pohode a láske v kruhu svojej rodiny.

Anton Biely

Geologické práce, Správy 92, str. 9—27, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1991

JÁN GAŠPARIK—OTO MIKO—EVA ŽÁKOVÁ

Geologický vývoj juhozápadnej časti Turčianskej kotliny

11 obr., 1 tab. v texte, 4 fotogr. tab. (I—IV), anglické resumé

Abstract. A complex regional — geological investigation of the area of the Turčianska kotlina basin comprised the detailed study of its contact with mountain ranges Malá Fatra and Žiar. The existing data about geological and tectonical setting of the region have been precised. The mineralogical study of the products of the weathering of crystalline complexes and of the sedimentary filling of the basin resulted in new data. Mapping wells GT-10 (Slovenské Pravno), GT-11 (Trebostovo) and GT-12 (Valča) have been evaluated.

Jednou z najvýraznejších vnútrohorských kotlín Západných Karpát je Turčianska kotlina. Zo západnej a juhozápadnej strany ju obkolesujú pohoria Malá Fatra (Lúčanská časť) a Žiar. V súčasnosti prebieha v tejto oblasti intenzívny geologický výskum. Viaceré listy nových geol. máp (M 1:25 000) boli už ukončené (napr. list Diviaky 1 — M. RAKÚS a kol. 1984; list Martin 1 — J. GOREK a kol. 1986; list Diviaky 2 — J. GAŠPARIK a kol. 1987; list Martin 4 — J. GAŠPARIK a kol. 1988; list Martin 3 — J. GOREK a kol. 1988; list Diviaky 3 — M. HAVRILA a kol. 1989), ďalší výskum pokračuje. Získali sa nové poznatky o vývoji a litologicko-petrografickom charaktere tu vystupujúcich jednotiek (E. ŽÁKOVÁ 1988), štrukt.-geol. stavbe územia (M. NEMČOK — J. LEXA 1988) atď. Tiež biostratigrafický výskum výplne Turčianskej kotliny priniesol veľa nových údajov. Boli využité metodiky štúdia veľkých a malých foraminifer (M. VAŇOVÁ 1988; O. SAMUEL 1988), vápnitého nanoplanktónu (V. GAŠPARIKOVÁ 1988), z neogénnych sedimentov bola charakterizovaná makrofauna (A. ONDREJIČKOVÁ 1974; M. RAKÚS 1977). Peľové analýzy boli vyhodnotené tak z neogénnych sedimentov (E. PLANDEROVÁ 1988), ako aj z paleogénu (P. SNOPKOVÁ 1988). K informáciám o povahe styku vlastnej kotliny so susediacimi pohoriami prispelo i štúdium materiálu z vrtov GT-10 (Slovenské Pravno), GT-11 (Trebostovo) a GT-12 (Valča).

Geologická stavba a vývoj

Na geologickej stavbe skúmanej oblasti sa podieľa niekoľko horninových súborov, reprezentujúcich obdobie od st. paleozoika (resp. prekambria?) až po kvartér. Komplexy predvrchnokarbónskeho kryštalinika Malej Fatry a Žiaru — granitoidné horniny i metamorfity patria tatriku. Kryštalinikum má výraznú blokovú stavbu. V súčasnosti na povrch vystupujúce bloky boli eróziou obnažené do rôznej úrovne. Kým v juhovýchodnej a východnej časti Lúčanskej Malej Fatry sú ešte dobre zachované zbytky metamorfného plášťa (rôzne typy rúl, amfibolity a pod.), v severnej časti Žiaru vystupujú prevažne hrubozrnné granitoidné horniny. Nálezy úlomkov kryštalických bridlíc na povrchu

RNDr. J. GAŠPARIK, CSc.—RNDr. O. MIKO, CSc.—RNDr. E. ŽÁKOVÁ, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 81704 Bratislava

sú v tejto časti pohoria iba ojedinelé (napr. oblasť Búnova jz. od Slovenského Pravna). Preto zistenie prítomnosti metamorfitov náležiacich kryštaliniku Žiaru vo vrte GT-10 (Slovenské Pravno) patrí k významným novým poznatkom. Mladšie tatrické jednotky v tejto oblasti neboli zistené.

Mezozoické členy ležiace medzi jadrami Žiaru a Lúčanskej Malej Fatry sú ako obalové, tak i príkrovové. Príkrovové patria fatriku (krížňanský príkrov v zliechovskom vývoji), hroniku (šturecký príkrov) i siliciku (strážovský príkrov). K ich nasunutiu došlo počas mediteránnej fázy alpínskeho vrásnenia (príp. dosúvanie príkrovu hronika mohlo trvať i dlhšie — M. Rakús a kol. 1984).

Sedimenty Turčianskej kotliny sú prevažne neogénne; vnútrokarpatský paleogén vystupuje v severovýchodnej časti kotliny. Treťohorné sedimenty voči starším ohraničuje výrazná uhlová diskordancia. Podstatná časť neogénnej výplne je reprezentovaná molasovými sedimentami bádenského a sarmatského veku (hlavná molasa). Bývajú prekryté kontinentálnymi usadeninami vrchnomiocénneho a pleistocénneho veku (neskorá molasa). V paleogéne až spodnom miocéne (egenburgu) boli vodné bazény hornonitrianskej kotliny a dnešnej kotliny Turca spojené. V období otnangu až karpatu došlo k vynoreniu (prerušenie sedimentácie, dokázateľný stratigrafický hiát). Až v strednom a vrchnom bádene začali rozsiahlejšie horotvorné procesy. Vyzdvihnutím hráste Žiaru vodné plochy odtiaľto ustúpili. Keď sa vplyvom horotvorných procesov a vulkanickej činnosti vytvorili bariéry i v južnej časti územia, odtok vôd týmto smerom bol prerušený. Vznikli jazerá so sladkou vodou a došlo aj k zatopeniu územia celej prepadliny, predstavujúcej dnešnú kotlinu Turca.

Kryštalinikum v najsevernejšej (resp. sv.) časti pohoria Žiar sa smerom do Turčianskej kotliny ponára pod mladšie sedimenty. Ide tu najpravdepodobnejšie o stupňovitý pokles pozdĺž zlomového systému sz.-jv. smerov (tzv. žiarsky zlom podľa J. Gašparika 1973, resp. budišský zlom podľa M. Maheľa 1986). Aj zo západnej strany sú sedimenty Turčianskej kotliny voči jednotkám Žiaru a Lúčanskej Malej Fatry ohraničené výraznou tektonickou zónou sv.-jz. až s.-j. smerov (tzv. okrajové zlomy alebo žiarsky zlom podľa J. Gašparika 1974, resp. poleriecky zlom podľa M. Maheľa 1986). M. Nemčok—J. Lexa (1988) predpokladajú až 3000 m amplitúdu vertikálnych pohybov na zlomovej zóne medzi vyzdvihnutým blokom Malej Fatry a poklesnutým blokom podložia Turčianskej kotliny. Pozdĺž tejto poruchovej zóny sa tiahne úzky pruh kryštalinika Žiaru až k Slovenskému Pravnu. Okrem uvedených systémov sú známe i tektonické smery z.-v. aj s.-j. smerov. Neogén Turčianskej kotliny je porušený výraznými zlomami jz.-sv. smerov.

Nové poznatky o vývoji hrásťovo-prepadlinovej stavby územia uvádzajú M. Nemčok—J. Lexa (l. c.). Spájajú ho s extenznými pohybmi, zapríčinenými diapirickým výzdvihom v plášti; úlohu tu však zohrali aj transformné zlomy, vyvolané vývojom karpatského oblúka.

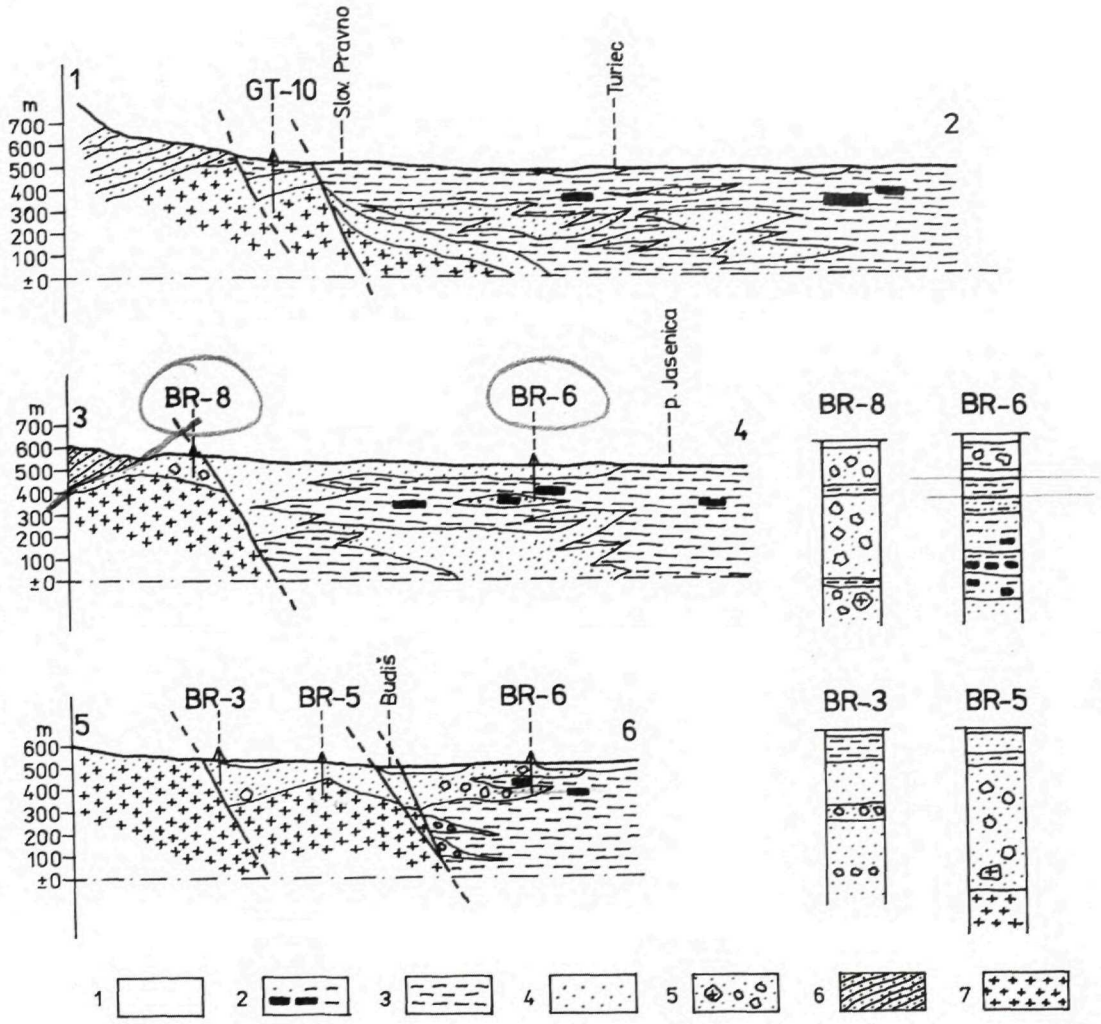
Charakteristika sedimentov na styku pohoria Žiar s Turčianskou kotlinou

Súčasný charakter styku výplne Turčianskej kotliny s okolitými jednotkami je rôzny (obr. 1). Po poklese kotliny, resp. výzdvihu pohorí a následnej intenzívnej erózii sa na ich svahoch vytvorili úpätné proluviálne sedimenty, charakterizujúce svojím zložením znosové oblasti. Hlavne povrch pohoria Žiar je silne zvetralý. Horniny kryštalinika sú rozpadavé, čo napomohlo hlbokému procesu erózie. Intenzívne porušenie granitoidov Žiaru sa vysvetľuje tiež tým, že celé pohorie bolo od paleogénu ponorené pod vodnou hladinou. K porušeniu granitoidných hornín významne prispeli tektonické procesy, prejavujúce sa hlavne na okrajoch masívu. Po tektonických poruchách dochádza na viacerých miestach k výverom minerálnych i termálnych vôd. K ďalšiemu rozpadu hornín kryštalinika prispeli tiež atmosferické účinky. Niekde zvetraliny zostali na mieste, inde boli splavované povrchovými vodami na úpätie pohoria, príp. iba málo premiestnené vo vodnom prostredí. Väčšinou boli znášané do tektonicky vzniknutej prepadliny.

Štrkopiesčité súvrstvie, nachádzajúce sa na severnom úpätí pohoria Žiar (obr. 2), v okolí Budiša, Rudna, Slovenského Pravna a Polerieky je označované ako budišské súvrstvie. Tunajším pieskom sa venovala pozornosť už

v predošlých rokoch (J. GAŠPARIK 1968, 1969). Okrem objasnenia ich geologickej pozície sa výskum zameral aj na stanovenie ich plošného rozsahu a kvality. Za tým účelom bolo urobených niekoľko plytkých vrtov a rýh.

Piesky z oblasti Rudna (pieskovňa Rudno a tiež vrty BR-7a a BR-8) predstavujú hrubozrnný až strednozrnný klastický materiál, tmelený kaolinickým ílom. Sú svetlosivej farby, miestami so žltým, hnedým, príp. načervenalým sfarbením (podmienené prítomnosťou hydroxidu železitého). Vznikli zo zvetralín granitoidného komplexu pohoria Žiaru. Pokiaľ zvetralý materiál zostal na mieste, má po technolo-



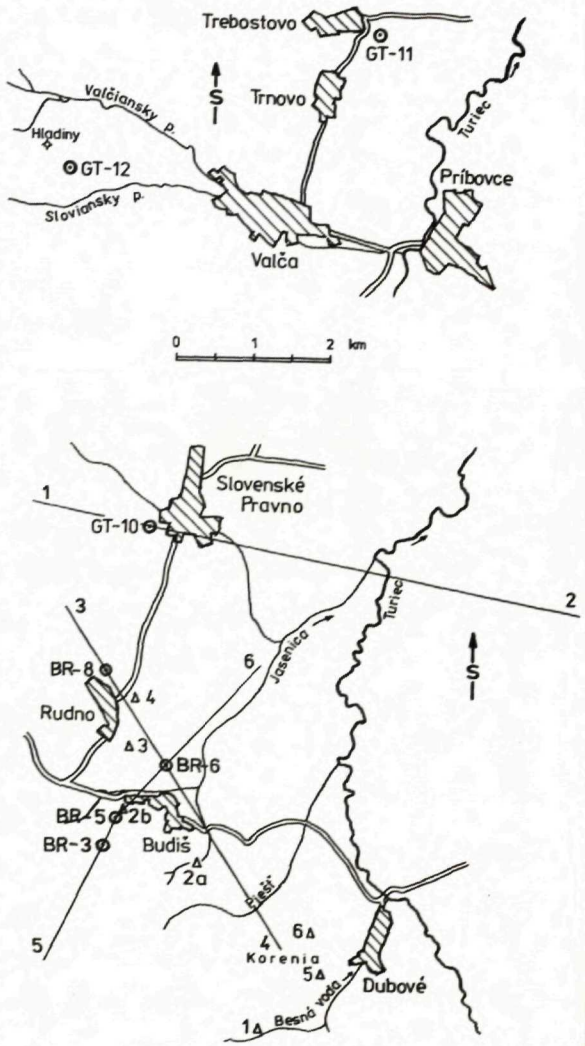
Obr. 1 Schematické geologické rezy v oblasti z. časti Turčianskej kotliny.
1 — svahové hliny (kvartér); 2 — tmavosivé jemnopiesčité íly; 3 — tmavosivé, miestami uhoľné íly (2—3 sarmat — panón); 4 — svetlosivé až nažltlé jemnozrnné kremité kaolinické piesky; 5 — žltosivé kremité kaolinické jemnozrnné piesky s úlomkami granitoidných hornín (4—5 vrchný báden); 6 — kremence (sp. trias); 7 — granitoidné horniny kryštalinika

gickej stránke kvalitnejšie parametre ako piesky kaolinické. Po odplavení na väčšiu vzdialenosť, smerom do stredu kotliny, boli kvalitatívne hodnoty pieskov podstatne znížené. Spôsobilo to znečistenie rôznym pelitickým materiálom, súčasne sedimentujúcim v niekdajšom uzavretom vodnom prostredí (J. GAŠPARIK 1971).

Po petrografickej stránke je charakteristika uvedených pieskov nasledovná: Piesky v prevažnej miere obsahujú zrná kremeňa, ktorých veľkosť sa pohybuje v rozmedzí do 3 mm. Zrná majú hranatý, angulárny tvar. Zachovanie hranatosti stredne hrubých zŕn poukazuje na to, že zrná neboli takmer vôbec podrobené transportu a nachádzajú sa veľmi blízko miestu zvetrávania pôvodných hornín — granitoidov pohoria Žiaru. V horninách sú prítomné i početné zrná živcov, ktoré sú buď voľné, alebo aj prerastené kremeňom. O väčšom zastúpení živcov svedčia i chemické analýzy pieskov, v ktorých celkový súčet obsahu alkálií dosahuje rozpätie 5,37—6,30 % (s obsahom K_2O od 3,16 do 4 hmotn. %; obsah Na_2O od 1,37 do 3 hmotn. %). Ako príklad uvádzame obsah niektorých kysličníkov v hrubozrnných dvojsľudových granitoidoch zo severnej časti pohoria Žiar (in M. HAVRILA a kol. 1989): K_2O 3,05 až 3,75 hmotn. %; Na_2O 3,30—3,75 hmotn. %. V pieskoch sú ďalej hojne prítomné lupienky sľúd (muskovit, zriedkavejšie biotit). Tmeliaci materiál pieskov z lokality Rudno obsahuje najmä kaolinit a zriedkavejšie aj illit. V pieskoch od Budiša prevláda illitický materiál. Na základe uvedeného minerálneho zloženia je možné skúmané horniny označiť ako kremito-živcové piesky.

Pozornosť bola venovaná aj obsahu Fe_2O_3 v jednotlivých zrnitostných podieloch. V pieskoch z lokality pri Rudne je vo frakcii pod 0,25 mm zvýšený obsah Fe_2O_3. V zrnitostnej frakcii nad 0,5 mm je obsah Fe_2O_3 iba 0,016 až 0,075 hmotn. %, kým vo frakcii 0,5—4 mm sú hodnoty obsahu uvedeného kysličníka 0,06 až 0,87 hmotn. percenta.

V jadrových pohoriach Západných Karpát pri zvetrávaní granitoidných hornín vzniká prevažne illit a montmorillonit, menej chlorit. Kaolinit chýba, alebo je prítomný v malých množstvách. V zmysle klasifikácie G. PEDRA (1971) ide o bisialitickú kôru zvetrávania. Iba v Žiarskom pohorí sa uchovali na granitoidoch zbytky kôry zvetrávania s kaolinitom, čo umožnil priaznivý tektonický vývoj územia a tiež vhodný reliéf. I. KRAUS (1986) ich považuje za prechodný typ medzi monosialitickou a bisialitickou kôrou zvetrávania. Zachované relikty s prevládajúcim illitom predstavujú spodnú, chemicky málo zrelú časť uvedenej kôry (I. Kraus l. c.). Produkty pôvodnej kaolínovej kôry zvetrávania boli zväčša redeponované do Turčianskej kotliny.



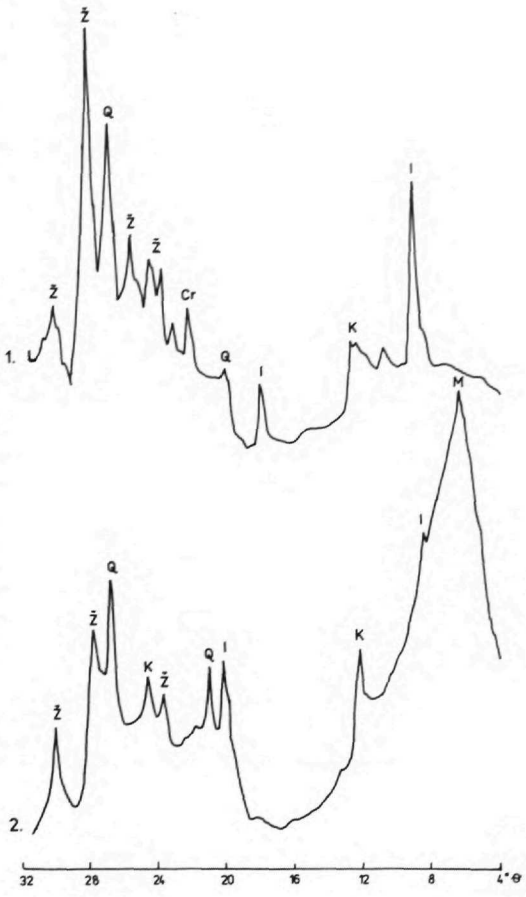
Obr. 2 Situačná mapa vrtov a lokalít.
⊙ — vrty; ▲ — lokality; 1 2 — geologické rezy

Zmeny minerálneho zloženia sme sledovali v profile, a to od zvetralých granitoidov Žiaru, až po sedimentárnu výplň kotliny. Zvetralý granitoid s hrubopiesčitým rozpadom zo zárezu cesty jz. od Dubového (lok. č. 1) má ílovú frakciu, zloženú z vysokodisperzného živca a kremeňa, s prímesou kaolinitu a montmorillonitu. V ílovej frakcii intenzívnejšie zvetralého rozpadavého granitoidu, vystupujúceho v pokračovaní zárezu, prevláda illit, živec a kremeň, prímes tvorí kaolinit a cristobalit s nepravidelne usporiadanou štruktúrou — lussatit (obr. 3).

V oblasti Budiša boli na výskum odobrané vzorky z dvoch polohove odlišných lokalít. Sedimenty z pieskovne ležiacej oproti plničke minerálnej vody (lok. č. 2a) patria blážovskému súvrstviu. V ich ílovej frakcii má prevahu kaolinit, resp. kaolinit s montmorillonitom a prímesou illitu. Žulové aluviálne piesky, vystupujúce v zároze pri západnom okraji obce Budiš (lok. č. 2b), sú staršie, reprezentujú budišské súvrstvie. Striedajú sa tu polohy okrových slabo spevnených kremitých pieskov s ílovým tmelom a sivých jemnozrnnejších slabo spevnených pieskov. Ílová frakcia okrových pieskov je tvorená kaolinitom, goethitom, lussatitom, illitom a kremeňom. V sivých pieskoch je zloženie podobné, navyše je prítomný montmorillonit a menšie zastúpenie má goethit. Z porovnania oboch polôh vyplývajú málo výrazné zmeny počas transportu, ako aj v zložení materiálu. V sivých pieskoch sa zreteľne prejavuje len intenzívnejší odnos železa a na druhej strane prínos materiálu s montmorillonitom (obr. 4).

Podobné je i zloženie sedimentov v okolí Rudna (lok. č. 3). V pieskovni, nachádzajúcej sa jv. od obce, je medzi polohami strednozrnného pieskovca s kalcitovým tmelom a pevného hrubozrnného pieskovca s bielym ílovým tmelom poloha slabo spevneného kremitého piesku s muskovitom a ílovým tmelom. Jeho ílovú frakciu tvorí prevažne kaolinit, menšie zastúpenie má illit, montmorillonit, lussatit, kremeň a kalcit. Prítomnosť kalcitového tmelu vo vrchnej polohe súvisí s prínosom vápnika počas tvorby sladkovodných vápencov, vystupujúcich južne od Slovenského Pravna. V pieskovni pri rudnianskom cintoríne (lok. č. 4) má svetložltý hrubozrnný piesok s malým množstvom muskovitu a ílovým tmelom podobné zloženie, chýba tu však montmorillonit (obr. 5). Na obrázkoch zo SEM (tab. I.) vidno dobre obmedzené šesťuhoľníkové tabuľkovité kryštály kaolinitu, svedčiace o krátkom transporte materiálu.

V polohe sivožltých kremitých pieskov, vystupujúcich jz. od obce Dubové, pod kótou 510 (lok. č. 5), je ílová frakcia tvorená kaolinitom a kremeňom s malým zastúpením illitu, goethi-



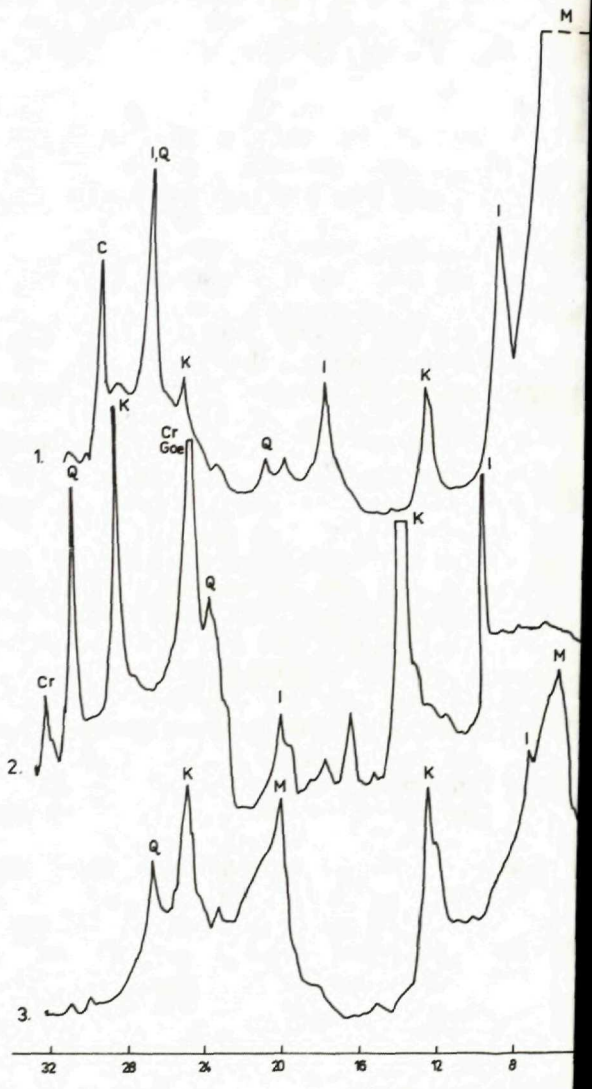
Obr. 3 Difraktografické záznamy ílovej frakcie (I — illit, M — montmorillonit, K — kaolinit, Ž — živec, Q — kremeň, Cr — cristobalit). Jz. od Dubového — lok. č. 1

tu a minerálu s nepravidelne zmiešanou štruktúrou IM, ktorý má v sedimentoch Turčianskej kotliny značné zastúpenie.

V intenzívne zvetraných granitoidoch zo zárezu západne od Dubového (Korenia — lok. č. 6) sme sledovali zmeny v minerálnom a chemickom zložení ílovej frakcie podľa makroskopicky odlíšiteľného stupňa premeny. V najvrchnejšej časti profilu je výrazne zvetraný súdržný limonitizovaný granitoid s hrubozrnným rozpadom. Zrná kremeňa sú potiahnuté limonitovým povlakom, živce sú čiastočne vybielené, sľuda má malé zastúpenie. Ílovej frakcie je málo, tvorí ju montmorillonit, kremeň, živec, illit, kaolinit a goethit; nepatrne je zastúpený lussatit a chlorit. Nižšie je granitoid menej súdržný, znova s hrubozrnným rozpadom. Je menej limonitizovaný, živce sú intenzívnejšie vybielené. Ílová frakcia je tvorená montmorillonitom, illitom, kremeňom, živcom, lussatitom a kaolinitom. Poloha sivobieleho plastického ílu s malým obsahom kremeňa a sľúd má ílovú frakciu, zloženú z montmorillonitu, illitu, kremeňa, živca a malého množstva kaolinitu. Nasleduje nerozpadnutý granitoid s vybielenými živcami, kremeňom a malým množstvom sľúd. V ílovej frakcii je podstatne zastúpený montmorillonit, menej illit, z klastických prímesí živec, kremeň a lussatit. Kaolinit tu nie je prítomný. Zníženie obsahu kaolinitu, až jeho vyznievanie smerom do hĺbky, je pozorovateľné aj na obrázkoch SEM (tab. II.).

Pri sledovaní zmien obsahu hlavných oxidov vo vertikálnom profile pozorujeme len málo výrazné zmeny v chemickom zložení zvetraliny (tab. 1). Obsah SiO_2 je rôzny v závislosti od stupňa zvetrávania, čo tiež korešponduje so zmenami obsahu Al_2O_3, Fe_2O_3 a Na_2O. Najvyšší obsah Al_2O_3 je v polohe plastických ílov, kým v ďalších vzorkách je približne rovnaký. Obsah Fe_2O_3 sa hĺbkou znižuje až vyrovnáva; najväčšie zastúpenie má vo vrchných, intenzívnejšie limonitizovaných polohách. Tu je tiež vyšší obsah FeO a MgO, čo zodpovedá prítomnosti chloritu, zaznamenaného rtg. analýzou. V obsahu K_2O nie sú výrazné zmeny. Jeho vyšší obsah je v intenzívnejšie zvetranej hornine, viaže sa na illit. Výraznejšie je kolísanie obsahu Na_2O, ktorý býva viac vynášaný zo zvetraných polôh.

Pre vyjadrenie zmien makrochemizmu, ktoré v horninách prebehli počas zvetrávania, sme porovnali obsah kysličníkov v ílovej frakcii granitoidov v rôznom stupni zvetrávania a v čerstvej hornine (podľa R. M. GARRELS—F. T. MACKENZIE 1971). Ukázalo sa (obr. 6), že



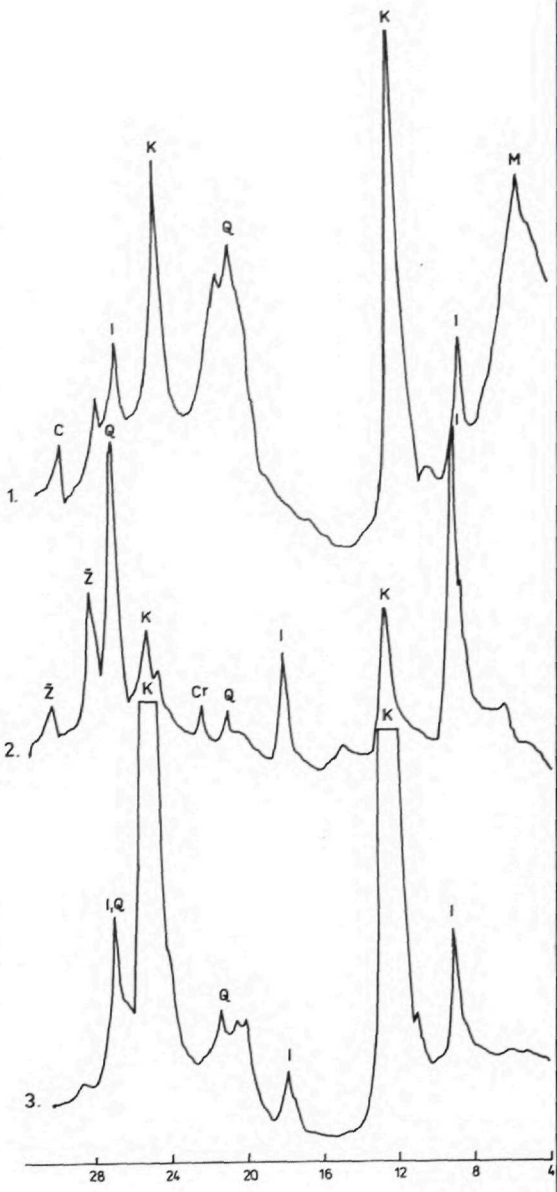
Obr. 4 Difraktografické záznamy ílovej frakcie (I — illit, K — kaolinit, M — montmorillonit, Ž — živec, Q — kremeň, Cr — cristobalit, G — goethit). 1—2 Zárez cesty pri z. okraji obce Budiš — lok. č. 2b.; 3 — Pieskovňa oproti plničke min. vody — lok. č. 2a

z profilu je intenzívnejšie vynášaný vápnik a sodík, ktoré sa pri zvetrávaní prvé uvoľňujú zo štruktúr primárnych minerálov. Výraznejší odnos prejavuje aj FeO, resp. tu dochádza k oxidácii Fe^{2+} na Fe^{3+}. Ílová frakcia je ochudobnená o kremík. Nejednotný trend ukazuje draslík a mangán. Pozorovateľný prínos v skutočnosti vyjadruje reziduálne obohatenie zvetraliny prvkami, ktoré neboli z porušenej horniny odstránené.

Piesčité sedimenty z okolia Budiša a Rudna na základe zrnitostných rozborov patria medzi slabo až zle vytriedené sedimenty s koeficientom vytriedenia So = 2,29—2,98; priemernou veľkosťou zrna Md = 0,12—0,62 a symetriou krivky Sk od 0,2 do 1,1. Od nich sa líšia kremité piesky z Dubového lepším vytriedením materiálu (So = 1,9; Md = 0,52 a Sk = 0,66) a tiež obsahom ílového minerálu s nepravidelne zmiešanou štruktúrou IM.

Výsledky výskumu, uskutočňovaného pomocou vrtov

K objasneniu charakteru okrajov Turčianskej kotliny a zo z. a jz. strany ju lemujúcich pohorí Malej Fatry a Žiaru prispeli taktiež niektoré vrtné práce, uskutočnené Geologickým ústavom D. Štúra. Ide o vrty GT-10 (Slovenské Pravno), GT-11 (Trebostovo) a GT-12 (Valča). Boli získané nielen nové poznatky o okrajovej výplni kotliny, ale aj o výskyte starších jednotiek — mezozoika a kryštalinika v podloží spolu s ďalšími informáciami o geologickej stavbe a vývoji oblasti. Skúmaním materiálu z uvedených vrtov sa rozšírili doterajšie údaje o litologicko-petrografickom zložení komplexov kryštalinika Malej Fatry a Žiaru, vzdialenejších od dosiaľ známych povrchových výstupov. Uvedieme stručnú charakteristiku spomínaných troch vrtov spolu s novozískanými poznatkami.



Obr. 5 Difraktografické záznamy ílovej frakcie (K — kaolinit, I — illit, M — montmorillonit, Ž — živec, Q — kremeň, Cr — cristobalit, C — kalcit). 1 až 2 Pieskovňa jv. od Rudna — lok. č. 3; 3 — Rudno, pieskovňa pri cintoríne — lok. č. 4

Vrt GT-10 (Slovenské Pravno)

Vrt je situovaný v sv. časti pohoria Žiar, sz. od cintorína v Slovenskom Pravne.

Vo vrte (obr. 7) pod ornicou sa v intervale 2,0—7,1 m nachádzajú kvartérne žltohnedé

piesčité hliny s drobnými úlomkami vápencov; na báze sú hojnejšie prítomné málo opracované fragmenty triasových kremencov (veľkosť valúnov do 10 cm). Hlbšie leží súvrstvie sedimentov bádenského až sarmatského veku. Reprezentované je tmavosivými piesčitými ílmi (v hĺbke 7,6 až 7,8 m) s polohou ílovcov a úlomkami uhlia. Od 10,4 do 47,8 m prevládajú svetlosivé vápnité íly až ílovce, kompaktné, s odtlačkami listov a zuhoľnatenými rastlinnými zvyškami. V hĺbke 47 m v polohe tmavosivých ílov s úlomkami zvetraných granitoidov je ílová frakcia tvorená zmesou kaolinitu, illitu a montmorillonitu s prímesou kremeňa. Pod nimi až do hĺbky 51,3 m sú svetlosivé íly.

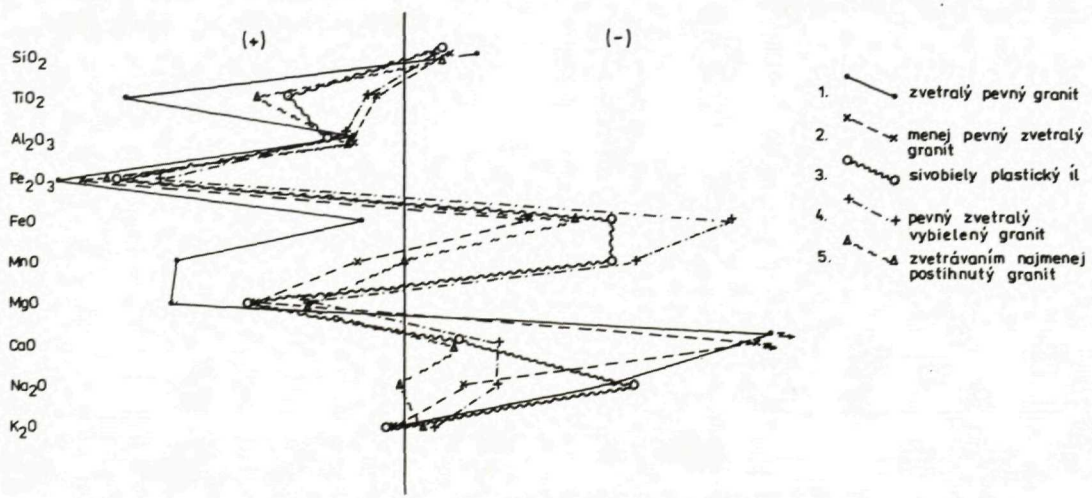
V intervale 51,3—121,6 m vystupuje zrni-

Tabuľka 1

Chemické analýzy ílových frakcií (1—5) zvetraných granitoidov z profilu jz. od obce Dubové — Korenia (v hmot. %)

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	45,65	53,72	55,50	60,00	56,50	72,05
TiO_2	1,30	0,28	0,46	0,28	0,56	0,23
Al_2O_3	22,93	22,28	25,88	23,33	23,07	16,36
Fe_2O_3	14,45	9,18	4,49	3,23	5,60	0,74
FeO	1,44	0,49	0,31	0,15	0,40	1,13
MnO	0,19	0,06	0,01	0,01	0,05	0,05
MgO	2,20	0,98	1,39	1,34	0,97	0,54
CaO	0,01	0,08	1,00	0,78	1,01	1,40
Na_2O	0,98	2,29	0,81	1,84	3,44	3,30
K_2O	3,10	3,22	3,33	2,53	2,65	3,05
P_2O_5	0,66	0,73	0,43	0,70	0,65	0,20
str. ž.	5,80	4,76	5,15	4,46	4,29	
H_2O^+	2,27	1,62	1,35	1,16	1,07	0,78
H_2O^-	3,82	3,82	6,34	5,46	3,40	0,10

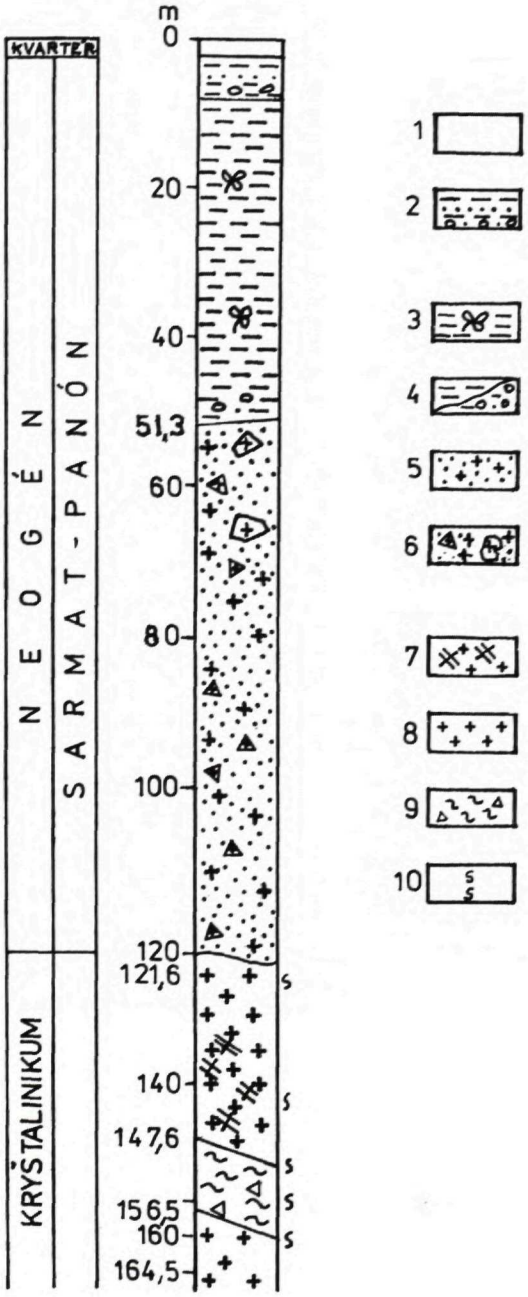
1 — zvetraný súdržný granitoid, 2 — menej súdržný zvetraný granitoid, 3 — sivobiely plastický íl, 4 — súdržný zvetraný vybielený granitoid, 5 — zvetrávaním najmenej postihnutý granitoid, 6 — hrubozrnný pegmatitoidný dvojsľudný granit, Rysná dol. (O. Miko in M. Havrila a kol. 1989).



Obr. 6 Bilancia kysličníkov v profile zvetraných granitoidov; z. od Dubového (Korenia) — lok. č. 6

tostne netriedený materiál, pozostávajúci len z hornín kryštalinika. Na jeho zložení sa podieľajú pomerne dobre zachované zrná a úlomky granitoidných hornín, pegmatitov-aplitov a menej hornín metamorfného plášťa. Veľkosť úlomkov (až balvanov) je do 0,2 m, ojedinele dosahuje 1,4 m. Tento materiál bol najpravdepodobnejšie v neogéne pretransportovaný — splavený iba na krátku vzdialenosť z tektonicky a zvetrávacími procesmi porušenej hráste kryštalického masívu Žiaru. Možno ho označiť ako pochovaný úpätný proluviálny sediment. V hĺbke 51,0 m sú tmavosivé íly s úlomkami zvetraných granitoidov. V nich sa nachádzajú závalky bielej farby, tvorené kremeňom, kaolinitom, illitom a sideritom, s nepatrnou prímesou dolomitu (obr. 8). V intervaloch 65,5 až 69,5 m a 75,2—79,7 m je vo zvetraline vyšší podiel ílovej zložky. V úlomkovom materiáli sa nachádzajú väčšinou hybridné granitoidné horniny s nehomogénnou, usmernenou stavbou minerálnych súčiastok i strednozrnné dvojsľudné granitoidy „žiarskeho" typu. Väčšie úlomky pegmatitoidných a aplitoidných hornín sa nachádzajú v hĺbke 51,4 m; 64,1—65,5 m (balvan) a tiež 87,6 m. V aplitoidných varietách bol pozorovaný hojný muskovit i s vejárovitým usporiadaním lupienkov muskovitu. Z metamorfovaných hornín boli v hĺbke 91,7—95,0 m nájdené fragmenty biotitických rúl s granátom, ako aj muskoviticko-biotitické ruly, miestami s pomerne hojným sillimanitom.

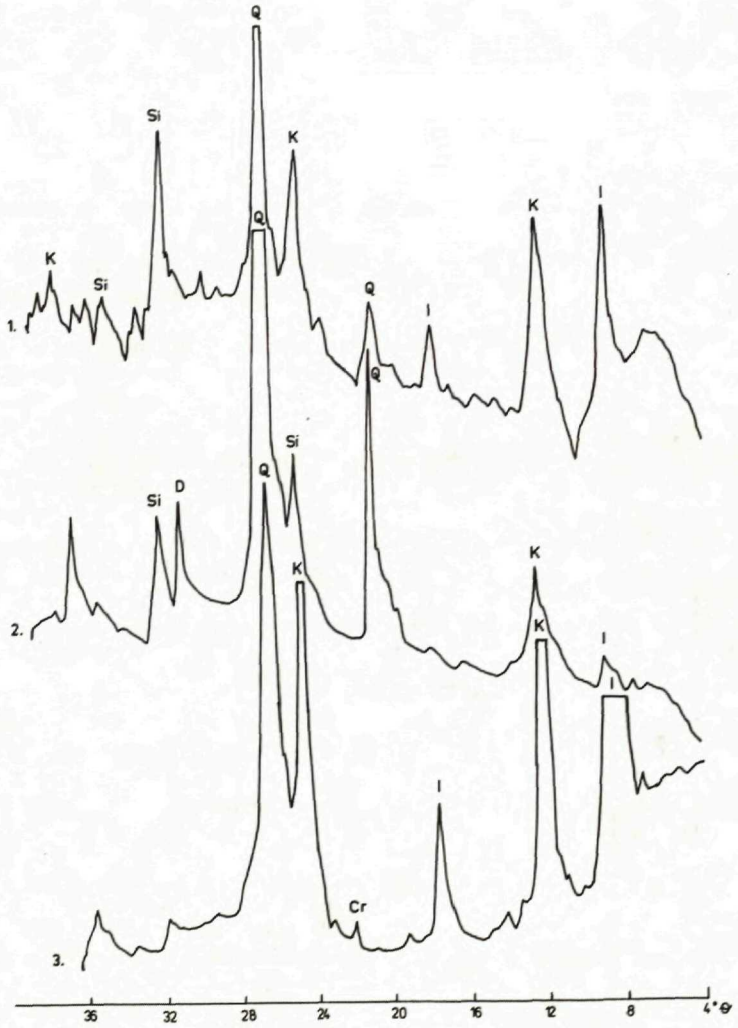
V hĺbke 52 m bola odobratá vzorka s obsahom ílov, tvorená dolomitom, sideritom a illitom. Podobne i v 56 m bola odobratá vzorka, v ktorej bola zistená prítomnosť kaolinitu, illitu, kremeňa, prímesi kalcitu a lussatitu. V naj-



Obr. 7 Litostratigrafická charakteristika vrtu GT-10 (Slovenské Pravno). Vysvetlivky:
1 — tmavohnedá ornica; 2 — žltohnedá piesčitá hlina s úlomkami vápencov, na báze valúny kremencov a vápencov o ∅ 10 cm (1—2 kvartér); 3 — svetlosivé jemnopiesčité íly až ílovce s odtlačkami listov a preuhoľnatenými rastlinnými zvyškami; 4 — svetlosivé íly s úlomkami granitoidov; 5 — pretransportované drobnozrnné piesčité produkty zvetrávania granitoidov; 6 — úlomky granitoidov a metamorfitov (3 až 6 sarmat — panón); 7 — granitoidy s množstvom zvyškov biotitických rúl; 8 — biotitické granitoidy „žiarskeho" typu; 9 — mylonitové zóny — drť; 10 — výrazné tektonické porušenie hornín (7—10 kryštalinikum)

spodnejšej časti úpätných proluviálnych sedimentov, na styku s podložnou matečnou granitoidnou horninou, sa nachádza cca 25 cm hrubá poloha, obsahujúca pomerne čistý koncentrát lupienkov biotitu. Jej vznik je možné vysvetliť tým, že splachmi bola ľahšia kremeň-živcová zložka zvetraných granitoidných hornín odnesená, kým ťažšie biotity sa vo vhodnej depresii gravitačne nahromadili.

Podložné predvrchnokarbónske kryštalinikum začína od hĺbky 121,6 m. Je reprezentované najmä granitoidnými horninami rôznych variet. Sú tu zastúpené homogénne i výrazne hybridné granitoidy, stredno- až hrubozrnné, tiež i porfýrické, s výrastlicami živcov, dosahujúcimi veľkosť do 2 cm (napr. v hĺbke 126,4 m). V najspodnejšej časti vrtného profilu vystupujú typické muskoviticko-biotitické granitoidy

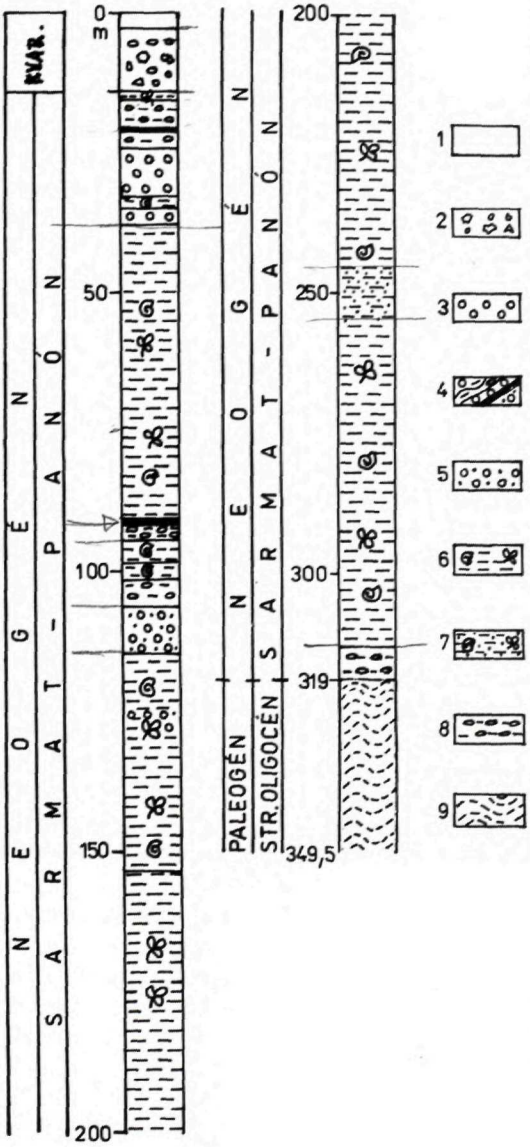


Obr. 8 Difraktografické záznamy ílovej frakcie (K — kaolinit, Q — kremeň, Si — siderit, D — dolomit, Cr — cristobalit). Vrt Gt-10 (Slovenské Pravno) 1 — 51,0 m; 2 — 52,0 m; 3 — 56,0 m

„žiarskeho" typu. Sú masívne, rovnomerne zrnité, strednozrnné. Hrubozrnné, pegmatitoidné variety hornín boli pozorované v intervale 127,5—128,0 m.

Priamo v granitoidoch, v intervale 132,5 až 147,6 m a miestami i hlbšie, sú hojnejšie prítomné „utopené, nestrávené" zbytky metamorfovaných hornín plášťa. Uložené sú pod uhlom 50 až 60°; bývajú intenzívne porušené. Vyskytujú sa tu variety rúl so sillimanitom a biotitom i granáticko-sillimaniticko-biotitické a kordieriticko-sillimaniticko-muskovitícko-biotitické ruly. Zbytky metamorfného plášťa sa na s. strane pohoria Žiar okrem malých výnimiek (spomínaná oblasť Búnova jz. od Slovenského Pravna) nikde nezachovali. Známe sú len z jv. časti tohto pohoria — od Skleného (ruly a amfibolity), príp. vystupujú tiež 8—10 km západnejšie od Slovenského Pravna, v s. časti kryštalinika Malej Magury.

Horniny kryštalinika vo vrte GT-10 sú dosť intenzívne tektonodeformačne porušené, popretínané tenkými trhlinkami, väčšinou dosť strmo uklonenými (napr. v intervale 123,2—125,5 m). Vo výplni trhliniek prevládajú karbonáty a chlorit, ojedinele boli pozorované i drobné zrná sulfidov. V hĺbke 147,6—156,5 m sa nachádza široká poruchová zóna s drťou a len s malým počtom úlomkov zachovalejších hornín.



Vrt GT-11 (Trebostovo)

Vrt je situovaný na v. úpätí pohoria Malej Fatry, pri v. okraji obce Trebostovo (obr. 2). Bolo zistené, že tektonická línia, pozdĺž ktorej dochádza k poklesu územia Turčianskej kotliny, prebieha západnejšie od lokalizovaného vrtu. Získali sa tiež významné údaje o geologickom vývoji územia. Vrt (obr. 9) prenikol súvrstvím,

Obr. 9 Litologická charakteristika vrtu GT-11 (Trebostovo). Vysvetlivky: 1 — hnedá ornica s valúnmi; 2 — polymiktný, málo opracovaný štrk, tvorený valúnmi mezozoických kremencov, vápencov a granitoidných hornín (1—2 kvartér); 3 — hrubozrnný štrk, tvorený valúnmi mezozoických hornín; 4 — drobnozrnné štrky, polymiktné, s vložkami vápnitých ílov so sladkovodnou makrofaunou a odtlačkami listov; s vložkou zrnitodrevitého lignitu; 5 — drobnozrnný štrk až hrubozrnný piesok, tvorený ostrohrannými úlomkami hornín; 6 — sivé piesčité íly, miestami až ílovce s hojnými úlomkami schránok makrofauny a s preuholnatelými rastlinnými zvyškami; 7 — polohy piesčitých štrkov so zvyškami sladkovodných organizmov a rastlinných zvyškov v slienitých íloch až ílovcoch; 8 — zailované štrky, tvorené málo opracovanými valúnmi kremencov (3—8 sarmat — panón); 9 — sivé vápnité, vrstevnaté íly až ílovce, miestami porušené — str. oligocén

ktoré zaraďujeme do paleogénu, čo sa doteraz v tejto časti územia nepredpokladalo.

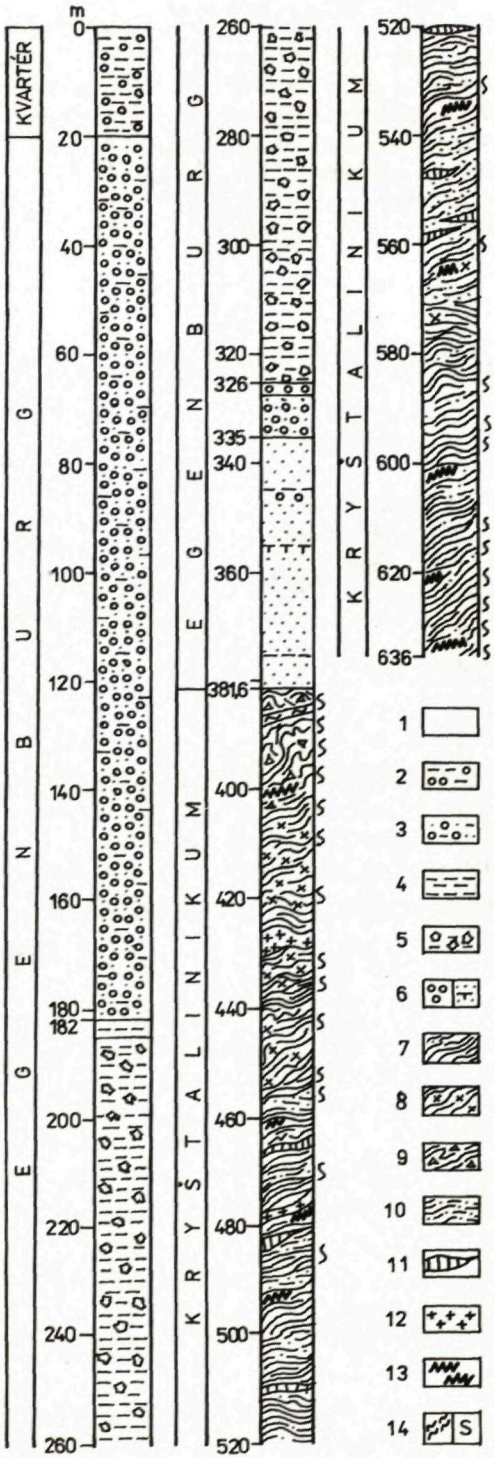
Do hĺbky 313,2 m sú vo vrtnom profile prítomné ílovitovápnité sedimenty s polohami polymiktných štrkov až štrkopieskov (interval 16,0—38,0 m; 105,5—114,0 m; 124,0 až 125,0 m) a zemito-drevitého lignitu (21,3 až 21,5 m; 90,1—90,4 m). V celom súvrství sa nachádzajú úlomky schránok sladkovodnej makrofauny a preuhoľnatené rastlinné zvyšky. Ďalšou, nie mocnou polohou (do hĺbky 319,0 m), sú zaílované štrky s málo opracovanými valúnmi bielych, sivých až hnedožltých kremencov, ktoré pochádzajú z obalového mezozoika Malej Fatry. V podloží popísaných súvrství boli navŕtané vápnité íly až ílovce svetlosivej farby, čiastočne vrstevnaté, v ktorých bola v hĺbke 347,0 m zistená nanoflóra stredného oligocénu (V. GAŠPARIKOVÁ 1988). Ide o prvý nález paleogénnych vrstiev na v. úpätí Malej Fatry. Ostatné lokality s dokázaným stredným oligocénom sa vyskytujú vo v. časti Turčianskej kotliny (napr. Necpaly, Konské, Ďanová, Podhradie — Bieličia a iné).

Vrt GT-12 (Valča)

Vrt bol situovaný cca 3 km z. od obce Valča, medzi osadou Brnča a kótou „Hladiny" (595 m), v blízkosti Slovanského potoka. Cieľom vrtu bolo overiť geologickú stavbu územia v tesnom okraji pohoria Malej Fatry.

Vo vrte (obr. 10) do hĺbky 20,0 m boli zvetraliny vápencovo-dolomitických brekcií svetložltej až okrovej farby. Tmeliaci materiál predstavuje jemnozrnnú bielu hmotu s dolomitom a illitom s prímesou kaolinitu, montmorillonitu a ankeritu (obr. 11). Popísané zvetraliny, ktoré sa striedajú so splaveninami, zaraďujeme do kvartéru. Nižšie ležia horizonty štrkozlepencov s ostrohrannými úlomkami vápencov a dolomitov. Tmeliaci materiál je piesčito-ílovitý, hrdzavohnedej farby, s prevahou dolomitu a illitu, s prímesou kaolinitu, chloritu, kremeňa a kalcitu. V intervale 120,0—124,0 m v karbonátových štrkoch je poloha hnedočervených bridličiek bauxitového zloženia. V ich ílovej frakcii prevláda podľa DTA a RTG analýzy gibbsit a diaspor s kremeňom, prímesou dolomitu, illitu, böhmitu a goethitu.

V spodnejšej časti súvrstvia (interval 232,0 až



236,0 m), v svetlookrovom tmeli ostrohranných úlomkov karbonátov, prevláda kaolinit nad illitom, dolomitom, montmorillonitom, chloritom a kremeňom. Nižšie, až do hĺbky 381,6 m, tmeliacim materiálom zlepencovo-štrkového horizontu je okrový tmel, tvorený illitom, kremeňom, kalcitom, montmorillonitom a dolomitom s menšou prímesou kaolinitu, prípadne ankeritu.

V hĺbke 381,6 m dosiahol vrt podložný komplex kryštalinika a prenikal ním ďalej v dĺžke okolo 255 metrov. Horninový materiál tu prevládajúcou mierou reprezentujú metamorfity — ruly rôznych typov. S nimi sa dosť pravidelne striedajú metamorfované produkty bázického vulkanizmu — amfibolické ruly a amfibolity. Poloha metabázik lokálne (napr. v intervale 540,0—560,0 m) dosahuje hrúbku až okolo 20 metrov. Na dvoch miestach horninami prenikajú pegmatitové telesá. Ide o obdobnú asociáciu hornín, aká je známa z povrchových odkryvov v celej v. časti Lúčanskej Malej Fatry. Vrtom HVP-1 (Valčianska dolina), uskutočneným IGHP Žilina, bolo overené kryštalinikum v podloží ladinských podhradských vápencov a dolomitov, a to v hĺbke 149,2 metrov (cit. in. M. Rakús a kol. 1984).

Ruly, vystupujúce v profile vrtu GT-12, sú prevažne drobnozrnné-lupenité, špinavohnedej príp. sivozelenej farby. Prevládajú horniny s plošne paralelnými, nevýrazne páskovanými textúrami. V hĺbke okolo 400,0—434,0 m (menší výskyt až do 455,0 m a ojedinele i nižšie) sa vyskytujú ruly so šmuhovitou, nebulitickou textúrou. Okaté — perlové granáticko-biotitické ruly s hojnými porfýroblastmi plagioklasov boli pozorované od hĺbky 465,0 m až po 540,0 m; v menšom rozsahu i nižšie, napr. v intervale 560,8—567,0 m a potom až do hĺbky okolo 610,0 m. Vo vrtnom profile sú najčastejšie zastúpené granátiticko-biotitické až biotitické variety rúl, muskovit je v nich prítomný len v podradnom množstve. V niektorých je zriedkavo zastúpený sillimanit. Veľmi často sa nachádzajú variety intenzívne tektonodeformačne porušených rúl — mylonity až blastomylonity.

Prítomnosť amfibolických rúl bola vo vrte zaznamenaná od hĺbky 455,0 m. Zväčša pozvoľna prechádzajú do okolitých metasedimentov — rúl, príp. sa dosť rýchlo striedajú najmä s očkatými — perlovými rulami (napr. v hĺbke 500,0—540,0 m a v menšom rozsahu i hlbšie). Hrúbka telies amfibolických rúl nepresahuje 3—5 metrov. Sú prevažne drobno- až strednozrnné, tmavosivej farby, miestami homogénne, inde nevýrazne páskované, príp. šmuhovité. Okrem amfibolu môžu obsahovať i biotit, menej často tiež granát. V niektorých rulách svetlá kremeň-živcová zložka vypĺňa hniezda nepravidelných tvarov.

Amfibolity majú tmavé, zelenočierne zafarbenie, sú homogénne, drobnozrnné a s masívnou, len nevýraznou lineárne-plošne paralelnou textúrou. Budujú telesá malej hrúbky — max. do 2,5 metra. V profile vrtu GT-12 sú prítomné v hĺbkach okolo 481,6 m; 510,2 m; 520,0 m a ďalej v intervale medzi 540,0 až 560,0 m. Lokálne je v nich prítomný i titanit.

Telesá žilných pegmatitovo-aplitoidných hornín sa nachádzajú na dvoch miestach — v intervale 425,5—429,0 m a 477,7—477,9 m. Ide o svetlé, prevažne kremeň-živcové horniny, miestami s náznakom grafického prerastania minerálov. Zo sľúd v nich prevláda muskovit, biotitu je málo; ojedinelé zrná granátov dosahujú veľkosť do 3 mm.

Horniny kryštalinika sú do rôzneho stupňa tektonodeformačne porušené, zbridličnatené aj zbrekciovatené. Je to nepochybne spôsobené i blízkosťou tzv. valčianskej poruchovej zóny sz.-jv. smeru, ohraničujúcej kryštalinikum Ma-

Obr. 10 Litologická charakteristika vrtu GT-12 (Valča). Vysvetlivky: 1 — hliny; 2 — zvetraliny vápencovodolomitických brekcií; svetložltá až okrová hlina, nerovnomerne piesčitá s valúnmi vápencov a dolomitov (1—2 kvartér); 3 — štrkozlepence s ostrohrannými úlomkami vápencov a dolomitov, tmel tvoria vápencovo-dolomitické íly až ílovité piesky; 4 — vápnité íly, ílovce; 5 — štrkozlepence s ostrohrannými valúnmi mezozoického materiálu, tmel je ílovito-piesčitý; 6 — štrkozlepence a) s valúnmi karbonátov čiastočne opracovanými, b) jemnozrnné piesky svetlosivej až nažltlej farby (materiál vápencov a dolomitov) s polohou s prevládajúcim dolomitickým materiálom (3—6 egenburg); 7 — granáticko-biotitické až biotitické ruly; 8 — ruly s nebulitickou textúrou; 9 — ruly veľmi intenzívne tekt.-deformačne porušené až zbrekciovatené; 10 — amfibolické ruly; 11 — amfibolity; 12 — pegmatity; 13 — kremenné žily, príp. prekremenenie hornín; 14 — výrazné tekt.-deformačné porušenie hornín

CH
D
I
K
K
Q
CH,M
I
D
Gi
1.
Q
Q
Q
I
Gi
Di
Gi
B
I
M
K
K
2.
D
Q
I
Q
I
D
Q
3.
C
K
Q
C
D
C
Q
I
3.
36
32
28
24
20
16
12
8
4° θ

lej Fatry voči mladším jednotkám z j., resp. jz. strany. Taktiež okrajové zlomy sv.-jz. až s.-j. smeru, oddeľujúce kryštalinikum od treťohornej výplne Turčianskej kotliny, na ktoré v okolí Valče nadväzuje i tzv. strečniansky zlom (M. MAHEĽ 1986), majú výrazný vplyv nielen na utváranie geologickej stavby a geomorfológiu oblasti, ale i na tektonické porušenie a premenu hornín. Veľmi výrazné porušenie je možné pozorovať v prvých dvoch desiatkach metrov profilu až do hĺbky 408 m a ďalej v hĺbkach okolo 420 m; 429,0—435,0 m; 451,0—455,0 m; 484,0—485,8 m; 506,5—510,2 m; okolo 530 m; 591,0—596,0 m a tiež v spodnej časti vrtu od hĺbky 610,0 m až po jeho ukončenie. V menšom rozsahu sa porušenie hornín prejavuje i na druhých miestach hlavne zbridličnatením, mylonitizáciou a taktiež malým výnosom, resp. úplnou stratou jadra. V horninách sú trhlinky (v intervale 452,8—455,0 m otvorené), spravidla vyhojené kremeňom, karbonátmi, menej chloritom, minerálmi epidotovozoizitovej skupiny a aj rudnými zrnami. Boli zistené prejavy viacnásobnej deformácie hornín a tiež hydrotermálnych premien.

V najvrchnejšej časti profilu je vo výplni trhliniek hojne prítomná tmavá uhlíkatá hmota (napr. v mylonitoch z intervalov 385,3 až 386,2 m; 404,6—407,8 m; 419,5—421,0 m; 441,4—442,0 m a tiež i 451,1—451,8 m); spolu s ňou sa často vyskytujú i sulfidy. Jemná uhlíkatá (grafitická), migrácie schopná hmota sa dostala do otvorených trhlín a poruchových zón zhora, z bazénu Turčianskej kotliny. V okolitých horninách kryštalinika nie je prítomná. Vo vrte sa smerom dole postupne stráca. Posledné stopy prítomnosti uhlíkatej hmoty v mylonitoch boli zaznamenané v hĺbke okolo 485,0 m.

Na viacerých miestach sa v horninách kryštalinika nachádza tmavosivý kremeň. Vystupuje vo forme polôh, príp. žíl, ostro ohraničených voči okolitým horninám, ďalej prekremenených polôh i výplní nepravidelných hniezd a pod. Zväčša sú viazané na poruchové zóny. V hĺbke 400,0—400,4 m rozdrvený tmavosivý kremeň obsahuje i limonit a sulfidy. Rôzne hrubé žily kremeňa sú napr. v intervaloch 441,2 až 441,4 m; 461,8—461,9 m; 464,7—464,9 m; 478,0—478,3 m; 492,7—492,8 m; 535,0 až 536,0 m; 548,4—548,8 m; 601,4—601,5 m a inde. Ukončenie vrtu GT-12 bolo v hĺbke 636 metrov.

Spolupráca mapujúcich geológov so špecialistami práve v územiach, kde sa stýka viacej geologických jednotiek (kryštalické jadrá Žiaru a Malej Fatry s neogénnou výplňou Turčianskej kotliny), je vysoko prospešná. Hraničné územia sa detailne mapujú súbežne vo všetkých geologických jednotkách. Zároveň prebieha mineralogicko-petrografický a biostratigrafický výskum sedimentov, čím sa dosiahne komplexné spracovanie územia.

V priestore medzi Budišom, Rudnom a Slovenským Pravnom boli takto upresnené geologické a tektonické pomery. Detailne bola študovaná žiarska tektonická línia, pozdĺž ktorej dochádzalo k poklesávaniu a tvoreniu grábenu Turčianskej kotliny (J. GAŠPARIK 1973). Bola upresnená petrografická charakteristika hornín najsevernejšej časti pohoria Žiar. Mineralogické štúdiá ílovito-piesčitých sedimentov sa týkajú vlastnej výplne kotliny, ako i oblastí, v ktorých dochádzalo k intenzívnemu zvetrávaniu kryštalinika pohoria Žiar. Prítomnosť kaolinových a bauxitových sedimentov poukazuje na vhodné paleogeografické a paleoklimatické podmienky v období ich vzniku. K zaujímavým výsledkom sa dospelo i v rámci biostratigrafického výskumu. Štúdiom vápnitého nanoplanktónu bol zistený vo vrte GT-11 (hĺbka 347,0 m) stredný oligocén, čo predstavuje zatiaľ prvý známy výskyt na úpätí Malej Fatry. Bolo upresnené rozšírenie sladkovodného panónskeho jazierka južne od Slovenského Pravna. K objasneniu uvedených geologických poznatkov prispeli mapovacie vrty, materiál ktorých bol komplexne vyhodnotený a výsledky využité pri regionálnom geologickom výskume.

Obr. 11 Difraktografické záznamy ílovej frakcie
(K — kaolinit, I — illit, M — montmorillonit, CH — chlorit, Q — kremeň, D — dolomit, C — kalcit, Gi — gibbsit, Di — diaspor, B — böhmit). Vrt GT-12 (Valča), 1 — 62-65 m; 2 — 120-124 m; 3 — 232-236 m; 4 — 373 m

Literatúra

GARRELS, R. M.—MACKENZIE, F. T. 1971: Evolution of sedimentary rocks. — W. W. Norton and Co., New York.

GAŠPARIK, J. 1968: Záverečná správa o výskume pieskov z oblasti Turčianskej kotliny. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

GAŠPARIK, J. 1969: Genéza piesčitých sedimentov v Turčianskej kotline a ich využitie. — Geol. Práce, Spr. 50, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 171 — 178.

GAŠPARIK, J. 1971: Piesčité sedimenty a ich využitie v sklárstve a zlievárenstve. — Miner. slov. 3, 12 — 13, Spišská Nová Ves, 587—595.

GAŠPARIK, J. 1973: Príspevok k tektonike a litologickej výplni kotlín stredného Slovenska. — Geol. Práce, Spr. 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 259 —266.

GAŠPARIK, J. 1974: Klasifikácia zlomov Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

GAŠPARIK, J. a kol. 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 36—112 (Diviaky 2). — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

GAŠPARIK, J. a kol. 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 26—334 (Martin 4). — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

GAŠAPARIKOVÁ, V. 1988: Vápnitý nanoplanktón kriedy a paleogénu v Turčianskej kotline. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

GOREK, J. a kol. 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 26—331 (Martin 1). — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

GOREK, J. a kol. 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 26—333 (Martin 3). — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

HAVRILA, M. a kol. 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 36—113 (Diviaky 3). — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KRAUS, I. 1986: Kaolíny a kaolinitové íly Záp. Karpát — ich geologicko-ložiskové pomery, minerálne zloženie, genéza a vek. — Dokt. dizert. práca. Manuskript-archív Kat. ložísk nerast. surovín Prírodoved. fak. UK, Bratislava.

MAHEĽ, M. 1986: Geologická stavba Československých Karpát. 1 — Paleoalpínske jednotky. — Veda — vydav. SAV, Bratislava.

NEMČOK, M.—LEXA, J. 1988: Vývoj hrásťovo-prepadlinovej stavby v okolí pohoria Žiar. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

ONDREJIČKOVÁ, A. 1974: Mäkkýše z lokality Martin (severná časť Turčianskej kotliny). — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

PEDRO, G. 1971: Eksperimentaľnyje issledovanija geochimičeskogo vyvetrivanija kristaličeskich porod. — Izd. Mir, Moskva.

PLANDEROVÁ, E. 1988: Ekostratigrafia terciéru Turčianskej kotliny. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

RAKÚS, M. 1977: Nález morského spodného miocénu pri Čremošnom. — Geol. Práce, Spr. 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 287—288.

RAKÚS, M. a kol. 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 36—111 (Diviaky 1). — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

SAMUEL, O. 1988: Mikrobiostratigrafia paleogénu Turčianskej kotliny na základe foraminifér. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

SNOPKOVÁ, P. 1988: Palynologický výskum paleogénu severnej časti Turčianskej kotliny. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

VAŇOVÁ, M. 1988: Veľké foraminifery z Krpelian. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

ŽÁKOVÁ, E. 1988: Mineralogicko-petrografické vyhodnotenie ílových horizontov terciéru Turčianskej kotliny z vrtov GT-8, 9, 13 a 14. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

JÁN GAŠPARIK—OTO MIKO—EVA ŽÁKOVÁ

Geological development of SW part of Turčianska kotlina, basin

Summary

Intensive geological investigations are performed in the area of the Turčianska kotlina basin. Several maps on the scale of 1:25 000 have been acoomplished and new data about the development, lithological-petrographical character of the outcropping units and about the structural-geological structure of the area studied have been gathered. Biostratigraphical researches also resulted in many new data. The study of the wells GT-10 (Slovenské Pravno), GT-11 (Trebostovo) and GT-12 (Valča) extended the knowledge of the character of the basinal filling and its contact with the adjacent mountain ranges. We have

concentrated our study on the contact of the Turčianska kotlina basin with the eastern part of the Malá Fatra Mts. and northwestern margin of the Žiar Mts.

Crystalline complexes of the Žiar Mts. mostly consist of granitoid rocks. Their narrow belt is running along a fault zone to Slovenské Pravno. In this area (Búnov) metamorphite fragments have been found for the first time. They were also described from the well GT-10. In the southeastern and eastern parts of the Lučanská Malá Fatra Mts. the metamorphite mantle rocks (various types of gneisses, amphibolites, a. o.) are well preserved. They were also found in the well GT-12. Between the cores of the Žiar Mts. and the Lučanská Malá Fatra Mts. there are also Mesozoic nappe members. The Inner-Carpathian Paleogene outcrops in the northeastern part of the basin. The Middle Oligocene nannoflora has also been found in the well GT-11. The filling of the Turčianska kotlina basin is mostly represented by Badenian and Sarmatian molase sediments.

More extensive orogenic processes commenced in the Middle and Late Badenian. Piedmont proluvial sediments formed on the slopes of uplifted mountain ranges affected by consequent intensive erosion. Some wastes remained, others were washed down, into a graben of tectonic origin. Gravel-sands of the so-called Budiš formation from the area of Budiš, Rudno, Slovenské Pravno underwent a detailed mineralogical analysis. The sedimentary material was only transported over a short distance, sands are usually very close to the weathering places. In the Žiar Mts. the relics of weathering crusts with kaolinite preserved on granitoids in some places. Changes in mineralogical composition on of sediments have been studied in a profile from weathered granitoids to the sedimentary filling of the basin. Sediments of the Blážov formation from Budiš have also been studied. We have also studied changes in mineral and chemical composition of granitoids during the weathering process (and of sediments of the clay fraction of wastes).

Grain-size analysis shows that sandy sediments from the surroundings of Budiš and Rudno belong among weakly and poorly sorted sediments with the coefficient of sorting $S_o = 2.29—2.98$, the average grain size $M_d = 0{,}12—0{,}62$ and the curve symmetry $S_k = 0{,}20—1{,}1$. Quartzose sands from Dubové contain better sorted material ($S_o = 1{,}9$, $M_d = 0{,}52$, $S_k = 0{,}66$).

The boreholes situated on the periphery of the Turčianska kotlina basin on its contact with the Malá Fatra and Žiar Mts. offered new information about the marginal filling of the basin about the presence of older units — Mesozoic and crystalline complexes — in the basement, and data about the geological structure and development of the region.

In the borehole GT-10 (Slovenské Pravno) the Quaternary sediments are underlain by Sarmatian — Pannonian sandy, deeper calcareous clays and claystones, often with carbonized plant remains. They are underlain by an about 70 m thick layer of piedmont proluvial sediments, mostly composed of unsorted material of crystalline complexes, comprising gneiss-and granitoid rock fragments. Granitoid rocks of the Žiar crystalline complexes and occasional remains of mantle metamorphites occur in the borehole from 121,6 m up to its termination.

The borehole GT-11 (Trebostovo) is eastward from the tectonic line bordering the crystalline block of the Malá Fatra Mts. Below the Quaternary is a thick Sarmatian — Pannonian sequence of polymict gravels and gravel-sands with sporadical layers of clays and claystones with tests of macrofauna and carbonised plant remains. Beginning with the depth of 319 m there are calcarous clays and claystones containing Middle Oligocene nannoflora. This is the first find of Paleogene beds on the eastern piedmont of the Malá Fatra Mts. Other localities are in the eastern part of the Turčianska kotlina basin.

Not far from the margin of the Malá Fatra Mts the borehole GT-12 (Valča) has been drilled. Quaternary wastes mostly composed of Mesozoic rock fragments extend to the depth of 20 m. Eggenburgian horizons — gravel — conglomerates with frequent carbonate fragments are still lower. In the interval of 120—124 m there is a layer of bauxite-composed schists. The underlying crystalline complexes commence in the depth of 381.6 m. The crystalline complex mostly consists of gneisses of variable composition and structures, and of alternating layers of metamorphosed products of basic volcanism — amphibolic gneisses and amphibolites. In two places pegmatite bodies penetrate the rocks. It is a rock association known from surface occurrences in the entire eastern part of the Lučanská Malá Fatra Mts. The rocks of the crystalline complexes are tectonically deformed in various extent, cleavaged and brecciated. The topmost part of the profile shows dark carbon matter (often with suplhides) filling the cracks. Quartz layers and veins are very frequent.

The results of mineralogical-petrographical biostratigraphical, geological and tectonical research of the area studied are included in the complex evaluation of the geological structure of the Turčianska kotlina basin.

Explanation to text-figures

Fig. 1 Schematic geological sections in western part of the Turčianska kotlina basin. 1 — slope loams (Quaternary), 2 — dark-grey fine-grained clays (2—3 Sarmatian — Pannonian), 4 — light-grey and yello-

wish fine-grained quartzose fine-grained sands 5 — sands with fragments of granitoid rocks (4 — 5 Upper Badenian), 6 — quartzites (Lower Triassic), 7 — granitoid rocks of crystalline complexes.

Fig. 2 Map of localities and boreholes.
Explanations: ⊙ — boreholes, ▲ — localities.

Fig. 3 Diffractographic records of clay fraction (I — illite, M — montmorillonite, K — kaolinite, Ž — feldspar, Q — quartz, Cr — cristobalite) SW of Dubové — locality 1.

Fig. 4 Diffractographic records of clayey fraction (I — illite, K — kaolinite, M — montmorillonite, Ž — feldspar, Q — quartz, Cr — cristobalite, Goe — goethite) 1—2 roadcut at the western periphery of the village Budiš — locality 2b; 3 sand-pit opposite to mineral water bottling plant — loc. 2a.

Fig. 5 Diffractographic records of clay fraction (K — kaolinite, I — illite, M — montmorillonite, Ž — feldspar, Q — quartz, Cr — cristobalite, C — calcite). 1—2 sandpit SE of Rudno — locality 3; 3 Rudno, sand-pit near cemetery — locality 4.

Fig. 6 Balance of oxides in profile of weathered granitoids to the west of Dubové (Korenia) — locality 6.

Fig. 7 Lithostratigraphic characteristics of well GT-10 (Slovenské Pravno). 1 — dark-brown surface soil, 2 — yellowish-brown sandy loam with limestone fragments, pebbles of quartzites and limestones, ∅ 10 cm at base (1—2 Quaternary); 3 — light-grey fine-sandy clays and claystones with leaf impressions and carbonized plant debris; 4 — light-grey clays with granitoid fragments, 5 — transported micrograined sandy products of weathering granitoids, 6 — fragments of granitoids and metamorphites (3—6 Sarmatian — Pannonian); 7 — granitoids with abundant remains of biotite gneiss; 8 — biotite granitoids of the „Žiar" type; 9 — mylonite zones — debris; 10 — marked tectonic rock deformation (7—10 crystalline complexes).

Fig. 8 Diffractographic records of clay fraction (K — kaolinite, Q — quartz, Si — siderite, D — dolomite, Cr — cristobalite). Well GT-10 (Slovenské Pravno 1—51,0 m; 2 — 52,0 m; 3 — 56,0 m.

Fig. 9 Litholo ic characteristics of well GT-11 (Trebostovo) 1 — brown surface soil with pebbles; 2 — polymict, partly rounded gravel composed of Mesozoic quartzite, limestone- and granitoid rock pebbles (1—2 Quaternary); 3 — coarse-grained gravel composed of Mesozoic rock pebles; 4 — micrograined gravels, polymict — with intercalations of calcareous clays with freshwater macrofauna and leaf impressions; with intercalations of woody lignite; 5 — micrograined gravel and coarse-grained sand composed of angular rock fragments; 6 — grey sandy clays, local claystones with abundant macrofaunal test fragments, and carbonized plant debris; 7 —layers of sandy gravels with freshwater organisms remains and plant remains in marly clays and claystones; 8 — clayey gravels composed of partly rounded quartzite pebbles (3—8 Sarmatian — Pannonian); 9 — grey calcareous, stratified clays and claystone, with local deformations — Middle Oligocene.

Fig. 10 Lithologic characteristics of well GT-12 (Valča). 1 — loams, 2 — wastes of limestone — dolomite breccia; light-yelow and ochre loam, irregularly sandy, with pebbles of limestones and dolomites (1—2 Quaternary); 3 — gravel-conglomerates with angular limestone- and dolomite fragments, cement consists of limestone — dolomite clays and clayey sands; 4 — calcarerous clays, claystones; 5 — gravel-conglomerates with angular pebbles of Mesozoic material, cement is clayey-sandy; 6 — gravel-conglomerates a) with partly rounded carbonate pebbles, b) fine-grained light-grey and yellowish sands (material of limestones and dolomites) with a layer, of mostly dolomite material (3—6 Eggenburgian); 7 — garnet-biotite- and biotite gneisses; 8 — gneisses with nebulite structure; 9 — gneisses intensely tectonically deformed and brecciated, 10 — amphibolic gneisses; 11 — amphibolites; 12 — pegmatites; 13 — quartz veins or quartzified rocks, 14 — marked tectonic deformation of rocks.

Fig. 11 Diffractographic records of clay fraction (K — kaolinite, I — illite, M — montmorillonite, Ch — chlorite, Q — quartz, D — dolomite, C — calcite, Gi — gibbsite, D — diaspore, B — böhmite).
Well GT-12 (Valča), 1 — 62—65 m; 2 — 120—124 m; 3 — 232—236 m; 4 — 373 m

Explanation to Plates I—IV

Plate I
Photographs of clay fraction minerals (scanning electron microscope)
Fig. 1 Kaolinite, lussatite, illite, quartz, feldspar. Granite alluvial sands. Western periphery of village. Budiš — loc. 2b;
Fig. 2 Kaolinite, illite, lussatite, feldspar. Locality like in fig. 1

Plate II
Fig. 3 Kaolinite, illite, montmorillonite, lussatite, feldspar. Clayey sand. Rudno — sand-pit SE of village — loc. 3;
Fig. 4 Kaolinite. Kaolinic sand. Rudno, sand-pit near cemetery — locality 4.

Plate III
Fig. 1 Montmorillonite, illite, kaolinite, feldspar, quartz;
Fig. 2 Montmorillonite, illite, quartz, feldspar;

Plate IV
Fig. 1 Montmorillonite, illite, quartz, feldspar, kaolinite;
Fig. 2 Montmorillonite, illite, quartz, feldspar;
Plates III, IV: profile of weathered granitoids SW of village Dubové (Korenia) — loc. 6.

Tabuľka I
Fotografie minerálov ílových frakcií (riadkov. elektrónový mikroskop)

Obr. 1 Kaolinit, lussatit, illit, kremeň, živec. Žulové aluviálne piesky. Západný okraj obce Budiš — lok. č. 2b;

Obr. 2 Kaolinit, illit, lussatit, živec. Lokalita ako u obr. 1;

Tabuľka II
Obr. 1 Kaolinit, illit, montmorillonit, lussatit, živec. Ílovitý piesok. Rudno — pieskovňa jv. od obce — lok. č. 3;
Obr. 2 Kaolinit. Kaolinický piesok. Rudno, pieskovňa pri cintoríne — lok. č. 4.

Tabuľka III
Obr. 1 Montmorillonit, illit, kaolinit, živec, kremeň;
Obr. 2 Montmorillonit, illit, kremeň, živec;

Tabuľka IV
Obr. 1 Montmorillonit, illit, kremeň, živec, kaolinit;
Obr. 2 Montmorillonit, illit, kremeň, živec.
Tabuľky III, IV: profil vo zvetraných granitoidoch jz. od obce Dubové (Korenia) — lokalita č. 6.

Geologické práce, Správy 92, str. 29—51, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1991

STANISLAV BUČEK—OTÍLIA JENDREJÁKOVÁ—JARMILA PAPŠOVÁ—
KATARÍNA PUŠKÁROVÁ

Príspevok k biostratigrafii veterlínskej a havranickej jednotky Bielych hôr (Malé Karpaty, Západné Karpaty)

3 obr., 4 tab. v texte, 8 fotogr. tab. (V—XII), anglické resumé

Abstract. Assemblages of conodonts, foraminifers and dasycladacean algae characterize the Middle and Upper Triassic sequences of the Veterlín and Havranica units in the Biele hory (Malé Karpaty Mts). The species spectrum of so far known microfossils has been complemented by many further taxa and enabled the precision of stratigraphy of some lithostratigraphic units (Zámostie Formation, Reifling Formation, Wetterstein (? Tisovec) limestone). The Veterlín unit is a typical example of the transition of basinal facies into reef carbonates; the Havranica unit is characterized by mostly lagoonal facies of the same or related depositional area.

Úvod

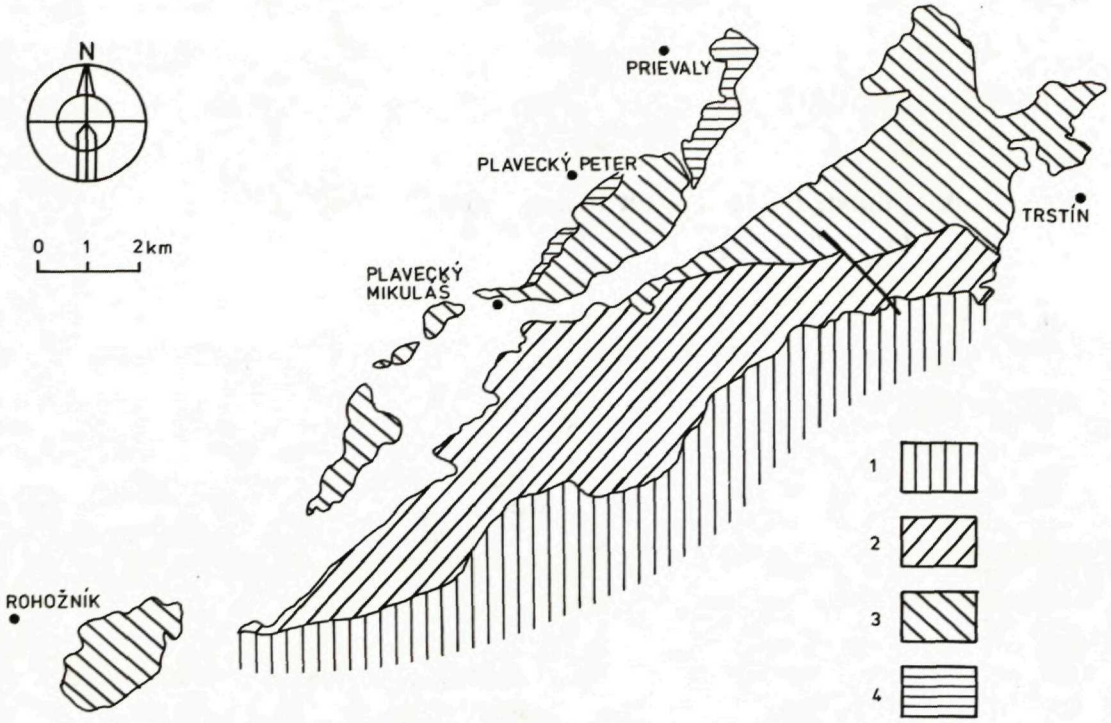
Nové geologicko-tektonické poznatky získané v posledných rokoch o najzápadnejšom „jadrovom pohorí" Západných Karpát a o Malých Karpatoch rozvírili diskusie o alochtonite a jej rozsahu a o spätosti tohto pohoria s Východnými Alpami (M. MAHEĽ 1980, 1983, 1987). V oblasti Bielych hôr (obr. 1) sa opäť diskutuje o problematike tzv. vyšších príkrovov a ich sekvencií. Doteraz sa nedosiahla názorová jednota v otázke, či v nadloží krížňanského príkrovu vystupuje chočský a veternícky príkrov (sensu J. BYSTRICKÝ—M. MAHEĽ 1970), teda či tu ide o jeden, alebo dva (hoci neúplné) vrstevné sledy (A. BIELY et al. 1980; M. MAHEĽ 1979a, b, 1987).

Územie Bielych hôr bolo premapované v mierke 1:10 000 a biofaciálne zhodnotené (S. BUČEK), mikropaleontologicky bolo vyhodnotených 956 výbrusov (foraminifery — O. JENDREJÁKOVÁ, dasykladálne riasy — S. BUČEK). Konodonty boli získané rozpúšťaním karbonátov (42 vzoriek) bežne zaužívanými metodikami (J. PAPŠOVÁ a K. PUŠKÁROVÁ).

Biostratigrafia veterlínskej* a havranickej jednotky

V nadloží malužinského súvrstvia (sensu A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR 1979, 1981, 1988) vystupuje veterlínska jednotka (spodný trias — vrchný trias (?tuval)) a havranická jednotka (spodný trias (spat) — vrchný trias (rét)), ktoré sú tektonicky odčlenené retrošariážnou plochou. Predpokladáme však, že obe jednotky pochádzajú zo spoločného sedimentárneho priestoru. Litostratigrafické jednotky oboch jednotiek uvedieme v postupnosti, v akej vystupujú vo vrstevnom slede (tab. 1).

RNDr. S. BUČEK, CSc.—RNDr. O. JENDREJÁKOVÁ, CSc.—RNDr. J. PAPŠOVÁ, CSc., Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava
RNDr. K. PUŠKÁROVÁ, Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina, pav. G, 842 15 Bratislava



Obr. 1 Tektonická skica Bielych hôr (Malé Karpaty). 1 — chočský príkrov, 2 — veterlínska jednotka, 3— havranická jednotka, 4 — jablonická jednotka

Benkovské súvrstvie (sensu A. BIELY 1985 in D. ANDRUSOV—O. SAMUEL et al. 1985, p. 60)

Benkovské súvrstvie tvorí bazálnu časť veterlínskej jednotky. Pozostáva zo svetlosivých, miestami ružovkastých, doskovitých i lavicovitých kremencov s vložkami červenofialových a zelenkastých bridlíc. Súvrstvie je bezfosílne.

Šuňavské súvrstvie (sensu A. BIELY l. c.)

V nadloží (veterlínska jednotka) vystupuje súvrstvie pestrých, červenofialových i sivozelených sľudnatých bridlíc a pieskovcov s polohami vápencov s faunou amonitov (*Dinarites mucianus* (HAUER) in V. ANDRUSOVOVÁ 1976) a bivalvií (M. KOCHANOVÁ 1964), ktorá poukazuje na vrchný skýt, stupeň spat. V havranickej jednotke tvorí šuňavské súvrstvie bazálnu časť.

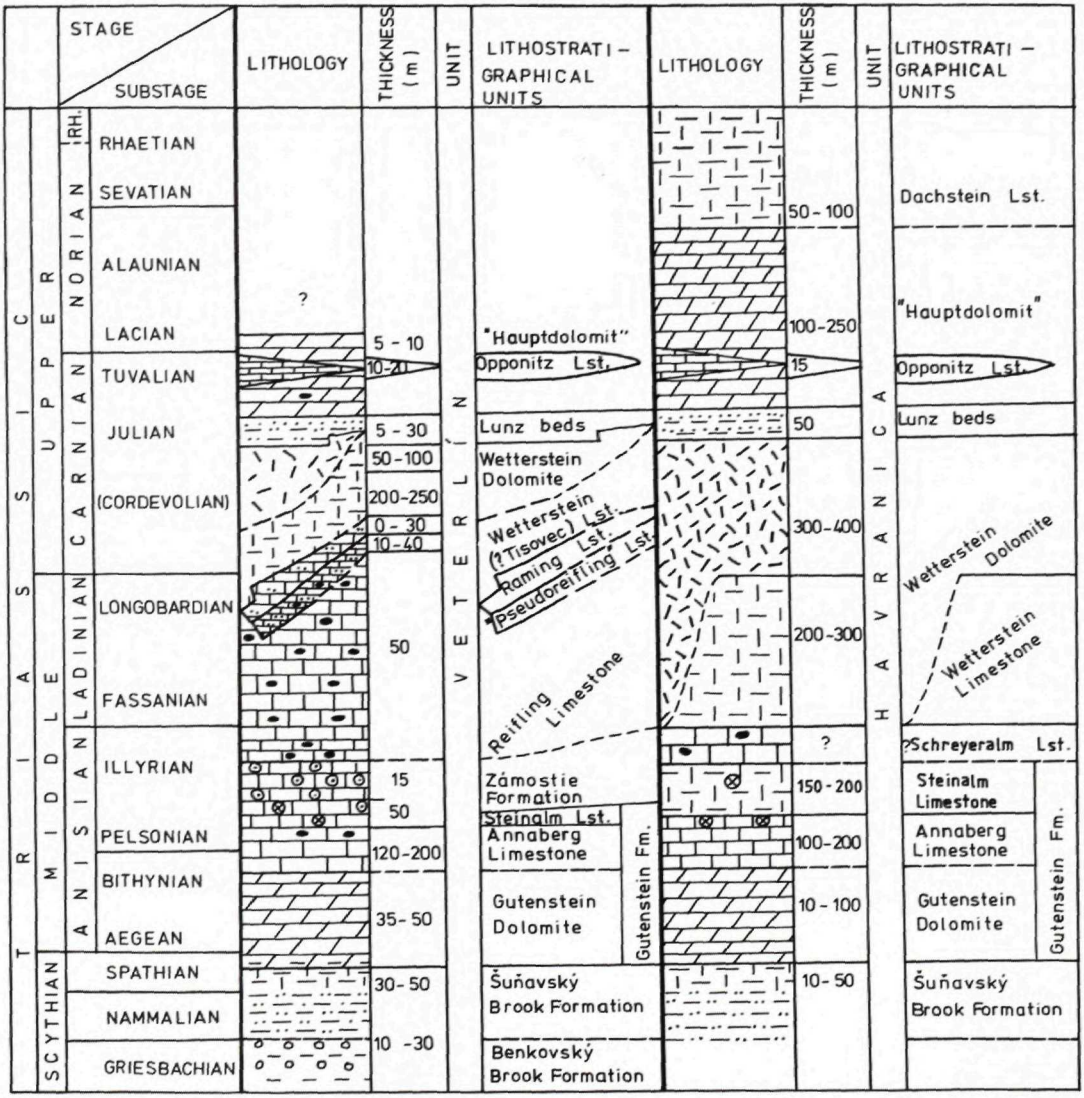
Gutensteinské súvrstvie

Gutensteinský dolomit

Najspodnejším členom vápencovo-dolomitického komplexu je gutensteinský dolomit. Dolomity sú tmavosivé, sivé, lavicovité až doskovité, miestami brekciovité so stopami po vyvetrávaní evaporitov. Je možné pozorovať i stromatolitickú a oolitickú štruktúru dolomitov. Z mikrofosílií sa ojedinele vyskytujú drobné, bližšie neurčené fragmenty rodov *Glomospira* a *Ammodiscus*. Predpokladáme, že by mohlo ísť o sedimenty najvyššieho spatu, resp. bitynu až pelsónu. Sedimentačné prostredie — plytkovodné sedimenty supratidálnej zóny s minimálnou energiou prostredia a periodickým kolísaním morskej hladiny (FZ 9 sensu J. L. WILSON 1975).

Annaberský (gutensteinský) *vápenec*

Spodnú a strednú časť tvoria masívne až hrubolavicovité, ojedinele i dolomitické vápence. Vápence sú tmavosivé až hnedosivé. Z ojedinelých úlomkov organizmov, ktoré sa nachádzajú v biodetritických polohách, sú zastúpené ostrakódy, krinoidy, globochéty, zriedkavo malé gastropódy a foraminifery. Z mikrofosílií sa vyskytujú fragmenty sesilných foraminifer patriacich rodom *Tolypammina, Paleonubecularia, Calcitornella,* niekedy spolu s *Meandrospira deformata* SALAJ a drobnými úlomkami nodosariid. *Meandrospira deformata* je formou, ktorá charakterizuje prostredie so zvýšenou salinitou (J. SALAJ—M. POLÁK 1978) a je indexovou fosíliou rovnomennej Interval-range zóny spodného anisu. Táto zóna bola vymedzená A.



Tab. 1 Litostratigrafická kolonka triasu Bielych hôr. Zostavil S. Buček, 1988

GAŹDZICKIM et al. (1975) v spodnom anise germánskeho vývoja triasu v Poľsku a akceptovaná J. SALAJOM (in J. SALAJ et al. 1983) ako ekvivalent ním stanovenej podzóny *Meandrospira insolita*. V zmysle tejto zonácie by mala spodná a stredná časť annaberských vápencov zodpovedať približne spodnému anisu (s možnosťou zasahovania do pelsónu); spoločný výskyt *Meandrospira deformata* SALAJ a *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ.

Z dasykladaceí sa vyskytuje zriedkavo (veterlínska jednotka) *Physoporella dissita* (GUEMB.) PIA, Ph. cf. *praealpina* PIA a *Teutloporella peniculiformis* OTT*. V havranickej jednotke sú dasykladacey hojnejšie. Popri už uvedených druhoch pristupuje k nim ešte *Physoporella pauciforata* (GUEMB.) STEINM. var. *pauciforata* BYSTR. a Ph. *pauciforata* (GUEMB.) STEINM. var. *undulata* PIA. Stratigrafická výška spodnej hranice je neznáma, výška hornej hranice sa nachádza pravdepodobne v **podstupni pelsón**.

Prostredie sedimentácie — sedimenty veľmi plochého, nediferencovaného šelfu rampového typu, s nízkou dynamikou prostredia. Výskyt mikrofosílií v izolovaných horizontoch, oddelených bezfosílnymi intervalmi, nasvedčuje epizodické trvanie období priaznivých pre život foraminifer, krinoidov, ostrakódov, gastropódov a rast dasykladálnych rias (FZ 8).

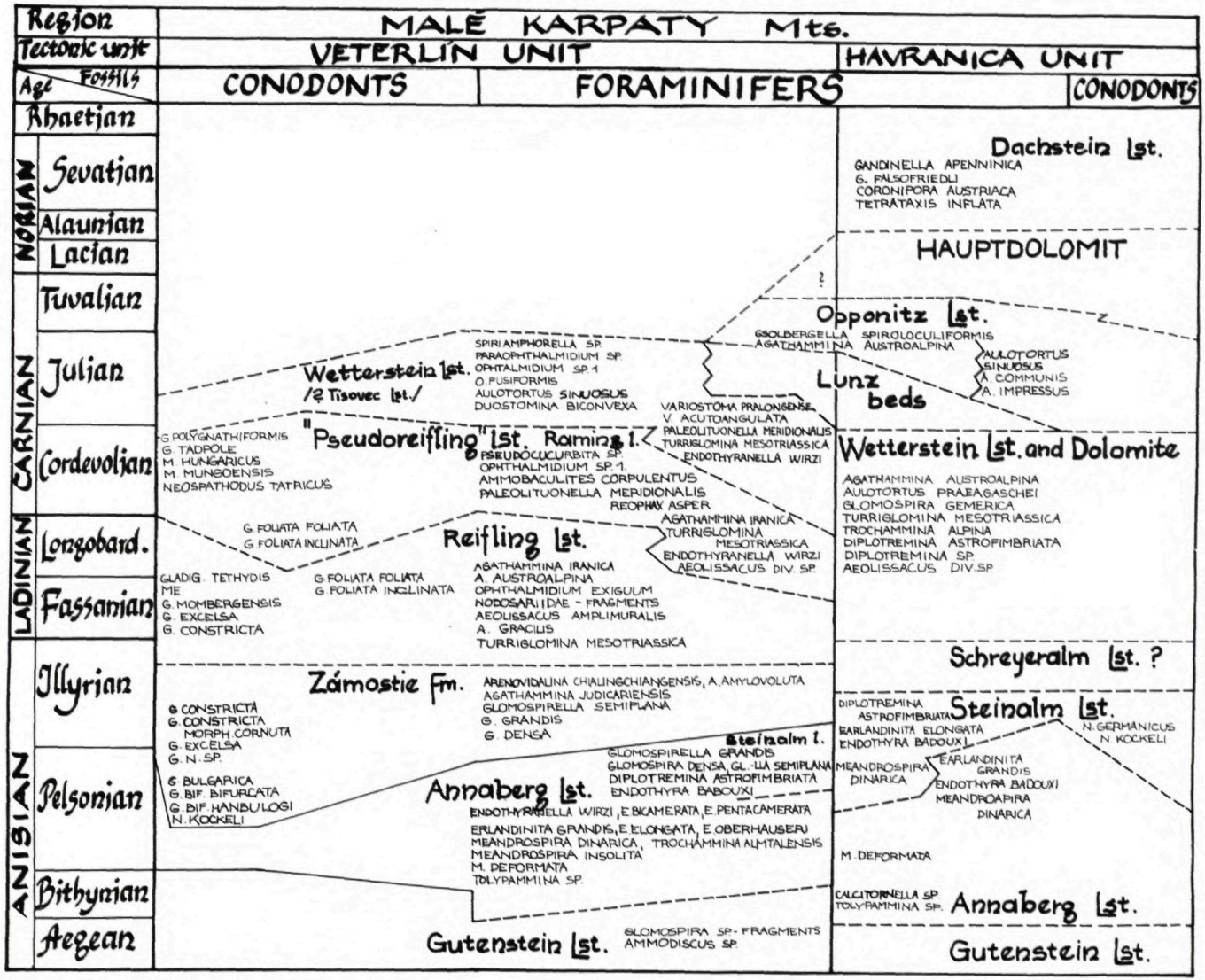
Steinalmský vápenec

Vrchnú časť annaberských vápencov reprezentuje detritický komplex s početnými polohami foraminifer a dasykladaceí, ktorý je faciálnym a stratigrafickým ekvivalentom steinalmských vápencov Álp. Vápence sú masívne až hrubolavicovité, miestami i lavicovité, sivé, sivohnedé (veterlínska jednotka), ale i svetlosivé až biele, značne rekryštalizované a dolomitizované (havranická jednotka). Podstatnú zložku bioklastov tvoria dasykladacey a foraminifery (algal-foraminiferal grainstones), miestami možno pozorovať šošovky sivých biodetritických vápencov s tenkostennými bivalviami, ostrakódami, machovkami a krinoidmi. Časť steinalmských vápencov je nahradená svetlosivými zrnitými dolomitmi.

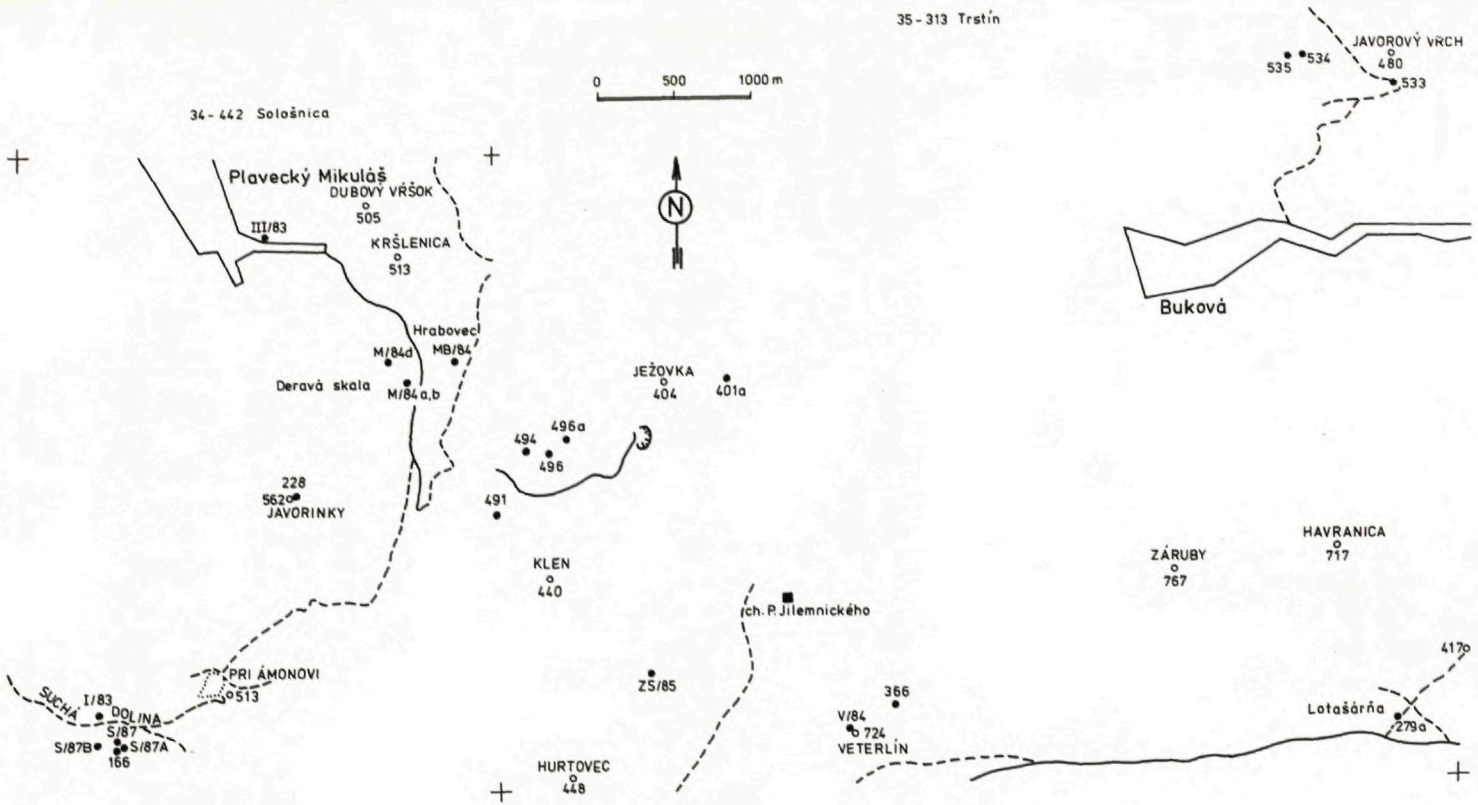
Foraminifery sú hojne zastúpené a vysoko diverzifikované. V superpozícii vystupujú asociácie indexových druhov *Meandrospira dinarica* KOCH.-DEVIDÉ et PANTIĆ spolu s početnými sprievodnými formami endotýr, endotyranel, earlandinít a ďalších druhov (tab. 2). Vyššie sú vystriedané monospoločenstvom druhu *Glomospira densa* (PANTIĆ), ku ktorej pristupuje *Glomospirella grandis* (SALAJ) a *Glomospirella semiplana* (PANTIĆ). Obidva typy asociácií sa môžu laterálne zastupovať. V havranickej jednotke je pozoruhodné chýbanie druhov *Glomospira densa* (PANTIĆ) a *Glomospirella grandis* (SALAJ).

Spektrum dasykladaceí je bohatšie než v annaberskom vápenci: *Physoporella pauciforata* (GUEMB.) STEINM. var. *pauciforata* BYSTR., Ph. *pauciforata* (GUEMB.) STEINM. var. *undulata* PIA, Ph. *pauciforata* (GUEMB.) STEINM. var. *sulcata* BYSTR., Ph. *pauciforata* (GUEMB.) STEINM. var. *gemerica* BYSTR., Ph. *dissita* (GUEMB.) PIA, Ph. *praealpina* PIA, Ph. cf. *praealpina* PIA, Ph. *varicans* PIA, *Oligoporella pilosa* PIA var. *pilosa* BYSTR., O. *pilosa* PIA var. *intusannulata* PIA, O *pilosa* PIA var. *varicans* PIA, *Diplopora hexaster* (PIA) PIA var. *hexaster* HERAK, D. *hexaster* (PIA) PIA var. *helvetica* (PIA) HERAK, *Macroporella alpina* PIA, *Teutloporella tabulata* PIA, *T. peniculiformis* OTT, *Favoporella annulata* SOKAČ (cf. J. BYSTRICKÝ in J. BYSTRICKÝ—M. MAHEĽ 1970, J. BYSTRICKÝ 1973) (tab. I, obr. 1—6, 8; tab. II, obr. 1, 4, 5). Uvedené spoločenstvo dasykladálnych rias charakterizuje *Physoporella pauciforata — Oligoporella pilosa Assemblage* zónu (sensu J. BYSTRICKÝ 1986), t. j. pelsón — spodný ilýr. Pokiaľ ide o laterálnu premenlivosť dasykladálnej flóry, možno v oboch jednotkách zistiť monospoločenstvo s *Physoporella dissita* ojedinele s Ph. cf. *praealpina* a *Teutloporella peniculiformis*. Vo veterlínskej jednotke sa veľmi vzácne vyskytujú druhy rodu *Physoporella* s jednoradými praslenami (*Ph. pauciforata* a jej variety). V havranickej jednotke je hojnejšie zastúpenie druhov tohto rodu s jednoradými a tiež s dvojradými praslenami (Ph. *dissita*, Ph. *praealpina*), vyskytujúcimi sa ale v tom istom výbruse. Foraminifery, podobne ako dasykladacey uvedenej zóny, in-

*Paleontologické vyhodnotenie mikrofauny (foraminifery a konodonty) a mikroflóry (dasykladálne riasy), lokalizáciu dokumentačných bodov a zoznam sprievodnej makrofauny (údaje pochádzajúce z publikovaných i nepublikovaných prác) pozri v práci S. BUČEK (1988).



Tab. 2 Zastúpenie foraminifer a konodontov vo veterlinskej a havranickej jednotke Bielych hôr



Obr. 2 Lokalizácia dokumentačných bodov a litostratigrafických profilov

dikujú pelsón — spodnoilýrsky vek steinalmských vápencov.

Prostredie sedimentácie charakterizujú šelfové lagúny s mimoriadne priaznivými ekologickými podmienkami (FZ 7).

Nadložím steinalmských vápencov je zámostské súvrstvie (veterlínska jednotka), resp. ? schreyeralmský vápenec, wettersteinský vápenec alebo dolomit (havranická jednotka).

Zastúpenie *Diplopora annulatissima Partial* Range zóny nie je z oblasti Malých Karpát doteraz dokázané.

Na pelsónsky vek detritického komplexu steinalmských vápencov (profil ZS/85, obr. 2, havranická jednotka*) poukazuje aj konodontová fauna, zastúpená druhmi *Neospathodus germanicus* KOZUR a N. *kockeli* TATGE (K. Pušková in J. MICHALÍK et al. 1986). Podľa našich poznatkov ide o najstaršie doteraz nájdené spoločenstvo konodontov v Malých Karpatoch.

Zámostské súvrstvie

Nadložie steinalmských vápencov veterlínskej jednotky predstavuje výrazný fosiliferný horizont, obsahujúci faunu amonitov a brachiopód (J. BYSTRICKÝ—M. MAHEĽ 1970; V. KOLLÁROVÁ — ANDRUSOVOVÁ—J. BYSTRICKÝ 1974), ktorá indikuje zónu *Paraceratites trinodosus* (sensu L. KRYSTYN 1983a) dobre korelovateľnú s fosíliami parastratigrafickej škály, t. j. foraminiferami a konodontami. Súvrstvie bolo vyčlenené ako formálna litostratigrafická jednotka v chočskom príkrove Nízkych Tatier (M. KOCHANOVÁ—J. MICHALÍK 1986).

Spodnú časť súvrstvia tvoria hrubolavicovité, tmavohnedé, krinoidové vápence. Vápence sú biodetritické, s hojným zastúpením krinoidov a foraminifer, ojedinele sa vyskytujú v najspodnejšej časti (prechod medzi steinalmským vápencom a jasenským vápencom) dasykladacey *Teutloporella peniculiformis* OTT, *Oligoporella pilosa* PIA var. *pilosa* BYSTR., *O. pilosa* PIA var. *intusannulata* PIA, *Physoporella* cf. *praealpina* PIA, Ph. *dissita* (GUEMB.) PIA a Ph. *varicans* PIA (tab. I, obr. 7). Hranica bazálnej časti voči podložným steinalmským vápencom nie je ostrá, pozorovateľná iba stmavnutím vápencov, ktoré obsahujú krinoidy, tenkostenné bivalviá, ostrakódy, ihlice húb, rádiolárie a foraminifery.

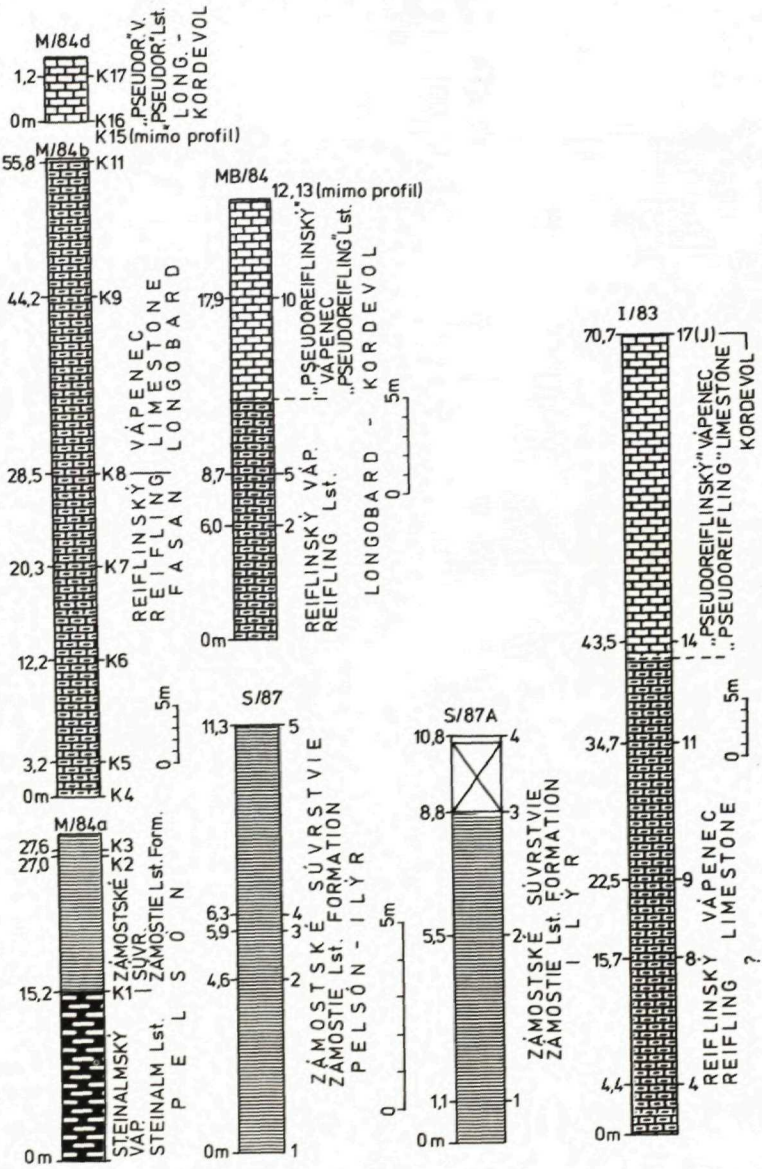
Vo vrchnej časti pozorovať zmenu v hrúbke lavíc (30—40 cm) tmavohnedých vápencov s nerovným povrchom vrstevných plôch. Najvyššie makroskopicky odlišiteľný horizont, zhodný litologicky s jasenským vápencom (cf. M. KOCHANOVÁ—J. MICHALÍK, l. c.), tvoria doskovité, tmavosivé vápence s ojedinelými čiernymi rohovcami s brachiopódami *Piarorhynchella trinodosi* (BITTNER), *Mentzelia mentzeli* (DUNK.) a *Coenothyris* sp. (dok. bod 166c; určenie J. MICHALÍK).

Z hľadiska foraminifer dochádza k markantnej zmene. Meandrospiry a ostatné sprievodné formy prakticky vymierajú. *Glomospira densa* (PANTIĆ), *Glomospirella semiplana* (PANTIĆ) a Gl. *grandis* (SALAJ) prechádzajú do zámostského súvrstvia, kde nastáva ich ďalší explozívny rozvoj. Počet jedincov je mimoriadne vysoký, rozmery schránok sú silne redukované. Zároveň nastupuje nový druh *Agathammina judicariensis* PREMOLI-SILVA, vo vyšších partiách v sprievode drobných arenovidalín, ktoré postupne prevládajú a vytvárajú monospoločenstvo druhov *Arenovidalina chialingchiangensis* HO a *A. amylovoluta* HO. Takéto asociácie sa zákonite opakujú a boli preukázané na typovej lokalite v Nízkych Tatrách a na viacerých profiloch veterlínskej jednotky a chočského príkrovu Brezovských Karpát (vrt DV-1, J. MICHALÍK et al. 1987). *Agathammina judicariensis* je významnou fosíliou anisu, v skúmaných jednotkách sa jej nástup približne kryje s hranicou pelsón—ilýr.

Foraminifery sú priamo korelovateľné s faunou konodontov, podľa ktorej stratigrafická výška spodnej hranice je na rozhraní pelsón—ilýr. Striedajú sa spoločenstvá konodontov, ktoré tvoria dva typy asociácií. V prvej skupine sú zastúpené druhy *Neospathodus kockeli* TATGE, *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR et BUDUROV), *Gondolella bifurcata bifurcata* (BUDUROV et STEFANOV) a *Gondolella bulgarica* (BUDUROV et STEFANOV), ktoré reprezentujú *Gondolella bulgarica Assemblage* zónu (sensu S. KOVÁCS 1983; L. KRYSTYN 1983b), zodpovedajúcu hranici pelsón—ilýr. Táto asociácia, typická pre jasenské vápence, sa miestami prelína

*Litostratigrafické vyhodnotenie uvádzaných profilov pozri v správe J. MICHALÍK et al. (1986).

so stratigraficky o niečo mladším spoločenstvom s druhmi *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *Gondolella constricta* morph. *cornuta* (BUDUROV et STEFANOV) a *Gondolella* n. sp., ktoré poznáme z ráztockého vápenca a malo by zastupovať *Gondolella constricta* Assemblage zónu, t. j. vrchný ilýr (profil M/84a, S/87 a S/87A, dok. bod 166; obr. 3, tab. 2, 3, 4). Obidva členy zámostského súvrstvia (jasenský a ráztocký člen) sú čiastočne laterálne ekvivalentné. Ráztocký člen je odlišiteľný iba biostratigraficky.



Obr. 3 Schématický nákres litostratigrafických profilov s označením vzoriek odobraných na konodonty

	VETERLÍN UNIT																
Profile	M/84a			M/84b							M84/d			MB/84			
Sample	1	2	3	4	5	6	7	8	9	11	15	16	17	2	5	10	12	13
Gondolella constricta MOSHER et CLARK					o													
Gondolella bifurcata (BUDUROV et STEFANOV)		o	o															
Gondolella bulgarica (BUDUROV et STEFANOV)		o	o															
Gondolella excelsa (MOSHER)					o	o		o										
Gondolella mombergensis TATGE							o											
Gondolella foliata foliata (BUDUROV)									o							o		
Gondolella trammeri KOZUR														o		o		
Gondolella foliata inclinata KOVACS															o			
Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)							o	o	o	o	o	o		o	o		o	
Metapolygnathus hungaricus (KOZUR-VÉGH)										o								
Metapolygnathus mostleri KOZUR												o	o	o				
Metapolygnathus mungoensis (DIEBEL)												o				o		o
Neospathodus kockeli (TATGE)	o		o															
Neocavitella tatrica (ZAWIDZKA)								o		o		o	o	o				o
Enantiognathus ziegleri (DIEBEL)		o	o			o				o								
Enantiognathus petraeviridis (HUCKRIEDE)					o		o	o	o	o		o	o	o				o
Prioniodina (Cypridodella) muelleri (TATGE)				o														
Prioniodina (Cypridodella) venusta (HUCKRIEDE)						o	o	o	o	o	o	o	o			o		
Hindeodella (M.) pectiniformis (HUCKRIEDE)						o	o		o				o	o				
Ozarkodina tortilis TATGE					o								o					o
Hibbardella magnidentata (TATGE)										o								
Diplododella bidentata (TATGE)																		o
Neohindeodella triassica (MÜLLER)																		o
Neoplectospathodus muelleri (TATGE)												o						
Neospathodus germanicus KOZUR	o																	

Tab. 3 Zastúpenie konodontov veterlínskej jednotky
Profil M/84a — prechod steinalmských vápencov do zámostského súvrstvia, M/84b — reiflinské vápence, M/84d — „pseudoreiflinské" vápence, MB/84 — detto. Určenie konodontov K. Puškárová. Profil M/84a, b, d — Plavecký Mikuláš, ľavý svah Mokrej doliny, nad jaskyňou Deravá skala, jv. od kóty 468 m, profil MB/84 — Plavecký Mikuláš, pravý svah Mokrej doliny, severne od Hrabovec.

? Schreyeralmský vápenec

V havranickej jednotke v nadloží steinalmských vápencov vystupujú svetlosivé i slabo ružovkasté vápence s ojedinelými červenými rohovcami. V šošovkách lumachelových vápencov bola zistená fauna amonitov (V. KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ—J. BYSTRICKÝ, l.c., p. 132 sub ?reitzi Zone) (= amonitovej zóne Parakellnerites sensu L. KRYSTYN 1983a, t. j. vrchný ilýr), brachiopód a bivalvií (M. KOCHANOVÁ—J. PEVNÝ 1982), ktorá indikuje sčasti už zastúpenie spodného ladinu.

Reiflinské súvrstvie

Reiflinský vápenec (Reiflinger Knollenkalk sensu T. BECHSTÄDT—H. MOSTLER 1974)

V nadloží zámostského súvrstvia (veterlínska jednotka) vystupujú reiflinské vápence, svetlosivé až tmavosivé hľuznaté vápence, hojne obsahujúce hnedé a čierne rohovce. Vápence sú lavicovité až doskovité (2—10 až 40 cm). Zastúpenie mikrofosílií je oveľa chudobnejšie ako v predošlých litostratigrafických jednotkách. Vyskytujú sa tenkostenné bivalviá, krinoidy,

ihlice húb, menej časté sú radiolárie, ostrakódy, foraminifery, konodonty a holotúrie.

Sedimentácia reiflinských vápencov v prehlbujúcej sa panve vyvolala výraznú zmenu vo vývoji foraminiferovej fauny. Táto zmena sa prejavila vymiznutím všetkých významných druhov, charakteristických pre vápencové komplexy pelsónu až spodného ilýru a nástupom nových druhov. Typickou fosíliou je *Turriglomina mesotriasica* (KOEHN-ZANINETTI). Vystupuje od bázy až do vrchných častí reiflinských vápencov v sprievode druhov *Aeolissacus* a ojedinelých fragmentov nodosariíd. Vo vyšších partiách sa pridružuje *Agathammina austroalpina* (KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN), *A. iranica* BROENNIMAN, ZANINETTI, BOZORGNIA et HUBER a vzácne fragmenty *Endothyranella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI). Foraminifero-

Sections	S/87A				S/87					B			I/83										
Sample	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	166	4	8	9	11	14	17	228	279a			
Gondolella bulgarica							R		F														
G. hanbulogi					R				A														
G. bifurcata							R		F														
G. excelsa		R																	R				
G. constricta morph. cornuta	R	R	R	R		R	F	F				A							F				
G. balcanica	R	R				R																	
G. n. sp.		R							R			A							R				
G. szabói			R	R																			
G. mombergensis												R											
G. trammeri	R		R	R																			
G. foliata inclinata																				R			
G. foliata foliata																		R		R			
Gladigondolella tethydis												R			R								
ME												F							F				
Gondolella div. sp.			R	R			A	F										R					
Neospathodus kockeli							R		R														
ramiform conodonts	A	A	R	R			A	A	A	R		A				R	R		F	F			
Porifera								F	F	R						F	F	R					
Holothuroidea	A	A	A	R	R	A	A	A	F	A							R						
Crinoidea	R	R			R		F	F				F											
Echinoidea	A				R												F	R					
Pisces			A									A											
Gastropoda		A	A		R				F			F											
Brachiopoda									R		?R												
Ophiuroidea		F	R	R	F	R	F		F									R					
Ostracoda		F	F	R	F			R	R	F	A		A	F				F					
Foraminifera	A	A	A	A	R		R		R	R	F	A	F	F	A		F	R					
Age	Illyrian				Pelsonian Illyrian					?		Illyrian-fass.	?					cordevolian	Illyrian-fass.		Long-cordevol.		

Tab. 4 Mikrofosílie veterlínskej jednotky

Profil S/87, S/87A, dok. bod 166 = S/87 (najvyššia časť profilu) zámostské súvrstvie; dok. bod 228 — reiflinský vápenec; profil S/87B, dok. bod 279a — „pseudoreiflinský" vápenec; profil I/83 — reiflinský a „pseudoreiflinský" vápenec. Hojnostné zastúpenie konodontov: A — hojné (nad 50 exemplárov), F — menej hojné (10—50), R — zriedkavé (pod 10). Určenie konodontov J. Papšová. Profil S/87, S/87A, Plavecké Podhradie, ľavý svah Suchej doliny, sz. od kóty 564 m; dok. bod 228, Plavecký Mikuláš, 30 m sv. od kóty 562 m (Javorinky); S/87B, Plavecké Podhradie, ľavá časť Suchej doliny, ľavý svah bočnej rázsochy, sz. od profilu S/87; I/83, Plavecké Podhradie, pravý svah Suchej doliny, 420 m jz. od kóty 551 m; dok. bod 279a, z. od Smolenického zámku, Lotašárňa, 50 m v. od písmena Lotašárň „a", v zárezе lesnej cesty.

vá fauna má monotónny charakter a umožňuje iba hrubé členenie reiflinských vápencov. Toto členenie sa opiera o nástup dvoch fosílií — Turriglomina mesotriassica, ktorá nasadzuje už v ilýri a *Agathammina iranica*, charakterizujúca vápencové komplexy ladinu—karnu.

Konodontová mikrofauna je tiež ochudobnená a druhy, ktoré nachádzame, sú stratigraficky nevýrazné. Niektoré druhy *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *G. balcanica* (BUDUROV et STEFANOV) sa prelínajú s asociáciami zámostského súvrstvia a indikujú vrchný ilýr. Sporadicky sa nájde *Gondolella excelsa* (MOSHER), *G. mombergensis* TATGE a *G.* n. sp. Zvláštnosťou sú monospoločenstvá druhu *Gladigondolella tethydis* (TATGE). Vo vrchných častiach reiflinského vápenca sa objavuje *Gondolella foliata inclinata* KOVÁCS a *G. foliata foliata* (BUDUROV). Stratigrafické rozpätie reiflinských vápencov môžeme určiť ako ilýr—longobard (profil M/84b, I/83, dok. bod 228; obr. 3, tab. 2, 3, 4)

„Pseudoreiflinský" vápenec (Reiflinger Bankkalk sensu T. BECHSTÄDT—H. MOSTLER 1974)

V nadloží reiflinských vápencov (veterlínska jednotka) vystupujú doskovité i lavicovité, tmavohnedé až sivohnedé slabo slienité vápence, obsahujúce ojedinele svetlohnedé rohovce. Nápadným znakom sú časté polohy alodapických detritických i biodetritických vápencov svetlejších odtieňov, striedajúce sa s mikritickými vápencami. Alodapické polohy sú zložené z litoklastov a bioklastov materiálu derivovaného z okraja karbonátovej platformy (cf. R. HENRICH 1983). Z organizmov sú zastúpené tenkostenné bivalviá, krinoidy, ostrakódy, radiolárie, formanifery, ako aj početné úlomky *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *Ladinella porata* OTT, porostromátne riasy a bližšie neidentifikovateľný detrit rífotvorných organizmov.

Litologická a faciálna zmena sa odzrkadľuje aj v kvalitatívnom zložení foraminifer. Hoci v celom vrstevnom slede sa opakujú druhy známe z reiflinských vápencov, dochádza tu k pozvoľnej diferenciácii. Charakteristickou fosíliou je *Turriglomina mesotriasica* (KOEHN-ZANINETTI), lokálne sa uplatňuje výraznejší vplyv ophthalmidií, alebo hrubo aglutinovaných foriem — *Reophax asperus* CUSHMAN et WATERS, *Ammobaculites* aff. *corpulentus* EFINOVA. Novým prvkom je *Paleolituonella meridionalis* LUPPERT, opísaná z vrchnoladinských až norických rífových fácií Maďarska (A. BÉRCZI —MAKK 1981), Severných Vápencových Álp (J. HOHENEGGER—R. LEIN 1977) a Sicílie (B. SENOWBARI-DARYAN 1984). Foraminiferová fauna poukazuje na širší stratigrafický diapazón — ladin až spodný karn.

Stratigrafickú výšku spodnej hranice nemožno podľa konodontov presne určiť. Vyskytuje sa niekoľko druhov, indikujúcich longobardský vek — *Neospathodus tatricus* (ZAWIDZKA), *Gondolella foliata foliata* (BUDUROV et STEFANOV), *G. foliata inclinata* KOVÁCS, *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL) a *M. hungaricus* (KOZUR et VÉGH), často sú však v spoločenstve druhov, ktoré poznáme už z vrchného triasu (kordevolu, prípadne julu) — *Gondolella polygnathiformis* (BUDUROV et STEFANOV), *G. tadpole* HAYASHI (cf. P. MASARYK—K. PUŠKÁROVÁ—S. BUČEK 1984). Ide o najmladšiu konodontovú asociáciu, ktorá bola doteraz zistená v Bielych horách (profil M/84d, MB/84, I/83, dok. bod 279a; obr. 3, tab. 2, 3, 4).

Raminský vápenec

Pozíciou i faciálnym vývojom sú tieto vápence prechodným členom medzi „pseudoreiflinským" vápencom a wettersteinským (? tisovským) vápencom veterlínskej jednotky. Vápence sú lavicovité, hrubolavicovité až masívne, sivej i tmavosivej farby s alodapickými lamínami a polohami brekcií. Miestami sú však vápence žltkastosivé, biodetritické. Mikritické litotypy sa striedajú s biodetritickými, s prevládajúcimi bioklastami organizmov rífového komplexu — *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *Ladinella porata* OTT, fanetrónne hubky a porostromátne riasy. Foraminiferová fauna spodnej časti ukazuje viaceré analógie s asociáciami najvyššej časti „pseudoreiflinských" vápencov (tab. 2), z čoho usudzujeme, že raminský vápenec môže byť čiastočne stratigraficky ekvivalentný, t. j. vrchný ladin — kordevol.

Wettersteinský vápenec a dolomit

Sedimenty reiflinského súvrstvia veterlínskej jednotky (reef—near basin at the inner edge of

a carbonate platform) sú prekryté predrífovými brekciami, fáciami centrálnej rífovej zóny a lagúny a ich styk je „prstovitý". Predrífové brekcie i megabrekcie sú tvorené masívnymi, svetlosivými, organogénnymi vápencami a sivými dolomitmi. Veľkosť blokov u megabrekcií dosahuje až niekoľko m^3. Bloky vápencov bývajú „utopené" v mase jemnozrnnejších brekcií (cf. J. MICHALÍK 1984). Vo wettersteinskom vápenci (lokalita Dubový vŕšok — Kršlenica, Plavecký Mikuláš, profil III/83, dok. bod 242a) možno vyčleniť fáciu centrálneho jadra a lagunárnu fáciu rífovej plošiny (M. SARNTHEIN 1967, obr. 2). Najrozsiahlejšiu časť zaberá predrífová fácia (cf. R. HENRICH, l. c.).

Charakteristickým mikrofaciálnym typom centrálneho rífového jadra sú boundstones*, tvorené primárnou kostrou (framestones) a druhotnými enkrustáciami. Hlavnými rífotvornými organizmami sú vápnité hubky (*Peronidella* ? sp. 1 ZANKL, *Phanetronidae*), koloniálne i solitárne koraly, cyanofytné riasy (*Rivularia lissaviensis* (BORNEMANN) DRAGASTAN, *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *Ladinella porata* OTT. Enkrustujúce porostromátne riasy a dendroidné tubifyty sú typické pre počiatočnú tvorbu „reef-knobs" (bafflestones a bindstones). Pozoruhodný je výskyt nautiloidných amonoidných hlavonožcov (neurčiteľných) v predrífových brekciách. Zastúpenie lagunárnej fácie možno predpokladať na základe veľmi zriedkavo sa vyskytujúcich fragmentov dasykladálnych rias — *Andrusoporella duplicata* (PIA) BYSTR. (tab. II, obr. 2), *Macroporella*? sp. a *Griphoporella*? sp.

Foraminifery v rífovej fácii sú zriedkavé, najmä počtom jedincov. V podstate sa opakujú druhy známe z „pseudoreiflinských" a raminských vápencov. Okrem nich treba spomenúť výskyt druhu *Gsolbergella spiroloculiformis* (ORAVECZ—SCHEFFER) z vyššej polohy tohto komplexu, ktorému sa pripisuje stratigrafický význam. Je typickou fosíliou karnských sedimentov Maďarska (A. ORAVECZ—SCHEFFER 1968, 1987). Pozornosť si zaslúžia aj formy (opäť z vyšších polôh), zaraďované do rodov *Paraophthalmidium* (*P.* aff. salaji SAMUEL et BORZA) a *Amphorella* (*A.* cf. *bicamerata* intermedia BORZA et SAMUEL), opísané z karnických tisovských vápencov Stratenskej hornatiny a Muránskej plošiny (K. BORZA—O. SAMUEL 1978, J. SALAJ et al. 1983). Známe sú tiež z vrchnotriasovej (karn—norik) rífovej fácie mediterránnej oblasti (B. SENOWBARI-DARYAN 1983). Na základe korelácie s uvedenými údajmi sa domnievame, že vyššia časť vápencového komplexu (sz. svahy kóty Veterlín; profil V/84, dok. bod 366) by mohla byť paralelizovaná s tisovským vápencom. Prítomnosť ojedinelých, vyspelých hrubostenných jedincov druhu *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK signalizuje blízkosť lagunárnej fácie.

Predpokladáme, že „pseudoreiflinské" vápence a wettersteinské vápence sú do istej miery súveké (vrchný ladin), pričom sa ich sedimentácia uskutočňovala v odlišných faciálnych oblastiach sedimentárneho priestoru. Vo vrchnom ladine bol reliéf, tvorený „pseudoreiflinským" vápencom, spočiatku zarastaný „reef-knobs", neskôr vznikal rífový komplex, poukazujúci na typickú faciálnu diferenciáciu stredného triasu (wettersteinské vápence a wettersteinské dolomity havranickej jednotky) až do vrchného triasu (kordevol—? spodný jul; wettersteinský vápenec (? tisovský vápenec) a dolomit veterlínskej jednotky). Progradácia karbonátovej platformy smerom do intraplatformnej panvy spôsobila jej postupné zaplnenie predrífovými brekciami.

Kordevolský vek wettersteinských vápencov dokladá *Andrusoporella duplicata* (PIA) BYSTR., nominálny druh *Andrusoporella duplicata* Taxon Range zóny (sensu J. BYSTRICKÝ, l. c.), ktorý v ostatných pohoriach Západných Karpát nastupuje v spodnom karne, podstupni kordevol.

V tesnom nadloží ?schreyeralmského vápenca havranickej jednotky vystupujú svetlosivé, masívne wettersteinské vápence, v ktorých sa vyskytujú i vápence tmavších odtieňov ako nepravidelné šošovky, alebo na kratšiu vzdialenosť sledovateľné polohy. Vo wettersteinskom vápenci možno vyčleniť rífovo-biohermnú fáciu a zarífovo-lagunárnu fáciu (E. OTT 1967). V prvej fácii sú zastúpené organogénne vápence s hubkami (*Girtyocoelia oenipontana* OTT, *Colospongia catenulata* OTT), tubifytmi a cyanofytnými riasami, ojedinele sú prítomné ostrakódy, články echinodermát a bivalvie. Pre

*Klasifikácia v zmysle R. J. DUNHAM (1962) a A. F. EMBRY—J. E. KLOVAN (1971).

zarífovo-lagunárnu fáciu sú typické biodetritické vápence (grainstones-rudstones) s biocenózou — dasykladálne riasy-solenopóry-gastropódy, ojedinele i foraminifery. Biofácia s *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA, *T. aequalis* (GU-EMB.) PIA (tab. II, obr. 3) a *Aciculella bacillum* PIA je charakteristická pre lagunárnu oblasť bližšie k rífu. Uvedené druhy sú charakteristické pre zónu *Teutloporella herculea*; v zmysle definície ako Acme zóna zodpovedá ladinu. V rífovej fácii sa po prvý raz v Západných Karpatoch zistilo zastúpenie *Teutloporella echinata* OTT spolu s veľkými gastropódami. Druh je známy z esinského vápenca ladinského veku severného Talianska (E. OTT 1975).

Wettersteinské vápence obsahujú zriedkavé foraminifery, ktoré majú prevažne širšie vertikálne rozpätie a neumožňujú spresniť ich stratigrafické zaradenie. Častejšie sa vyskytuje *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN a druhy čeľade *Duostomidae*, miestami spolu s *Glomospira gemerica* (SALAJ) a *Aulotortus praegaschei* (KOEHN-ZANINETTI). Ide o druhy, ktoré charakterizujú lagunárnu fáciu. *G. gemerica* podľa zonácie J. SALAJA (1979) je indexovou fosíliou ladinu s. l.

Wettersteinské vápence a dolomity spolu s ? tisovskými vápencami pravdepodobne tvorili jeden rífový komplex s tým rozdielom, že v spodnom ladine vznikali rozsahom nie veľké karbonátové nárasty s prevládaním lagunárnych fácií. Typický rífový komplex vznikol až v karnskom stupni.

Wettersteinský dolomit

V nadloží wettersteinských vápencov, miestami však i priamo nad ? schreyeralmskými vápencami, vystupujú svetlosivé i sivé, masívne i vrstevnaté dolomity, v ktorých sú zastúpené dasykladálne riasy *Diplopora annulata* Taxon Range zóny, ktorú definuje stratigrafické rozpätie nominálneho druhu *Diplopora annulata* (SCHAFH) SCHAFH. a jej variety var. *annulata* (PIA) BYSTR. a var. *dolomitica* (PIA) HERAK. Pretože nie sú žiadne dôkazy o tom, že báza zóny *Diplopora annulata* v Malých Karpatoch a v ostatných pohoriach Západných Karpát začína už v zóne *Parakellnerites*, možno pokladať jej bázu za bázu ladinského stupňa. Vrchnú hranicu indikuje vymiznutie nominálneho druhu a nástup *Teutloporella nodosa* (SCHAFH.) PIA (tab. II, obr. 7) a veľmi zriedkavo i *T. herculea* (STOPP.) PIA. Spolu s *T. nodosa* sa vyskytuje lumachela s *Daonella* (Daonella) *longobardica* MOJSIS. (M. KOCHANOVÁ 1982) a *Solenolmia manon* manon (OTT) SENOWBARI-DARYAN et RIEDEL. Dasykladacey poukazujú na lagunárnu a prirífovú fáciu (E. OTT 1967, 1972a, b). Stratigrafická výška hornej hranice wettersteinských dolomitov siaha až do spodného karnu, pretože v nadloží dolomitov sú lunzské vrstvy, resp. oponické vápence.

Lunzské vrstvy

Vo veterlínskej jednotke v nadloží wettersteinských vápencov a dolomitov, resp. wettersteinských dolomitov havranickej jednotky vystupujú lunzské vrstvy, pozostávajúce z lavicovitých sivých, sivohnedých sľudnatých pieskovcov a tmavosivých až čiernych ílovcov. Ich priamy styk s wettersteinskými vápencami nemožno pozorovať v dôsledku zasutenia kvartérnymi sedimentmi. V havranickej jednotke vystupujú uprostred svetlosivých dolomitov v obci Buková. Palynologicky vyhodnotené spoločenstvo sporomorf (E. Planderová, písomná správa) poukazuje na ich karnský vek, podstupeň jul.

Oponický vápenec

Uprostred hlavného dolomitu, v jeho spodnej časti, vystupuje vo veterlínskej jednotke poloha lavicovitých, sivých až sivohnedých slienitých vápencov. Vo vyššej časti sú zastúpené sivé, lavicovité až masívne detritické vápence. Obsahujú zriedkavé foraminifery, zastúpené druhmi — *Gsolbergella spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER) a *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN, ktoré poukazujú na karnský vek.

V havranickej jednotke oponický vápenec tvoria lavicovité (5—10 cm) tmavosivé zrnité vápence. Na vrstevných plochách možno pozorovať veľmi jemné žltosivé, sivozelenkasté piesčito-ílovité povlaky. Smerom do nadložia vystupujú tmavosivé, lavicovité, mikritické vápence s nerovným povrchom vrstevných plôch

a kôrovitými žltými-žltosivými povlakmi. V najvyššej časti sú zastúpené tmavé, lavicovité slienité vápence, na povrchu opäť s ílovito-piesčitými povlakmi a s polohami čiernych slienitých vápencov. Vrstevný sled končí doskovitými (do 4 cm) tmavosivými, do sivomodra vetrajúcimi vápencami. V spodnej časti sa vyskytujú lumachelové vápence s makrofaunou bivalvií — *Lopha montiscaprilis* (KLIPST.), *Antiquilina antiqua* cf. *bassanii*, *Myssidioptera* cf. *incurvostriata* (GUEMB.) a *Lima* sp. (určenie M. KOCHANOVÁ), ktoré indikujú zastúpenie podstupňa tuval.

V oponických vápencoch sme zistili prítomnosť dvoch súvekých, faciálne odlišných foraminiferových spoločenstiev karnského veku. V prvom type paleoasociácie, zistenom v hnedosivom kalovom vápenci, dominujú druhy rodu *Aulotortus* (tab. 2), typické pre lagunárnu fáciu. Druhý typ spoločenstva je výrazne odlišný, tvorený početnými jedincami druhu *Gsolbergella spiroloculiformis* a agathamínami, viazaný na detritický piesčitý vápenec. Charakterizuje mobilnejšie prostredie okraja lagúny.

Hlavný dolomit

Veľké masy sivých a sivohnedých lavicovitých dolomitov v nadloží lunzských vrstiev siahajú až po spodnú hranicu dachsteinského vápenca. Neposkytli doteraz žiadne fosílie.

Dachsteinský vápenec

Najvyššou litostratigrafickou jednotkou havranickej jednotky je dachsteinský vápenec. Vápence sú hnedosivé, svetlohnedé, miestami i ružovkasté až bielosivé, doskovité a lavicovité (5—10 až 25 cm). Miestami môžeme v tesnom nadloží sivých až hnedosivých lavicovitých dolomitov pozorovať svetlé, sivohnedé dolomitické vápence s polohami hľuznatých vápencov. Vápence sú prevažne mikritické, s pozorovateľnou lamináciou a gradáciou. Z biofaciálneho hľadiska sú najrozšírenejšie biodetritické a organogénne vápence s bohatým zastúpením mikrofosílií — bivalvie, krinoidy, ostne ježoviek, ostrakódy, drobné gastropódy a foraminifery. Z mikrofácií a biofácií sa dá rozlíšiť stromatolitická štruktúra s lamínovanou fenestrálnou textúrou, oolitická štruktúra (ooliticko-bioklastický grainstone-wackestone-rudstone), krinoidovo-bivalviová biofácia (bioklastický packed floatstone), bivalviovo-brachiopódovo-gastropódová biofácia (bioklastický packed floatstone s geopetálnou štruktúrou). Rífovú fáciu reprezentujú hnedosivé vápence s trsmi koralov a vápnitých hubiek (Plavecký Peter, Hradisko, dok. bod 494; Buková, z. od kóty Javorový vrch (480 m), dok. bod 534, 535). V najvyššej časti dachsteinských vápencov sa nachádzajú šošovky lumachelových (žltkastohnedých, hrdzavohnedých i hnedosivých) vápencov s makrofaunou bivalvií a brachiopód *-Zugmayerella kössenensis* (ZUGM.), *Fissirhynchia fissicostata* (SUESS), *Austrirhynchia cornigera* (ZUGM.), *Rhaetina pyriformis* (SUESS), *Rhaetina* cf. *hybensis* MICHALÍK, *Zeilleria elliptica* (ZUGM.), *Zeilleria norica* (SUESS), *Fissirhynchia subrimosa* (SCHAFH.), *Rhaetina gregaria* (SUESS), *Triadithyris gregariaeformis* (ZUGM.) (určenie J. MICHALÍK) a *Chlamys* cf. *bavarica* (WINKL.), *Myssidioptera* sp. a *Lopha* sp. (určenie M. KOCHANOVÁ). Najdôležitejšie lokality sú: Plavecký Peter, Hradisko (dok. bod 494), jz. od Hradiska (dok. bod 496 a 496a), sz. od kóty Klen (dok. bod 491); v. od kóty Ježovka (399 m, dok. bod 401a); j. od kóty Javorový vrch (dok. bod 533).

Stratigrafická výška spodnej hranice nie je dostatočne paleontologicky doložená. Na základe foraminifer, ktoré sme doteraz identifikovali (tab. 2), vyplýva, že dachsteinské vápence zasahujú do vrchného norika, podstupňa sevat až rét (prítomnosť druhu *Triasina hantkeni* MAJZON, cf. A. KULLMANOVÁ—M. KOCHANOVÁ 1975).

Dachsteinské vápence reprezentujú plytkovodné sedimenty lagunárnej fácie s menšími "patch-reefs" (FZ 7, 8). Na supratidálnu zónu (FZ 9) poukazujú stromatolitické štruktúry.

Záver

Veterlínska a havranická jednotka pochádzajú pravdepodobne zo spoločného sedimentárneho priestoru a vznikli pred paleocénom z jedného pôvodného príkrovu ako tektonické príkrovové šupiny.

Zatiaľ čo veterlínska jednotka predstavuje typický príklad prechodu panvových fácií do fácií plytkovodnej karbonátovej platformy, havranická jednotka má zastúpenie najmä lagunárnych fácií.

Podľa nášho názoru obe jednotky majú najspodnejšie členy vo vývoji detritických súvrství, ktoré niektorí autori (M. Maheľ 1979a, b, 1987) považujú za súčasť chočského príkrovu. Z litostratigrafického a biofaciálneho hľadiska veterlínsku a havranickú jednotku možno najlepšie porovnať so strážovským príkrovom, resp. s bebravskou „sériou".

V zámostskom súvrství podľa konodontovej a foraminiferovej fauny možno rozlíšiť jasenský člen, zodpovedajúci hranici pelsón—ilýr a ráztocký člen, zodpovedajúci ilýrskemu veku. Jasenský člen zastupuje zóna spoločenstva *Gondolella bulgarica*, zodpovedajúca hranici pelsón—ilýr, z foraminifer reprezentovaná druhmi *Glomospira densa* a *Agathammina judicariensis*. Ráztocký člen charakterizuje zóna spoločenstva *Gondolella constricta*, z foraminifer nástup druhu *Turriglomina mesotriasica* a zodpovedá vrchnému ilýru. Obe časti sú čiastočne laterálne ekvivalentné. Vrchná hranica zámostského súvrstvia nie je ostrá, prelína sa s asociáciami reiflinských vápencov, ktoré taktiež indikujú vrchný ilýr.

Stratigrafické rozpätie reiflinských vápencov veterlínskej jednotky možno určiť ako ilýr—longobard. Foraminifery „pseudoreiflinských" vápencov poukazujú na ich širšie stratigrafické rozpätie — ladin—kordevol. Spoločenstvá konodontov indikujú longobard-kordevolský vek s možnosťou zasahovania do julského podstupňa (*Gladigondolella polygnathiformis* a *Gondolella tadpole*).

Foraminifery prítomné vo vrchných častiach svetlosivých organogénnych vápencov rífového komplexu (predtým „veternícke", resp. wettersteinské vápence) obsahujú mladšie prvky, ktoré poukazujú na ich zasahovanie do karnu, podstupňa jul (tisovské vápence).

Literatúra

Andrusov, D.—Samuel, O. et al. 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 (L—Z). — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 359.

Andrusovová, V. 1976: Štúdium morfológie, ontogenézie a paleoekológie niektorých zástupcov podrádu *Ceratitina* (najmä *Clydonitaceae* a *Pinacoceratitina*) a *Phylloceratina* (najmä *Psiloceratataceae*). — Manuskript. Geol. Úst. Slov. akad. vied, Bratislava.

Bechstädt, T.—Mostler, H. 1974: Mikrofazies und Microfauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Innsbruck, 4, 5/6, 1—74.

Bérczi-Makk, A. 1981: Paleolituonella majzoni nov. gen. nov. sp. (Foraminifera) from a Wetterstein reef limestone in the Hungary. — Acta geol. Acad. Sci. hung., Budapest, 24, 2—4, 389—394.

Biely, A.—Bystrický, J.—Mello, J. 1980: Problematika hronika a „gemerika" v Malých Karpatoch a vo Viedenskej panve. — In: Materiály XXIII. celošt. geol. konf. SGS, Trnava 1980. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 17—45.

Borza, K.—Samuel, O. 1978: New genera and species (Incertae sedis) from the Upper Triassic in the West Carpathians. — Geol. Zbor. Geol. carpath., Bratislava, 28, 1, 95—119.

Bučeк, S. 1988: Dasykladálne riasy a biostratigrafia triasu Bielych hôr (Malé Karpaty). — Kand. diz. práca. Geol. Úst. CGV Slov. akad. vied, Bratislava, 258.

Bystrický, J. 1973: O stratigrafii a tektonickej príslušnosti vápencov Vajarskej (Malé Karpaty). — Miner. slov., Spišská Nová Ves, 5, 1—7.

Bystrický, J. 1986: Stratigraphic ranging and zonation of dasycladal algae in the West Carpathians Mts., Triassic. — Miner. slov., Spišská Nová Ves, 18, 4, 289—321.

Bystrický, J.—Maheľ, M. 1970: Beitrag zur Stratigraphie der Trias der Kleinen Karpaten. — Geol. Zbor. Geol. carpath., Bratislava, 21, 1, 191—196.

Dunham, R. J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. — In: HAM, W. E. (Ed.): Classification of carbonate rocks. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Mem. 1, Tulsa, 108—121.

Embry, A. F.—Klovan, J. E. 1971: A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. — Bull. canad. Petrol. Geol., Calgary, 19, 730—781.

Gaździcki, A.—Trammer, J.—Zawidzka, K. 1975: Foraminifers from the Muschelkalk of southern Poland. — Acta geol. pol., Warszawa, 25, 2, 285—298.

Henrich, R. 1983: Der Wettersteinkalk am Nord-

westrand des tirolischen Bogens in den Nördlichen Kalkalpen: der jüngste Vortoss einer Flachwasserplatform am Beginn der Obertrias. — Geologica et Palaeont., Marburg, 17, 137—177.

HOHENEGGER, J.—LEIN, R. 1977: Die Reiflinger Schichten des Schneeberg. Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna. Teil 1: Geologie, Stratigraphie und Systematik (exklusive Lagenina). — Mitt. Gesell. Geol.-u. Bergb.-Studenten, Wien, 24, 203—261.

KOCHANOVÁ, M. 1964: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny lamellibranchiátov a gastropód mezozoika Malých Karpát. — Manuskript. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KOCHANOVÁ, M. 1982: Daonellen aus dem Wettersteindolomit der Kleinen Karpaten. — Západ. Karpaty, Sér. Paleont., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 8, 71—76.

KOCHANOVÁ, M.—MICHALÍK, J. 1986: Stratigraphy and macrofauna of the Zámostie Limestones (Upper Pelsonian- Lower Illyrian) of the Choč Nappe at the Southern slopes of the Nízke Tatry Mts. (West Carpathians). — Geol. Zbor. Geol. carpath., Bratislava, 37, 4, 501—531.

KOCHANOVÁ, M.—PEVNÝ, J. 1982: Bivalves and brachiopods from Wetterstein limestones of Ostrý vrch (Malé Karpaty Mts.). — Západ. Karpaty, Sér. Paleont., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 6, 7—40.

KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V.—BYSTRICKÝ, J. 1974: Übersicht über den gegenwärtigen Stand der Biostratigraphie der Trias der Westkarpaten. „Die Stratigraphie der Alpin-mediterran Trias". Symposium Wien, 1973. — Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., Wien, 2, 231—258.

KOVÁCS, S. 1983: On the evolution of excelsa-stock in the Upper Ladinian- Carnian (Conodonta, genus Gondolella, Triassic). „Die Stratigraphie der Alpin-mediterran Trias". Symposium Wien, 1981. — Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., Wien, 5, 107—120.

KRYSTYN, L. 1983a (In VISSHÉR, H.): I. G. C. P. Projekt No 4: A major achievemnt in Triassic research — a challenge to the S. T. S. Albertiana, Utrecht, 1, 3—6.

KRYSTYN, L. 1983b: Das Epidaurus-Profil (Griechenland) — ein Beitrag zur Conodonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. „Die Stratigraphie der Alpin-mediterran Trias". Symposium Wien, 1983. — Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., Wien, 5, 231—258.

KULLMANOVÁ, A.—KOCHANOVÁ, M. 1975: Sedimentárno-petrografický a stratigrafický výskum mezozoika Západných Karpát. Litologický a biofaciálny výskum vrchnotriasových vápencov chočskej jednotky v Malých Karpatoch (havranický prí-krov). — Manuskript. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MAHEĽ, M. 1961: Geologická stavba Malých Karpát. Sjazdový sprievodca XII. sjazdu Čsl. spol. pre min. a geol. Sekcia B-Mezozoikum. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 43—67.

MAHEĽ, M. 1979a: Bebravská séria a jej postavenie v chočskom príkrove. — Miner. slov., Spišská Nová Ves, 11, 1, 1—20.

MAHEĽ, M. 1979b: Choč and Strážov nappes, new division and structure. — Geol. Zbor. Geol. carpath., Bratislava, 30, 1, 19—43.

MAHEĽ, M. 1980: Sú granitoidné masívy Malých Karpát príkrovmi?. — Miner. slov., Spišská Nová Ves, 12, 2, 185—187.

MAHEĽ, M. 1983: Beziehung Westkarpaten-Ostalpen-Position des Übergangs-Abschnittes-Deviner Karpaten. — Geol. Zbor. Geol. carpath., Bratislava, 34, 2, 131—149.

MAHEĽ, M. 1987: The Malé Karpaty Mts. — constituent of the transitional segment between the Carpathians and Alps; important tectonic window of the Alpides. — Miner. slov., Spišská Nová Ves, 19, 1, 1—27.

MASARYK, P.—PUŠKÁROVÁ, K.—BUČEK, S. 1984: Contribution to Stratigraphy of the Reifling Limestones of the Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). — Geol. Zbor. Geol. carpath., Bratislava, 35, 2, 241—258.

MICHALÍK, J. 1984: Some remarks on developmental and structural interpretation of the northwestern part of the Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). — Geol. Zbor. Geol. carpath., Bratislava, 35, 4, 489—504.

MICHALÍK, J. et al. 1986: Stratigrafia a stavba príkrovov Malých Karpát s ohľadom na vyjasnenie štruktúrnych anomalít v podloží Viedenskej panvy. — Manuskript. Geol. Úst. Slov. akad. vied, Bratislava, 376.

MICHALÍK, J. et al. 1987: Správa o vyhodnotení výsledkov štruktúrneho vrtu DV-1. — Manuskript. Geol. Úst. CGV Slov. akad. vied, Bratislava, 430.

ORAVECZ-SCHEFFER, A. 1971: A Miliolacea főcsalád (Foraminifera) képviselői a Bakonyszücs-1 sz. fúrás karni kápzödményeiben. — Magy áll. földt. Intéz. Évk. 1968, Budapest, 89—105.

ORAVECZ-SCHEFFER, A. 1987: Triassic Foraminifers of the Transdanubian central range. — Geologica hung., Ser. paleont., Budapest, 50, 128.

OTT, E. 1967: Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math. — naturwiss. Kl., neue F. München, 131, 96.

OTT, E. 1972a: Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Kara-

burun und Chios (Ägäis). — Mitt. Gesell. Geol. — u. Bergb.-Studenten Wien, 2, 1, 251—276.

OTT, E. 1972b: Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten--Chronologie. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart, 141, 81—115.

OTT, E. 1975: Teutloporella echinata n. sp., eine neue Dasycladacee aus dem Esinokalk der Lombardischen Alpen (Mitteltrias, Norditalien). — Mitt. Bayer. St.-Samml. Paläont. hist. Geol., München, 15, 113—117.

SALAJ, J. 1979: Mikrobiostratigrafia triasu Západných Karpát Slovenska na základe foraminifer vo vzťahu k triasu tethydnej oblasti. — Dokt. diz. práca. Přír. fakulta KU Praha.

SALAJ, J.—BORZA, K.—SAMUEL, O. 1983: Triassic foraminifers of the West Carpathians. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 213.

SALAJ, J.—POLÁK, M. 1978: Meandrospira deformata Salaj ako indikátor zmeny ekologických a paleogeografických podmienok. — In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 213—216.

SARNTHEIN, M. 1967: Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Inssbruck, Österreich. — Geol. Rdsch., Stuttgart, 56, 116—127.

SENOWBARI-DARYAN, B. 1983: Zur Gattung Pseudocucurbita BORZA et SAMUEL, 1978 (= Procucurbita JABLONSKY, 1973) und Beschreibung vergleichbarer problematischer Organismen aus der Obertrias des Alpin-Mediterranen Raumes. — Riv. ital. Paleont., Stratigr., Milano, 88, 2, 181—250.

SENOWBARI-DARYAN, B. 1984: Ataxophragmiidae (Foraminifera) aus den obetriadischen Riffkalken von Sizilien. — Münster. Forsch. Geol. Paläont., Münster, 61, 83—99.

VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1979: Nižnobocianske a malužinské súvrstvie- nové litostratigrafické jednotky v mladšom paleozoiku hronika. — Miner. slov., Spišská Nová Ves, 11, 5, 477—478.

VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1981: Litostratigrafická charakteristika mladšieho paleozoika hronika. — Miner. slov., Spišská Nová Ves, 13, 5, 385 — 403.

VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1988: Late Paleozoic in West Carpathians (Mladšie paleozoikum v Západných Karpatoch). — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 314.

WILSON, J. L. 1975: Carbonate Facies in Geologic History. Springer-Verlag, 471.

STANISLAV BUČEK—OTÍLIA JENDREJÁKOVÁ—JARMILA PAPŠOVÁ—
KATARÍNA PUŠKÁROVÁ

Contribution to biostratigraphy of the Veterlín and Havranica units in the Biele hory Mts. (Malé Karpaty Mts., West Carpathians)

Summary

Basing upon direct correlation of microfossils (foraminifers and conodonts, or dasycladacean algae and foraminifers) we have tried to precise the existing stratigraphical and biofacies data on the Middle — Late Triassic carbonates of the Biele hory (Malé Karpaty Mts.). The correlation shows that foraminiferal assemblages with Pelsonian — lower Illyrian index species (*Meandrospira dinarica, Glomospira densa, Glomospirella semiplana, Agathammina judicariensis*) are correlable with the conodont fauna — *Neospathodus kockeli, N. germanicus, Gondolella bifurcata hanbulogi, G. bifurcata bifurcata* and *G. bulgarica* (Steinalm limestones, Jasenie Limestone Member).

The *Physoporella pauciforata — Oligoporella pilosa* — Assemblage Zone (in the sense of BYSTRICKÝ 1986) is the lowermost dasycladacean zone (Annaberg and Steinalm limestones). For percentage of separate species and varieties see the Slovak text. This zone extends into the basement of the ammonite zone *Paraceratites trinodosus* (cf. KOLLÁROVÁ—BYSTRICKÝ 1974) and of the horizon with *Piarorhynchella trinodosi* (BITTN), (Zámostie Limestone Fm.) or into the basement of ? Schreyeralm limestone (KOLLÁROVÁ —BYSTRICKÝ l. c., locality Ostrý vrch; KOCHANOVÁ —PEVNÝ 1982). The stratigraphical level of its base is not stratigraphically evidenced. The presence of the higher zone — *Diplopora annulatissima* — Partial range zone has not been proved in the Malé Karpaty Mts. so far. We regard the species *Favoporella annulata* SOKAČ, represented in the Pelsonian — Lower Illyrian dasycladacean assemblage, as a separate species. The first appearance of the species *Turriglomina mesotriasica* corresponds to the occurrence of Illyrian conodont assemblages (*Gondolella constricta, G. constricta* morph. *cornuta, G. excelsa, G. balcanica* a. o.). The first occurences appeared in the upper part of the

Zámostie Fm. (Ráztoka Limestone Members) and at the base of the Reifling limestones.

The Anisian/Ladinian boundary cannot be defined exactly so far. The Ladinian basinal facies (Reifling limestones) is characterized by *Turriglomina mesotriasica*, less frequent *Agathammina austroalpina*, *A. iranica*, associated with plentiful aeolisacs and nodosariid forms. Conodont assemblages of *Gladigondolella tethydis* are more frequent. A gradual differentiation between foraminifers and conodonts proceeds in upper layers of the Reifling limestones, but they do not enable the exact determination between the Reifling and "pseudo-Reifling" limestones (transition of basinal facies into facies of carbonate bildups; presence of alodapic limestones composed of lithoclasts and bioclasts of the material derived from the margin of the carbonate platform) diffusing in each other in some places.

Paleolituonella meridionalis, characteristic of reef facies is a new foraminiferal element. Conodonts are represented by the species *Gondolella foliata foliata*, *G. foliata inclinata*, *Metapolygnathus hungaricus*, *M. mungoensis*, *Neospathodus tatricus* a. o. of the Longobardian — Cordevolian age.

In the Wetterstein (? Tisovec) limestones of the Veterlín unit the foraminiferal assemblages show analogy — mainly in their basal part (Raming limestones) — with assemblages from "pseudoreifling" limestones. They contain some identic elements — *Turriglomina mesotriasica*, *Paleolituonella meridionalis*, and locally abundant species of aeolisacs and ophthalmids.

Higher parts of the limestone — dolomite complex contain less frequent *Gsolbergella spiroloculiformis*, *Amphorella* aff. *bicamerata intermedia*, *Spiriamphorella* sp., *Paraophthalmidium* aff. *salaji*. A correlation with their occurrences in the Carnian Tisovec limestones (Stratenská hornatina and Muránska planina plateau) indicates the possibility of being their stratigraphic equivalent. The Carnian age of the limestones is indicated by the percentage of *Andrusoporella duplicata* — Taxon Range Zone with the nominal species *A. duplicata* (PIA) BYSTR., *Macroporella* ? sp. and *Griphoporella* ? sp. (locality Dubový vŕšok — Kršlenica at Plavecký Mikuláš). Within the horizontal division of the Wetterstein (? Tisovec) limestones in this region we may distinguish the fore-reef facies (with the greatest areal extent), the central reef core facies and the reef plain of the carbonate plain toward the inside of the basin caused its gradual filling with fore-reef breccia.

Wetterstein dolomites of the Havranica unit contain *Diplopora annulata* — Taxon Range Zone with nominal species *D. annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. and its varieties, var. annulata and var. dolomitica. Since there is no evidence about (in Malé Karpaty Mts., in other core mountain ranges of West Carpathians) the base commencing in the Upper Illyrian, so we regard the base as the base of the Ladinian stage (BYSTRICKÝ 1986). The top boundary of the zone is characterized by the disappearance of the nominal species and the first appearance of *Teutloporella nodosa* (SCHAFH.) PIA. The Teutloporella herculea — Acme Zone present in the Wetterstein limestones of the Havranica unit corresponds to the Ladinian with the assemblage of *T. herculea* (STOPP.) PIA, *T. aequalis* (GÜMB.) PIA and *Aciculella bacillum* PIA. The species *Teutloporella echina* OTT in these limestones has for the first time been found in the West Carpathians. The relation of the species of the last two zones to separate facies of the reef complex is proved and the course of separate dasycladacean zones may be traced.

The Oponitz limestones comprise extremely variable lithotypes with two different foraminiferal assemblage types in respect of their environmental demands. The lagoonal facies is characterized by assemblages with dominant species of the genus Aulotortus. Assemblages with many *Gsolbergella spiroloculiformis* and agathamines lived on the periphery of the lagoon.

The Veterlín and Havranica units originate most probably from the same sedimentation area. The Veterlín unit is a typical example of the transition of basinal facies into facies of a shallow-sea carbonate plain, the Havranica unit mostly comprises lagoonal facies.

Explanations of Photographic Plates

Plate V

1 *Teutloporella tabulata* PIA. Partly oblique longitudinal section in the lover part tangential section. Northern slope of Havranica (docum. point 4/71, thin-section 5048), Steinalm limestone Magn. 10×.

2 *Teutloporella peniculiformis* OTT. Tangential section; southeast of Plavecký Mikuláš, Kamenné vráta (docum. point 284c, thin-section 250), Steinalm limestone. 7×.

3 *Physoporella dissita* (GUEMB.) PIA. Longitudinal axial section; west of elevation point Veľká Vápenná (docum. point 90, thin-section 236), Steinalm limestone. 7×.

4 *Physoporella dissita* (GUEMB.) PIA. Partly oblique —tangential section; southeast of Plavecký Mikuláš, southeast of Hrabovec (docum. point 330, thin-section 496a), Steinalm limestone. 12×.

5 *Physoporella* cf. *praealpina* PIA. Oblique section. Western ridge of elev. p. Záruby (docum. point 375, thin-section 1016), Steinalm limestone, 10×.

6 *Macroporella alpina* PIA. Longitudinal axial section. Northern slope of Havranica (docum. point 4/71, thin-section 5049), Steinalm limestone, 10×.

7 *Physoporella varicans* PIA. Oblique section, southeast of Plavecké Podhradie, northwest of elev. p. 564 m (docum. point 166a, thin-section 258). Transition between Steinalm limestone and Zámostie Fm. 7×.

8 *Favoporella annulata* SOKAČ. Oblique section of apical part; west of elev. p. Záruby (docum. point 304a, thin-section 1021), Steinalm limestone. 23×.

1, 5, 6, 8 — Havranica unit; 2—4, 7 — Veterlín unit. Photographed by Brodnianská.

Plate VI

1 *Physoporella pauciforata* (GUEMB.) STEIN. var. *gemerica* BYSTR. Partly oblique—longitudinal section. Western ridge of elev. p. Záruby (docum. point 375, thin-section 520a), Steinalm limestone. 12×.

2 *Andrusoporella duplicata* (PIA) BYSTR. Oblique—longitudinal subaxial section. Plavecký Mikuláš, Kršlenica (thin-section 193c); Wetterstein (? Tisovec) limestone. 10×.

3 *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA. Oblique section; northwest of elev. p. Vajarská (docum. point 17 V, thin-section 933); Wetterstein limestone. 9×.

4 *Physoporella pauciforata* (GUEMB.) STEIN. var. pauciforata Bystr. Longitudinal—axial section. Western ridge of elev. p. Záruby (docum. point 365, thin-section 520), Steinalm limestone, 12×.

5 *Diplopora hexaster* (PIA) var. *helvetica* (PIA) HERAK. Oblique—transversal section. Northern slope of Havranica (docum. point 4/71, thin-section 4541), Steinalm limestone. 12×.

6 *Teutloporella echinata* OTT. Oblique section. Buková, Chachajdov mlyn (docum. point 551, thin-section 6617), Wetterstein limestone. 25×.

7 *Teutloporella nodosa* (SCHAFH.) PIA. Longitudinal—axial section; northwest of Trstín, west of U Stoksov (docum. point 8/72, thin-section 4605), Wetterstein dolomite. 11×.

1, 3—7 — Havranica unit, 2 — Veterlín unit. Photographed by Brodnianská.

Plate VII

1, 2 *Calcitornella gebzeensis* DAGER. 1 — Plavecké Podhradie, left slope of Suchá dolina valley (docum. point 114, thin-section 97), 2 — Plavecký Mikuláš, 440 m southwest of elev. p. Čierna skala (docum. point 335, this-section 497).

3, 4 *Meandrospira deformata* SALAJ. 3 — Malá Vápenná profile, sample 30, thin-section 40, 4 — Malá Vápenná profile, sample 73, thin-section 84.

5 *Tolypammina* sp., east of elev. p. Havranica (docum. point 309, thin-section 493).

6 *Meandrospira insolita* (HO), Plavecký Mikuláš, left slope of Mokrá dolina valley, south of elev. p. 475 m (docum. point 330, thin-section 496).

7, 8 *Meandrospira dinarica* KOCH. — DEV. et PANTIĆ. Plavecké Podhradie, left slope of Suchá dolina valley (docum. point 114; 7 — thin-section 82, 8 — thin-section 444b).

9 *Meandrospiranella samueli* SALAJ. Buková, west of elev. p. Záruby, east of Ostrý Kameň (ruins); (docum. point 375, thin-section 520).

10 *Endothyranella* sp. 260 m east of elev. p. Veľká Vápenná (docum. point 90, thin-section 114).

11 *Endothyra badouxi* ZANINETTI et BROENNIMANN. Plavecký Mikuláš, Mokrá dolina valley east of elev. p. 446 m (docum. point 271, thin-section 438).

12 *Verneuilinoides mauritii* (TERQUEM). Plavecké Podhradie, Suchá dolina valley, profile IVb, sample 2, thin-section 387.

1—4, 6, 7, 8, 10—12 — Steinalm limestone of Veterlín unit; 5, 9 — Steinalm limestone of Havranica unit. Magn. 55×. Photographed by Jendrejáková.

Plate VIII

1 *Endothyranella robusta* SALAJ. Plavecký Mikuláš, southwest of elev. p. Čierna skala (docum. point 335, thin-section 497).

2 *Endothyranella wirzi* (KOEHN.—ZANINETTI) — fragment. Buková, western ridge of elev. p. Záruby (docum. point 374a; thin-section 536).

3 *Earlandinita elongata* SALAJ. Plavecké Podhradie, left slope of Suchá dolina valley (docum. point 114, thin-section 444b.).

4 *Glomospira densa* (PANTIĆ). do.

5 *Glomospirella grandis* (SALAJ). Plavecké Podhradie, left slope of Suchá dolina valley, profile S/84A, sample 4, thin-section 4; thin-section 494.

6 *Glomospirella semiplana* (KOCH.—DEV. et. PANTIĆ). Plavecký Mikuláš, Mokrá dolina

valley, southwest of Deravá skala (docum. point 326, thin-section 488).

7,8 *Agathammina judicariensis* PREMOLI-SILVA. 7 — Plavecký Mikuláš, Mokrá dolina valley, profile M/84a, sample 11, thin-section 582; 8 — Plavecké Podhradie, Suchá dolina valley, profile S/87; sample 1, thin-section 1049.

9 *Arenovidalina chialingchiangensis* HO. Plavecké Podhradie, Suchá dolina valley, profile S87/A, sample 2, thin-section 497.

10 *Arenovidalina* aff. *amylovoluta* HO. elev. p. Veľká Vápenná, 100 m far from peak (thin-section 253).

1, 3, 4, 6, 10 — Steinalm limestones of Veterlín unit; 2 — Steinalm limestone of Havranica unit; 5, 7, 8, 9 — Zámostie Fm. of Veterlín unit. Magn. 55 ×. Photographed by Jendrejáková.

Plate IX

1, 2 *Turriglomina mesotriasica* (KOEHN.—ZANINETTI). Plavecké Podhradie, Suchá dolina valley (1 — profile I/83, sample 2, thin-section 288; 2 — profile I/83, sample 20, thin-section 307).

3 *Paleolituonella meridionalis* LUPPERT; do, profile I/83, sample 29, thin-section 316.

4, 13 *Agathammina austroalpina*, KRIST-TOLLMANN et TOLLMANN. 4 — Plavecký Mikuláš, left slope of Mokrá dolina valley, 100 m northeast of elev. p. 468 m (docum. point 315, thin-section 489); 13 — Plavecké Podhradie, elev. p. Dubník, profile I/82, sample 31, thin-section 125.

5, 6 *Ophthalmidium* sp. 1. 5 — Plavecký Mikuláš, Mokrá dolina valley, profile M/84d, sample 11, thin-section 457; 6 — Plavecký Mikuláš, left slope of Mokrá dolina valley, 100 m southeast of elev. p. 468 m (docum. point 315, thin-section 489).

7 *Ophthalmidium fusiformis* (TRIFONOVA). Buková, northern slope of elev. p. Veterlín (docum. point 366, thin-section 552).

8 *Paraophthalmidium* sp. Plavecký Mikuláš, profile III 83, sample 20, thin-section 384.

9 *Ophthalmidium tori* ZANINETTI et BROENNIMANN. Plavecké Podhradie, right slope of Suchá dolina valley, southeast of elev. p. 551 m (docum. point 125a, thin section 363a).

10,11 *Spiriamphorella* sp., 10 — Plavecký Mikuláš, profile III 83, sample 20, thin-section 384; 11 — Buková, northern slope of elev. p. Veterlín (docum. point 366, thin-section 553).

12 *Agathammina iranica* BROENNIMANN, ZANINETTI, BOZORGNIA et HUBER: Buková, northern slope of elev. p. Veterlín (docum. point 366, thin-section 553).

1—3, 5 — "Pseudoreifling" limestone of Veterlín unit. 4, 6 — 12 — Wetterstein (?Tisovec) limestone of Veterlín unit; 13 — Wetterstein limestone of Havranica unit. Magn. 55 ×. Photographed by Jendrejáková.

Plate X

1 *Variostoma pralongensa* KRISTAN—TOLLMANN. Plavecké Podhradie, left slope of Suchá dolina valley, northeast of elev. p. 510 m (docum. point 175a, thin-section 377).

2 *Duostomina biconvexa* KRISTAN—TOLLMANN. Buková, northern slope of elev. p. Veterlín (docum. point 366, thin-section 554).

3 *Endothyra* cf. *keupperi* OBERHAUSER. Elev. p. Veterlín, profile V/84, sample 13, thin-section 691).

4, 5 *Gsolbergella spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER). Buková, above cemetery, northwest of elev. p. 371 m (docum. point 383, thin-section 909.

6 *Agathammina* ? *iranica* BROENNIMANN, ZANINETTI, BOZORGNIA et HUBER. do. (thin-section 909).

7 *Agathammina* sp. do. (thin-section 909).

8, 9, 11 *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK. 8 — Buková, northern slope of elev. p. Veterlín (docum. point 366c, thin-section 879); 9, 11 — Buková, northwest of elev. p. 371 m (docum. point 383, thin-section 37).

10 *Aulotortus* aff. *tenuis* (KRISTAN). Buková, northwest of elev. p. 371 m (docum. point 383, thin-section 37).

1—3, 8 — Wetterstein (? Tisovec) limestone of Veterlín unit; 4—7, 9—11 — Oponitz limestone of Havranica unit. Magnification: 1—3: 55 ×, 4: 85 ×, 9—11: 65 ×. Photographed by Jendrejáková.

Plate XI — Zámostie Formation

1a, b *Gondolella bifurcata bifurcata* (BUDUROV et STEFANOV), profile S/87, sample 5; S-6949, 6951.

2a, b, c *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR et BUDUROV), profile S/87, sample 5; S-6969, 6967, 6968.

3a, b *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR et BUDUROV), profile S/87, sample 5; S-6960, 6961.

4, 5 *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR et BUDUROV, docum. point 166; S-7245, 7246.

6, 7 *Gondolella excelsa* (MOSHER), docum. point 166; S-7263, 7265.

8a, b, c *Gondolella mombergensis* TATGE, docum. point 166; S-7269, 7267, 7268.
9 *Gondolella mombergensis* TATGE, profile S/87A; S-1197.
10a, b *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), docum. point 166; S-7237.
Photographed by Holický.

Plate XII — Reifling limestone
1a, b *Gondolella constricta* morphotype *cornuta* (BUDUROV et STEFANOV), docum. point 228; S-4977, 4978.
2a, b *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, docum. point 228; S-4967, 4966.
3a, b *Gondolella* cf. *szabói* KOVÁCS, transitional form to *Gondolella excelsa* (MOSHER), docum. point 228; S-4971, 4972.
4a, b *Gondolella mombergensis* TATGE, profile M/84b, sample 7, S-1135, 1134.
5a, b *Gondolella excelsa* (MOSHER), docum. point 228; S-4959, 4960. "Pseudoreifling" limestone.
6 *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL), profile MB/84, sample 10; S-1162.
7 *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL), profile MB/84, sample 10; S-1163.
8 *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL), profile MB/84, sample 13; S-1160.
9 *Neospathodus tatricus* ZAWIDZKA, profile MB/84, sample 13; S-1170. Photographed by Holický.

Explanations of figures and tables in the text

Fig. 1 Tectonic sketch of the Biele hory Mts. (Malé Karpaty Mts.) 1 — Choč nappe, 2 — Veterlín unit, 3 — Havranica unit, 4 — Jablonica unit.

Fig. 2 Location of documentation points and lithostratigraphic profiles.

Fig. 3 Scheme of lithostratigraphic profiles with marked samples containing conodonts.

Table 1 Lithostratigraphic column of the Triassic of the Biele hory Mts. Compiled by BUČEK 1988.

Table 2 Foraminifers and conodonts present in Veterlín and Havranica unit of the Biele hory Mts.

Table 3 Conodonts in the Veterlín unit. Profile M/84a — transition of Steinalm limestones into Zámostie Fm., M/84b — Reifling limestones, M/84d — "Pseudoreifling" limestones, MB/84 — do. Conodonts determined by Puškárová. Profile M/84a, b, d, — Plavecký Mikuláš, left slope of Mokrá dolina valley above Deravá skala cave, southeast of elev. p. 468 m, profile MB/84 — Plavecký Mikuláš, right slope of Mokrá dolina valley, north of Hrabovec.

Table 4 Microfossils of Veterlín unit. Profile S/87, S/87A, docum. point 166 = S/87 (uppermost part of profile) — Zámostie Fm., documentation point 228 — Reifling limestones; profile S/87B, docum. point 279a — "Pseudoreifling" limestones; profile I/83 — Reifling and "Pseudoreifling" limestones. Occurrence of conodonts: A — abundant (above 50 specimens), F — less abundant (10—50), R — rare (below 10). Conodonts determined by Papšová. Profile S/87, S/87A, Plavecké Podhradie, left slope of Suchá dolina valley, NW of elev. p. 564 m; docum. point 228; Plavecký Mikuláš, 30 m northeast of elev. p. 562 m (Javorinky); S/87B — Plavecké Podhradie, left part of Suchá dolina valley, left slope of lateral kork, northwest of profile S/87; I/83, Plavecké Podhradie, right slope of Suchá dolina valley, 420 m southwest of elev. p. 551 m; docum. point 279a, west of Smolenice castle, Lotašárňa, 50 m east of the Last Letter „a" of the word „Lotašárňa", in a forest-road cut.

Vysvetlivky k fototabuľkám

Tab. V
1 *Teutloporella tabulata* PIA. Trochu šikmý pozdĺžny rez, v spodnej časti tangenciálny rez, s. svah Havranice (dok. bod 4/71, výbr. č. 5048), steinalmský vápenec. 10×.
2 *Teutloporella peniculiformis* OTT. Tangenciálny rez. jv. od Plaveckého Mikuláša, Kamenné vráta (dok. bod 284c, výbr. č. 250), steinalmský vápenec. 7×.
3 *Physoporella dissita* (GUEMB.) PIA. Pozdĺžny axiálny rez z. od kóty Veľká Vápenná (dok. bod 90, výbr. č. 236), steinalmský vápenec. 7×.
4 *Physoporella dissita* (GUEMB.) PIA. Trochu šikmý, tangenciálny rez jv. od Plaveckého Mikuláša, jv. od Hrabovec (dok. bod 330, výbr. č. 496a), steinalmský vápenec. 12×.
5 *Physoporella* cf. *praealpina* PIA. Šikmý rez. Západný hrebeň kóty Záruby (dok. bod 375, výbr. č. 1016), steinalmský vápenec. 10×.
6 *Macroporella alpina* PIA. Pozdĺžny axiálny rez. Severný svah Havranice (dok. bod 4/71, výbr. č. 5049), steinalmský vápenec. 10×.
7 *Physoporella varicans* PIA. Šikmý rez. jv. od Plaveckého Podhradia, sz. od kóty 564 m (dok. bod 166a, výbr. č. 258). Prechod medzi steinalmským vápencom a zámostským súvrstvím. 7×.
8 *Favoporella annulata* SOKAČ. Šikmý rez vrcholovou časťou. Z. od kóty Záruby (dok. bod 304a, výbr. č. 1021), steinalmský vápenec. 23×.

1, 5, 6, 8 — havranická jednotka; obr. 2—4, 7 — veterlínska jednotka. Foto: H. Brodnianská.

Tab. VI

1 *Physoporella pauciforata* (GUEMB.) STEIN. var. *gemerica* BYSTR. Trochu šikmý pozdĺžny rez. Západný hrebeň kóty Záruby (dok. bod 375, výbr. č. 520a), steinalmský vápenec. 12×.

2 *Andrusoporella duplicata* (PIA) BYSTR. Šikmý pozdĺžny, subaxiálny rez. Plavecký Mikuláš, Kršlenica (výbr. č. 193e), wettersteinský (? tisovský vápenec.) 10×.

3 *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA. Šikmý rez sz. od kóty Vajarská (dok. bod 17V, výbr. č. 933), wettersteinský vápenec. 9×.

4 *Physoporella pauciforata* (GUEMB.) STEIN. var. *pauciforata* BYSTR. Pozdĺžny axiálny rez. Západný hrebeň kóty Záruby (dok. bod 365, výbr. č. 520), steinalmský vápenec. 12×.

5 *Diplopora hexaster* (PIA) PIA var. *helvetica* (PIA) HERAK. Šikmý priečny rez. Severný svah Havranice (dok. bod 4/71, výbr. č. 4541), steinalmský vápenec. 12×.

6 *Teutloporella echinata* OTT. Šikmý rez. Buková, Chachajdov mlyn (dok. bod 551, výbr. č. 6617), wettersteinský vápenec. 25x.

7 *Teutloporella nodosa* (SCHAFH.) PIA. Pozdĺžny axiálny rez. sz. od Trstína, západne od samoty U Stoksov (dok. bod 8/72, výbr. č. 4605), wettersteinský dolomit. 11×.

1, 3—7 — havranická jednotka; 2 — veterlínska jednotka. Foto: H. Brodnianská.

Tab. VII

1, 2 *Calcitornella gebzeensis* DAGER. 1 — Plavecké Podhradie, ľavý svah Suchej doliny (dok. bod 114, výbr. č. 97), 2 — Plavecký Mikuláš, 440 m jz. od kóty Čierna skala (dok. bod 335, výbr. č. 497).

3, 4 *Meandrospira deformata* SALAJ. 3 — profil Malá Vápenná, vzorka č. 30, výbr. č. 40, 4 — profil Malá Vápenná, vzorka č. 73, výbr. č. 84.

5 *Tolypammina* sp. Východne od kóty Havranica (dok. bod 309, výbr. č. 493).

6 *Meandrospira insolita* (HO). Plavecký Mikuláš, ľavý svah Mokrej doliny, j. od kóty 475 m (dok. bod 330, výbr. č. 496).

7, 8 *Meandrospira dinarica* KOCH.-DEV. et PANTIĆ. Plavecké Podhradie, ľavý svah Suchej doliny (dok. bod 114; 7 — výbr. č. 82, 8 — výbr. č. 444b).

9 *Meandrospiranella samueli* SALAJ. Buková, z. od kóty Záruby, v. od zrúcaniny Ostrý Kameň (dok. bod 375, výbr. č. 520).

10 *Endothyranella* sp. 260 m v. od kóty Veľká Vápenná (dok. bod 90, výbr. č. 114).

11 *Endothyra badouxi* ZANINETTI et BROENNIMANN. Plavecký Mikuláš, Mokrá dolina, v. od kóty 446 m (dok. bod 271, výbr. č. 438).

12 *Verneuilinoides mauriti* (TERQUEM.). Plavecké Podhradie, Suchá dolina, profil IVb, vzorka č. 2, výbr. č. 387.

1—4, 6, 7, 8, 10—12 — steinalmský vápenec veterlínskej jednotky; 5, 9 — steinalmský vápenec havranickej jednotky. Zväčš. 55×. Foto: O. Jendrejáková.

Tab. VIII

1 *Endothyranella robusta* SALAJ. Plavecký Mikuláš, jz. od kóty Čierna skala (dok. bod 335, výbr. č. 497).

2 *Endothyranella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI) — Fragment. Buková, západný hrebeň kóty Záruby (dok. bod 374a, výbr. č. 536).

3 *Earlandinita elongata* SALAJ. Plavecké Podhradie, ľavý svah Suchej doliny (dok. bod 114, výbr. č. 444b).

4 *Glomospira densa* (PANTIĆ). detto.

5 *Glomospirella grandis* (SALAJ). Plavecké Podhradie, ľavý svah Suchej doliny, profil S/84A, vzorka č. 4, výbr. č. 494.

6 *Glomospirella semiplana* (KOCH.-DEV. et PANTIĆ). Plavecký Mikuláš, Mokrá dolina, jz. od Deravej skaly (dok. bod 326, výbr. č. 488).

7, 8 *Agathammina judicariensis* PREMOLI-SILVA. 7 — Plavecký Mikuláš, Mokrá dolina, profil M/84a, vzorka č. 11, výbr. č. 582; 8 — Plavecké Podhradie, Suchá dolina, profil S/87, vzorka č. 1, výbr. č. 1049.

9 *Arenovidalina chialingchiangensis* HO. Plavecké Podhradie, Suchá dolina, profil S/84A, vzorka č. 2, výbr. č. 497.

10 *Arenovidalina* aff. *amylovoluta* HO. Kóta Veľká Vápenná, 100 m od vrchola (výbr. č. 253).

1, 3, 4, 6, 10 — steinalmský vápenec veterlínskej jednotky; 2 — steinalmský vápenec havranickej jednotky; 5, 7, 8, 9 — zámostské súvrstvie veterlínskej jednotky. Zväčš. 55×. Foto: O. Jendrejáková

Tab. IX

1, 2 *Turriglomina mesotriasica* (KOEHN-ZANINETTI). Plavecké Podhradie, Suchá dolina (1 — profil I/83, vzorka č. 2, výbr. č. 288; 2 — profil I/83, vzorka č. 20, výbr. č. 307).

3 *Paleolituonella meridionalis* LUPPERT. detto, profil I/83, vzorka č. 29, výbr. č. 316.

4, 13 *Agathammina austroalpina* KRIST.-TOLLMANN et TOLLMANN. 4 — Plavecký Mikuláš, ľavý svah Mokrej doliny, 100 m sv. od kóty 468 m

(dok. bod 315, výbr. č. 489); 13 — Plavecké Podhradie, kóta Dubník, profil I/82, vzorka č. 31, výbr. č. 125).

5, 6 *Ophthalmidium* sp. 1. 5 — Plavecký Mikuláš, Mokrá dolina, profil M/84d, vzorka č. 11, výbr. č. 457; 6 — Plav. Mikuláš, ľavý svah Mokrej doliny, 100 m sv. od kóty 468 m (dok. bod 315, výbr. č. 489).

7 *Ophthalmidium fusiformis* (TRIFONOVA). Buková, severný svah kóty Veterlín (dok. bod 366, výbr. č. 552).

8 *Paraophthalmidium* sp. Plavecký Mikuláš, profil III/83, vzorka č. 20, výbr. č. 384.

9 *Ophthalmidium tori* ZANINETTI et BROENNIMANN. Plavecké Podhradie, pravý svah Suchej doliny, jv. od kóty 551 m (dok. bod 125a, výbr. č. 363a).

10, 11 *Spiriamphorella* sp. 10 — Plavecký Mikuláš, profil III/83, vzorka č. 20, výbr. č. 384; 11 — Buková, severný svah kóty Veterlín (dok. bod 366, výbr. č. 553).

12 *Agathammina iranica* BROENNIMANN, ZANINETTI, BOZORGNIA et HUBER. Buková, severný svah kóty Veterlín (dok. bod 366, výbr. č. 553).

1—3, 5 — „pseudoreiflinský" vápenec veterlínskej jednotky; 13 — wettersteinský vápenec havranickej jednotky; 4, 6 — 12 — wettersteinský (? tisovský vápenec) veterlínskej jednotky. Zväčš. 55×. Foto: O. Jendrejáková.

Tab. X

1 *Variostoma pralongense* KRISTAN-TOLLMANN. Plavecké Podhradie, ľavý svah Suchej doliny, sv. od kóty 510 m (dok. bod 175a, výbr. č. 377).

2 *Duostomina biconvexa* KRISTAN-TOLLMANN. Buková, severný svah kóty Veterlín (dok. bod 366, výbr. č. 554).

3 *Endothyra* cf. *keupperi* OBERHAUSER. Kóta Veterlín, profil V/84, vzorka č. 13, výbr. č. 691.

4, 5 *Gsolbergella spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER). Buková, nad cintorínom, sz. od kóty 371 m (dok. bod 383, výbr. č. 909).

6 *Agathammina? iranica* BROENNIMANN, ZANINETTI, BOZORGNIA et HUBER. detto (výbr. č. 909).

7 *Agathammina* sp. detto (výbr. č. 909).

8, 9, 11 *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK. 8 — Buková, severný svah kóty Veterlín (dok. bod 366c, výbr. č. 879); 9, 11 — Buková, sz. od kóty 371 m (dok. bod 383, výbr. č. 37).

10 *Aulotortus* aff. *tenuis* (KRISTAN). Buková, sz. od kóty 371 m (dok. bod 383, výbr. č. 37).

1—3, 8 — wettersteinský (? tisovský) vápenec veterlínskej jednotky; 4—7, 9—11 — oponický vápenec havranickej jednotky. Zväčš.: 1—3 — 55×, 4 — 85×, 9—11 — 65×. Foto: O. Jendrejáková

Tab. XI Zámostské súvrstvie

1a, b *Gondolella bifurcata bifurcata* (BUDUROV et STEFANOV), profil S/87, vzorka č. 5; S-6949, 6951.

2a, b, c *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR et BUDUROV), profil S/87, vzorka č. 5; S-6969, 6967, 6968.

3a, b *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR et BUDUROV), profil S/87, vzorka č. 5; S-6960, 6961.

4, 5 *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR et BUDUROV), dok. bod 166; S-7245, 7246.

6, 7 *Gondolella excelsa* (MOSHER), dok. bod 166; S-7263, 7265.

8a, b, c *Gondolella mombergensis* TATGE, dok. bod 166; S-7269, 7267, 7268.

9 *Gondolella mombergensis* TATGE, profil S/84A; S-1197.

10a, b *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), dok. bod 166; S-7237.
Foto: I. Holický

Tab. XII Reiflinské vápence

1a, b *Gondolella constricta morphotyp cornuta* (BUDUROV et STEFANOV), dok. bod 228; S-4977, 4978.

2a, b *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, dok. bod 228; S-4967, 4966.

3a, b *Gondolella* cf. *szabói* KOVÁCS, prechodná forma ku *Gondolella excelsa* (MOSHER), dok. bod 228; S-4971, 4972.

4a, b *Gondolella mombergensis* TATGE, profil M/84b, vzorka č. 7, S-1135, 1134.

5a, b *Gondolella excelsa* (MOSHER), dok. bod 228; S-4959, 4960. „Pseudoreiflinské" vápence

6 *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL), profil MB/84, vzorka č. 10; S-1162.

7 *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL), profil MB/84, vzorka č. 10; S-1163.

8 *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL), profil MB/84, vzorka č. 13; S-1160.

9 *Neospathodus tatricus* ZAWIDZKA, profil MB/84, vzorka č. 13; S-1170.
Foto: I. Holický

Geologické práce, Správy 92, str. 53—69, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1991

JÁN SOTÁK—IVAN KRIŽÁNI—JÁN SPIŠIAK

Stratigrafická pozícia a sedimentológia merníckych zlepencov

6 obr., anglické resumé

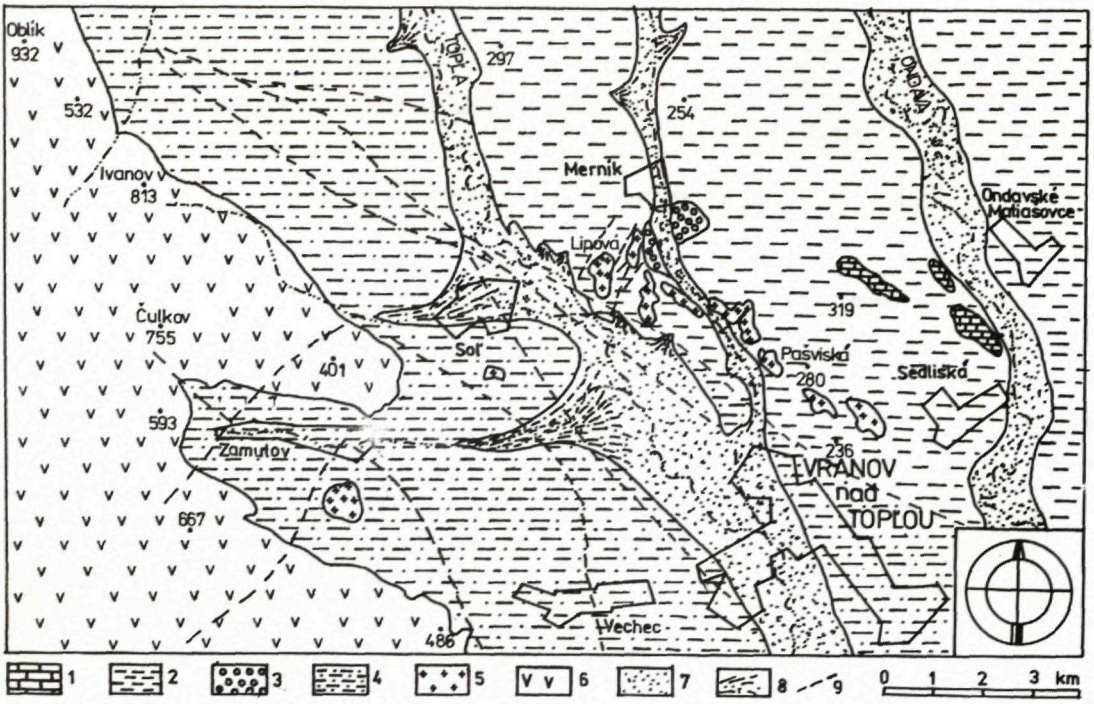
Abstract. The Merník conglomerates so far regarded as part of variegated Karpathian beds, correspond — according to so far collected biostratigraphic, sedimentological and facies — sequence data — to Late Eocene to Early Oligocene flysch lithofacies in the eastern part of Šarišská vrchovina Mts. and in the zone of Kapušany—Vranov nad Topľou. They represent a coarse-detrital facies of the foothill of alluvial fans entering the flysch basin in the south and draining the substrates of the Humenné unit the Pozdišovce—Iňačovce unit and the Zemplín—Ptrukša block. We derive the lyzardite-chrysolite serpentinites in pebbles of conglomerates are derived from extensive bodies of ultrabasic rocks beneath the Neogene filling of the East-Slovak Basin where they are expected in the area of magnetic anomalies near Nacina Ves and Sečovce, and reached by the drill hole Zbudza-1.

Úvod

Objektom prvoradého záujmu v Západných Karpatoch boli v poslednom období zlepencové formácie kriedovo-paleogénneho flyšu bradlového a pribradlového pásma. Analýzami ich valúnov sa okrem iných exotík zistila aj prítomnosť bázických hornín (naposledy M. ŠÍMOVÁ 1985) a analýzou asociácií ťažkých minerálov tiež hojné zastúpenie chrómspinelov v medzernej hmote zlepencov (M. MIŠÍK—J. JABLONSKÝ—P. FEJDI—M. SÝKORA 1980 a mnohí ďalší). Na tomto základe bola vybudovaná predstava o ofiolitovej suite a jej dezintegrácii v procesoch subdukcie kolíznej zóny bradlového pásma (R. MARSCHALKO 1986). Tá zas vyvolala naliehavú potrebu komplexne preštudovať aj zlepence, obsahujúce ofiolitový detrit, ktoré vystupujú v sedimentárnych formáciách teritoriálne zblížených s bradlovým pásmom. Vhodným objektom pre toto štúdium je aj „mernícky zlepenec", situovaný v pásme styku neogénnej výplne Východoslovenskej nížiny s centrálnokarpatským paleogénom predhoria Nízkych Beskýd, medzi Vranovom na Topľou a Merníkom (obr. 1).

Detailné štúdium tohto zlepencového súvrstvia umožnili až technické prieskumné diela (rýhy, vrty a štôlne), realizované v posledných rokoch v rámci úlohy Merník, Hg — VP. Nimi sa spresnili úložné pomery, charakter zvrstvenia, hrúbka, povrchové kontúry i pozícia zlepencového súvrstvia v okolitom flyši, ba zistila sa aj geochemická príbuznosť zlepencov s podložným i nadložným flyšom (I. KRIŽÁNI—P. VALKO 1985). Dosiaľ platné konvenčné začlenenie „merníckeho zlepenca" do transgresívnej formácie pestrých vrstiev karpatu (B. LEŠKO 1955, F. CHMELÍK 1963) bolo výsledkom prieskumných prác skôr spochybnené ako potvrdené. Toto sa stalo rozhodujúcim podnetom pre uskutočnenie podrobných sedimentologických, petrografických a mikrofaciálnych výskumov.

RNDr. J. SOTÁK—RNDr. I. KRIŽÁNI—RNDr. J. SPIŠIAK, CSc., Geologický ústav SAV, oddelenie nerastných surovín, Horná 15, 974, 01 Banská Bystrica.



Obr. 1 Situačná mapka výskytu merníckych zlepencov.
1 — mezozoikum Humenských vrchov, 2 — centrálnokarpatský paleogén, 3 — mernícke zlepence, 4 — neogénne sedimenty, 5 semiintruzívne telesá kyslých vulkanitov, 6 — neovulkanity Slanských vrchov, 7 — nivné sedimenty, 8 — výnosové kužele, 9 — zlomy.

Prehľad geológie územia

Najstarším stavebným prvkom územia medzi beskydským úsekom bradlového pásma a severným okrajom miocénnej molasy Východoslovenskej nížiny v medzirečí Tople a Ondavy je mezozoikum humenskej jednotky. Centrálnokarpatský paleogén transgreduje na humenskú jednotku kuisom a lutétom prevažne vo vývoji zlepencov súľovského typu v severnom krídle elevácie. Južne od humenskej jednotky centrálnokarpatský paleogén kryjú transgresívne pestré vrstvy karpatu. Zošupinovatená humenská jednotka spolu so zvrásneným centrálnokarpatským paleogénom sú pozdĺžne i priečne rozsegmentované mladými zlomami. Stupňovité poklesávanie podložia na topľanskom (zbudzsko-užhorodskom) zlome sa odráža aj na monoklinálnej flexúrovitej deformácii bádenského súvrstvia medzi Komáranmi a dolinou Laborca. Priečna zlomová tektonika poklesového charakteru segmentuje všetky stratigrafické komplexy územia na hrásťové a priekopové štruktúry. Zlomy oboch systémov zohrali rozhodujúcu úlohu tak pri situovaní výstupových kanálov acidného vulkanizmu na rozhraní bádenu a sarmatu, ako aj pri následnej hydrotermálnej aktivite, ktorej produktom sú i akumulácie rumelky, markazitu a organolitov v subvulkanických telesách ryodacitu, aj v iných kolektorských litotypoch, najmä v tektonoklastoch a zlepencoch.

Litologicko-stratigrafická charakteristika merníckych zlepencov

Súvrstvie merníckych zlepencov možno deliť na tri litologické vývoje:

— pieskovcový (podložný a hrádzový flyš)

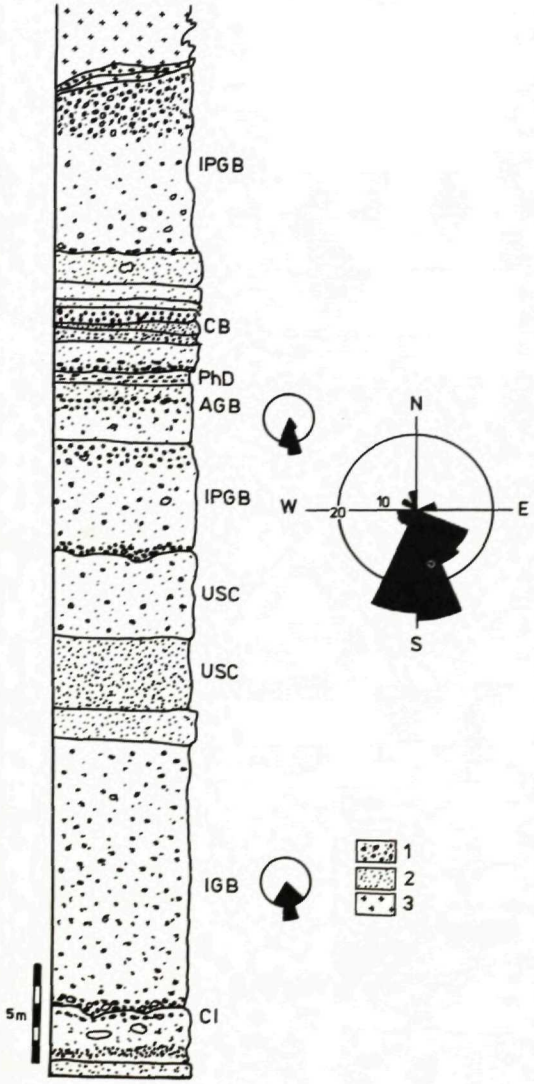
— zlepencový (zlepencový megacyklus)
— ílovcový (nadložný ílovcový a tenkorytmický flyš).

Pieskovcový vývoj v podloží zlepencov je známy len z vrtných jadier. Charakterizuje ho striedanie decimetrových až niekoľkometrových vrstiev jemnozrnných až hrubozrnných, prevažne slabo vápnitých drobových pieskovcov a centimetrových až niekoľko decimetrových vložiek prachovitých ílovcov. Pieskovce sú na báze až uprostred lavíc gradačne zvrstvené a vo vrchných častiach prechádzajú do polôh laminovane zvrstvených jemnozrnných pieskovcov až prachovcov. Na rozhraní prachovcov a pieskovcov sa zvyčajne koncentruje sľuda a vysoko preuhoľnený fytodetrit. Pomerné zastúpenie pieskovcov a prachovcov kolíše od 5:1 do 20:1. Mocnosť sedimentov pieskovcového vývoja nie je známa, pretože dosiaľ nebol prevŕtaný v celej hrúbke.

Zlepencový vývoj pozostáva z paracyklického striedania 5—15 m hrubých vrstiev zlepencov a 1—7 m hrubých vrstiev hrubozrnných pieskovcov až gravelitov (obr. 2). Vrstvovité telesá zlepencov sú vo vertikálnom slede nedokonale segregované od pieskovcových medzivrstiev a do strán alternujú s hrádzovým flyšom. Zlepencové rytmy majú rozmanitú zrnitosť, objemový pomer obliakov k medzernej hmote, tesnenie obliakov i rôzne spôsoby nasadania na pieskovcové medzivrstvy. Prevažuje však typ polymiktných, nezrelých a zle triedených parazlepencov s nepodopretou valúnovou štruktúrou. Zrnitostne predstavujú polymodálnu zmes gravelitovej frakcie (0,2—2 cm), frakcie stredných valúnov (2—10 cm), frakcie hrubých valúnov (10—20 cm) i frakcie balvanov (20 cm až niekoľko metrov). Zvrstvenie zlepencov je zväčša bezštruktúrne. Bolo však pozorované aj nevýrazné gradačné zjemňovanie zrnitosti od erozívnej bázy vrstvy nahor (prekop DP-2, štôlňa Anna; Lasch debra), prevrátené pensymetrické gradačné zvrstvenie s hrubým materiálom v strope vrstvy (prekop DP-2, štôlňa Anna), paketovanie hrubších valúnov do podjednotiek v rámci pieskovcových a mikrokonglomerátových vrstiev a pod. Spôsob nasadania zlepencových vrstiev na pieskovcové medzivrstvy odráža silu trakčných prúdov. Okrem najbežnejších disperzných prechodov boli pozorované aj ostré, tzn. amalgamované prechody, zvýraznené náhlou zmenou granulometrie sedimentu a erozívne s vývinom erozívnych korýt, úderových stôp a vbárania veľkých balvanov do stropu podložných vrstiev. Erozívne plochy vrstiev sú často posiate preuhoľneným rastlinným detritom (našiel sa dokonca celý peň — prekop P2 v štôlni Júlia). Medzerná hmota zlepencov má zloženie drobových pieskovcov až gravelitov. Na elongovaných zrnách tejto frakcie (vrátane schránok numulitov) sa nápadne prejavuje usmernenie toku zŕn (pekne viditeľné hlavne na vrtných jadrách). Z nestabilných súčiastok v medzernej hmote prevláda najmä detrit ultrabázických hornín, čo sa prejavuje až trojnásobným zvýšením obsahu Cr a Ni oproti sedimentom podzlepencového a nadzlepencového vývoja. V niektorých partiách spôsobuje nakopenie detritu ultrabázik až olivovozelenú farbu matrixu zlepencov. Hrubnutím častíc na úkor medzernej hmoty sa štruktúra parazlepencov vertikálne i do strán mení na typ s podopretou valúnovou štruktúrou (ortozlepence). Zvrstvenie takýchto zlepencov je prevažne bezštruktúrne a prezrádza chaotické nakopenie nevytriedeného materiálu bez znakov internej turbidity (balvanovité zlepence — komora K-1 v štôlni Anna). Hrúbka zlepencového cyklu je do 150 m.

Vrchný, prevažne ílovcový vývoj, charakterizuje disperzný prechod z podložného zlepencového vývoja (toto litologické rozhranie je často kopírované mladou zlomovou tektonikou — obr. 3), absolútna prevaha ílovcov v prostriedku a postupné pribúdanie pieskovcových vložiek, až opätovný výskyt niekoľkometrových, ba i desiatky metrov hrubých pieskovcových vrstiev v závere cyklu (Jastrabská rokľa). Metrové až vyše 5 m hrubé vrstvy ílovcov sú prehnetené a majú krivolupienkovitý rozpad. Ich farba je tmavosivá. Zvrstvenie ílovcov je zväčša masívne, i keď boli pozorované aj zvírené textúry kalových prúdov. Prevažujúcim typom tohto vývoja sú však sekvencie so striedaním ílovcov a ílovitých prachovcov s prachovcami a prachovitými pieskovcami. Pre tieto sedimenty sú charakteristické rôzne typy čerín a syndepozičných sklzových deformácií. Z čerinového zvrstvenia prevláda typ šikmozvrstvenej neerozívnej i erozívnej laminácie, rippelmarky v rozmyvoch a prúdových stružkách v podložných ílovcových vrstvičkách a pod. Vo všetkých prípadoch

ide o mikročeriny so sklonom šikmo zvrstvených lamín 15 až 40°. Ďalej sa vyskytujú plochozvrstvené prachovce, laminované pieskovce so subparalelnou orientáciou preuhoľneného fytodetritu až s vrstvičkami uhlia atď. Druhou skupinou textúr týchto sedimentov sú syndepozičné sklzové deformácie. Najbežnejšie sa vyskytujú textúry valúnových bahien, bahnotokov, skĺznuté vrstvičky v podobe špirálovitých klbiek a malých kĺzavých vrások, konvoluntné textúry a pod. V pieskovcoch sa objavujú vrásové sedimentárne deformácie a zriedkavo aj textúry typu pull-apart. Hrubší detrit sa v ílovcovom vývoji nachádza len vo forme vtrúsených valúnikov. Sedimenty ílovcového vývoja sú postihnuté synsedimentárnou ruptúrnou tektonikou, čo spolu s početnými prejavmi opísaných sklzových deformácií svedčí o výraznej seizmo-tektonickej aktivite a nestabilite panvy behom ich depozície. Hrúbka nadzlepencového vývoja dosahuje 500—600 m.

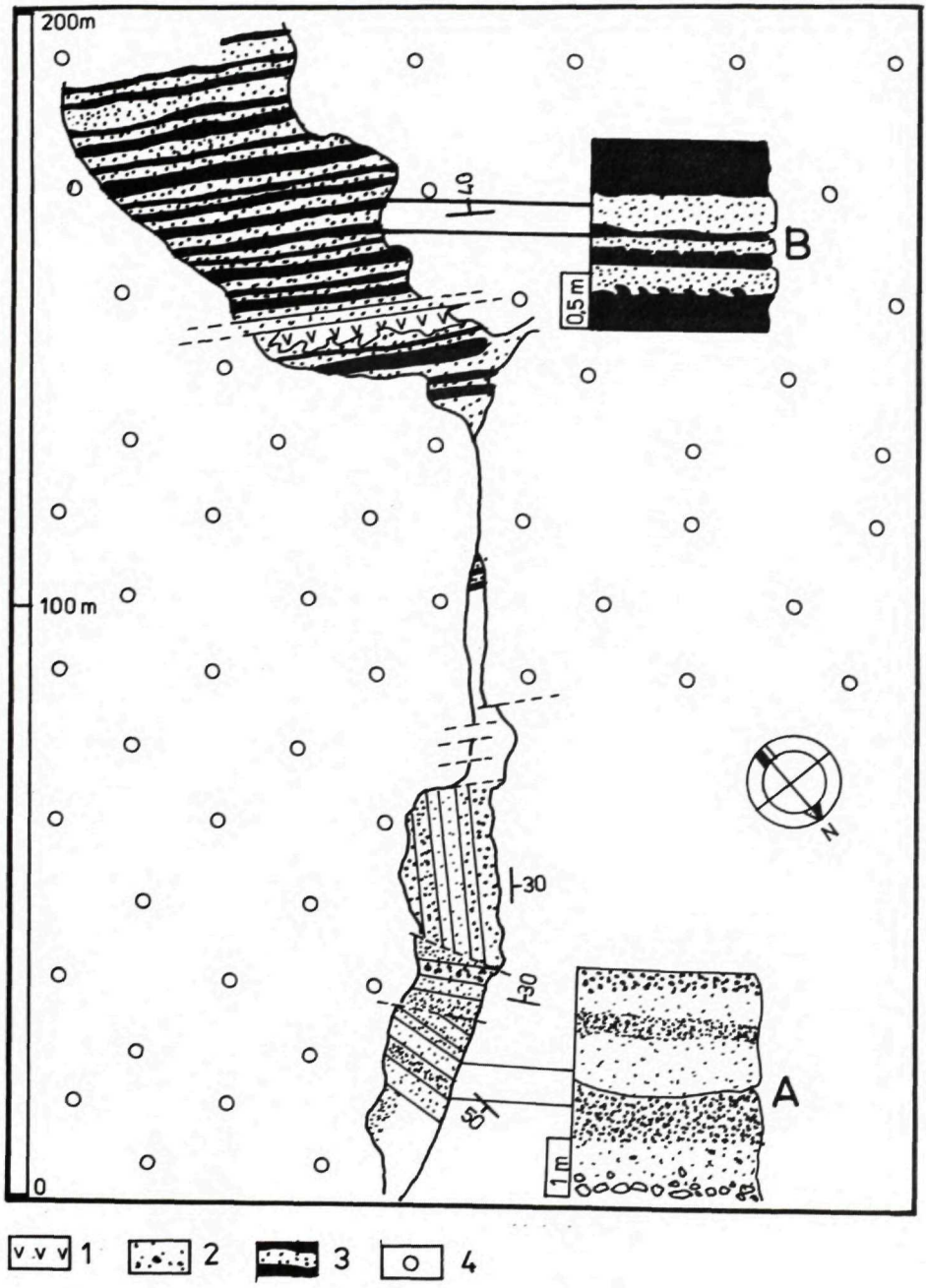


Obr. 2 Litologický profil mernickými zlepencami v prekope DP-2 (štôlňa Anna). Ružicové diagramy sklonu dlhých osí valúnov (— sklon plôch *ab*) v jednotlivých vrstvách a výsledná orientácia pre celý profil.
1 — zlepence, 2 — pieskovce, 3 — ryodacity. Indexy: IPGB — prevrátené pensymetrické gradačné zvrstvenie, IGB — nevýrazné gradačné zvrstvenie, AGB — asymetrické gradačné zvrstvenie, USC — netriedené konglomeráty, CB — šikmé zvrstvenie, PhD — fytodetrit, CI — ílovcové intraklasty.

Morfologické parametre, orientácia a látkové zloženie valúnov mernických zlepencov

Tvar a forma valúnov

Na vyjadrenie tvaru valúnov sme použili klasifikáciu na 10 tvarových tried podľa diagramu E. Sneeda a R. L. Folka (1958). Hodnotený súbor valúnov (200 meraní) sa v diagrame koncentruje do poľa sféricko-vretenovitého (35 %) a sféricko-stĺpcovitého (28 %) tvaru. Vcelku značne prevládajú vretenovité (45 %) a stĺpcovité (36 %) valúny oproti diskovitým (14 %) a plochým valúnom (rozvrstvenie valúnov v poliach diagramu, viď. obr. 4). Tvar a forma valúnov mernických zlepencov je pomerne vyrovnaná a nejaví výraznejšie závislosti na horninových typoch. Sklon k tvorbe vretenovitých a stĺpcovitých valúnov je zväčša dávaný do súvislosti s riečnym charakterom abrázneho procesu, ktorý nepostihuje prednostným obrusovaním os *c* (transport rolovaním).



Obr. 3 Geologická skica zlepencového a nadzlepencového vývoja mernickej formácie v Lasch debre (j. od Merníka).
1 — ryodacity, 2 — zlepence, 3 — ílovcový a tenkorytmický flyš, 4 — kvartér, A — detail zlepencových vrstiev s prevráteným pensymetrickým gradačným zvrstvením, B — detail tenkorytmického flyšu.

Sféricita valúnov

Bola odčítaná z izolínií v SNEED-FOLKOVOM diagrame. Sféricita valúnov merníckych zlepencov je nadmerne vysoká a dosahuje strednú hodnotu 0,78.

Plochosť valúnov

Index plochosti bol stanovený prepočtom $a + b/2c$. V hodnotenom súbore valúnov dosahuje strednú hodnotu 1,64. Takáto priemerná plochosť valúnov merníckych zlepencov je hlboko pod limitnou hodnotou 2,1, ktorú udáva A. CAILLEUX (1947) pre odlíšenie riečneho (pod. 2,1) a morského (nad 2,1) charakteru obrusovania.

Zaoblenie valúnov

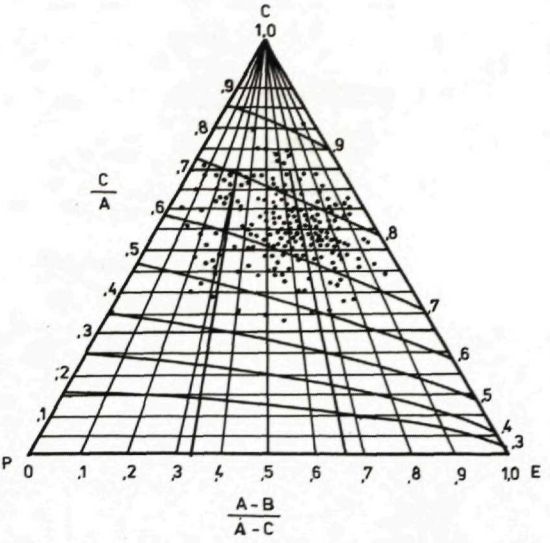
Na štúdium zaoblenia valúnov sme použili WENTWORTHOV index zaoblenia $\frac{2r^1 . 1000}{L}$. Modálna trieda zaoblenosti valúnov z merníckych zlepencov spadá do rozpätia hodnôt 450—650, kde sa koncentruje 60,3 % celkovej populácie valúnov. Hodnoty indexu zaoblenia sú ustálené a nevykazujú bimodálne rozdelenie so širokým rozpätím. Hodnoty do 100 boli prakticky nulové a nad 500 činili 54,8 %. Stredná hodnota indexu zaoblenia pre vyhodnotený súbor valúnov je 524.

Imbrikácia valúnov

Keďže u väčšiny meraných valúnov boli dlhé osi orientované v smere sklonu plôch *ab*, merali sme len orientáciu dlhých osí (obr. 2). Namerané azimutálne smery v ružicovom diagrame pri intervale výseku 20° sú z 33 % orientované k JJV (160—180°), z 30 % k JJZ (180—200°) a z 32 % k JV (120—140—160°). Plochy *ab* valúnov sú sklonené k J a k JV.

Inklinácia valúnov

Uhol sklonu plôch *ab* valúnov kolíše od 15° do 35°. Namerané hodnoty sú všeobecne vyššie



Obr. 4 Diagram tvaru a sféricity valúnov z merníckych zlepencov (200 meraní).

než limitná hodnota 16° udávaná A. CAILLEUXOM (1945) pre sklony valúnov riečnych (nad 16°) a morských (pod 16°) štrkov.

Látkové zloženie valúnov

Zastúpenie jednotlivých petrografických typov hornín vo valúnoch merníckych zlepencov sa lokálne mení a je do značnej miery závislé aj na granulometrii sedimentu. Preto predložené priemerné zastúpenie horninových typov má len orientačný význam.

1. kvarcitické a arkózovité pieskovce, kvarcity a tmavé siltovce s usmernenou mikrofoliáciou až blastopsamitickou štruktúrou (karbón) . . . . . 25,5 %
2. vápence, dolomity, slienité vápence až slieňovce (trias — vrchná krieda) . . . . . 21,8 %
3. lyzardit-chryzotilové serpentinity a viac premenené ultrabáziká . . 20,5 %
4. kvarcity, kvarcitické pieskovce až drobnozrnné zlepence (perm — spodný trias) . . . . . 9,0 %

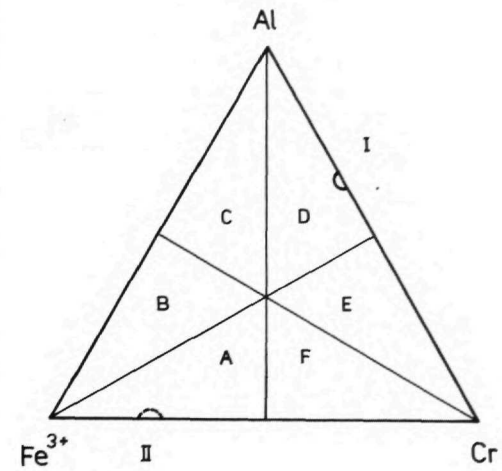
5. kryštalické vápence, lydity, fylity a fylitické bridlice (karbón) . . . 8,8 %
6. kyslé a intermediárne vulkanity s porfýrickými, mandľovcovými a vitrofirickými štruktúrami . . . 7,1 %
7. granitoidné horniny. . . . . 6,4 %
8. vyššie metamorfované horniny (svory až ruly, príp. migmatity) . 5,7 %
9. numulitovo-diskocyklínové piesčité vápence, numulitové vápnité pieskovce, pieskovce, ílovcové intraklasty, pelokarbonáty (eocén) 5,2 %

Ultrabázické horniny

Špecifickými a zároveň typomorfnými horninami valúnov mernických zlepencov sú ultrabázické horniny. Druhom premeny a relatívne veľmi malou odolnosťou pri transporte sú inštruktívne aj pre stanovenie podmienok vzniku zlepencov. Stupeň premeny ultrabázických hornín v zlepencoch je veľmi vysoký, z primárnych minerálov sa zachovali len chrómspinely. Dajú sa však identifikovať pseudomorfózy po pyroxénoch (bastit) a vzhľadom na ich vysoké modálne zastúpenie môžeme predpokladať, že pôvodne išlo o horniny typu harzburgitov. Charakteristická je pre ne blastoporfýrická štruktúra, podmienená prítomnosťou pseudomorfóz veľkolupeňovitého lizarditu (∓ chryzotil) po pôvodných pyroxénoch. Stupeň serpentinizácie hornín je takmer 100 %. Z primárnych minerálov je v horninách prítomný magnetit a chrómspinel v podobe nepravidelných, drobných zŕn. Chrómspinel je v závislosti od typu horniny premenený a zatláčaný silikátovými minerálmi, príp. magnetitom. Často možno pozorovať relikty chrómspinelov so zachovanými lemami a žilkami magnetitu. Chrómspinel má v prechádzajúcom svetle červenohnedú farbu. V odrazenom svetle je izotropný a jeho odraznosť je nižšia ako u magnetitu a chromitu. Často možno sledovať vnútorné reflexy hnedočervenej farby.

Na elektrónovom mikroanylyzátore ARL SEMQ (ÚÚG Praha, analytik Dr. L. Jilemnická) sme študovali zloženie chrómspinelov. Na základe chemického zloženia (tab. 1) a v zmysle klasifikácie R. E. STEVENSA (1944) ich môžeme klasifikovať ako chrómspinely (obr. 5). Charakteristický je pre ne vysoký obsah Al a Cr a nulový obsah Fe^{3+}. Z ďalších rudných minerálov je veľmi zriedkavý chromit. Je takmer úplne korodovaný a zatláčaný magnetitom. Magnetit je z rudných minerálov najrozšírenejší, lemuje drobné zrnká chromitu, resp. vystupuje vo forme izometrických, silne kataklazovaných zŕn s martitizovanými okrajmi. Magnetity majú často zvýšený podiel Cr, zvlášť v zónach intenzívnej silicifikácie obliakov (R. ĎUĎA—E. KALIČIAKOVÁ 1987). V zmysle klasifikácie R. E. STEVENSA (1944, obr. 5) patria do skupiny chrómmagnetitu. Zatláčanie magnetitu mladšími sulfidmi bolo pozorované len zriedkavo. Z ďalších rudných minerálov je z tohto typu hornín uvádzaný (R. ĎUĎA—E. KALIČIAKOVÁ 1987) pyrit, pyrhotín, chalkopyrit, millerit a vzácne awaruit. V silne premenených ultrabázických horninách sú časté aj náteky Fe-oxidov.

Lyzardit-chryzotilové serpentinity, ako najzachovalejšie typy ultrabázik vo valúnovom materiáli mernických zlepencov, prechádzajú



Obr. 5 Ternárny diagram Fe^{3+}:Al:Cr pre minerály skupiny spinelu. Vyčlenené polia podľa R. E. STEVENSA (1944).
A — chrómmagnetit, B — alumomagnetit, C — ferispinel, D — chrómspinel, E — alumochromit, F — ferichromit, I — pole analýz študovaných chrómspinelov (tab. 1), II — pole analýz chrómmagnetitov podľa R. ĎUĎU—E. KALIČIAKOVEJ (1987).

Tab. I

Chemické zloženie chrómspinelov

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	0,11	0,31	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,34
TiO_2	0,15	0,16	0,15	0,20	0,15	0,14	0,14	0,14
Al_2O_3	35,56	36,37	35,34	35,38	34,85	35,05	35,51	34,64
Cr_2O_3	34,66	34,58	35,27	35,14	36,06	35,97	35,57	35,99
FeO^+	13,72	12,62	13,02	13,28	13,28	12,85	13,09	13,05
MnO	0,16	0,08	0,17	0,13	0,20	0,20	0,16	0,10
MgO	16,03	16,33	16,49	16,40	16,00	16,12	15,94	15,95
Total	100,39	100,45	100,44	100,69	100,54	100,33	100,41	100,21
Vzorec prepočet na 8 kyslíkov								
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	2,40	2,43	2,38	2,37	2,35	2,36	2,39	2,34
Cr	1,57	1,55	1,59	1,58	1,63	1,63	1,61	1,63
Fe^{2+}	0,64	0,60	0,66	0,63	0,64	0,62	0,63	0,63
Mn	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Mg	1,37	1,38	1,40	1,39	1,37	1,38	1,36	1,36
Si	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
Fe^{3+}	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	60,5	61,1	59,9	60,0	59,0	59,2	59,8	58,9
Fe^{3+}	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr	39,5	38,9	40,1	40,0	41,0	40,8	40,2	41,1

FeO^+ = celkové železo ako FeO; hodnoty Fe^{2+} a Fe^{3+} sa vypočítali z celkového Fe, predpokladajúc stechiometriu $R^{++}R_{3+++}O_4$.

so zvyšovaním stupňa premeny do hornín serpentín-mastenec-chlorit-kremeň-karbonátového zloženia, alebo až do úplne alterovaných (vybielených) chlorit-kremeň-karbonátových hornín. U týchto sa dá pozorovať už len kopírovanie pôvodných štruktúr a lokálne zachované relikty chrómspinelov.

Ultrabázické horniny z valúnov mernických zlepencov zodpovedajú svojím charakterom lyzarditovo-chryzotilovým serpentinitom v mezozoiku vnútorných Západných Karpát. V sv. časti východoslovenskej panvy bolo pod neogénom zastihnuté silne tektonizované teleso podobných hornín lyzardit-chryzotilového zloženia vo vrte Zbudza-1 asi 20 km jv. od výskytu mernických zlepencov (D. HOVORKA 1985, M. MOŘKOVSKÝ—J. ČVERČKO 1987).

Sedimentárne horniny

Paleozoikum

Tmavosivé až čierne kvarcitické a arkózovité pieskovce s ílovito-kremito-sericitickým tmelom. Kremenné zrná monokryštalického typu sú prevažne neundulózne. Zo živcov sú prítomné plagioklasy v rôznom stupni sericitizácie. Z horninových úlomkov boli zistené ruly, kvarcity a vulkanity s ofitickou štruktúrou. Tmel je bazálny i pórový. Pieskovce sú postihnuté slabšou metamorfózou. Karbón (podobný vývojom v zempliniku).

— Zelenkavé retexturované sedimenty porfýrového vzhľadu. Tieto porfyroidálne horniny (blastopsamity) majú prachovitú základnú

hmotu s mikrolitmi sericitu v tokovej foliácii a kolokryštály, ktoré vznikli relikváciou pórových fluid. Kolokryštály sú zložené z agregátov regenerovaného kremeňa a chloritu a po obvode majú vyvinuté retiazky drobných likvačných inklúzií. Karbón — perm (podobné horniny vystupujú v ptrukšianskej zóne pozdišovsko-iňačovskej jednotky — viď. D. Ďurica 1982, str. 10).

— Sivé kryštalické vápence a lydity so zvlnenou metamorfnou foliáciou. Obsahujú polohy grafitických fylitov a fylitických bridlíc s hniezdami bieleho kremeňa. Karbón (nápadne pripomínajú vývoj známy z pozdišovsko-iňačovskej jednotky).

— Červené sľudnaté pieskovce a siltovce. Perm.

Mezozoikum

Trias

Sivé a červenavé kremence, kvarcitické pieskovce až drobnozrnné zlepence (spodnotriasová klastická formácia).

— Tmavosivé až čierne vápence a dolomity s charakteristickým bielym žilkovaním a bielymi škvrnkami. Prakticky bezfosílne tmavé mikrity a dolosparity. Častým javom sú póry zmršťovania a očkovitá stavba. Dolomity sú pseudobrekciovité a majú kvarcitickú štruktúru. Z mikrofauny boli zaznamenané len foraminifery *Frondicularia woodwardi*, misky ostrakód a pseudoostrakódy (vápence gutensteinskej fácie).

— Svetlosivé vápence s „tuftovitou" štruktúrou. Biosparity s radiaxiálnym dutinovým tmelom. Charakter organických komponentov je nejasný (agregáty rias čeľade *Codiaceae*). Pomerne často obsahujú foraminifery *Meandrospira insolita, Duostomina* sp. a drobné formy glomospír (*Glomospira regularis, Glomospira* sp.). — Svetlosivé dismikritové vápence (premyté biomikrity) so spoločenstvom foraminifer *Meandrospira dinarica, Endothyranella tricamerata, Glomospirella* aff. *triphonensis, Meandrospira* sp., *Trochammina* sp. — Biosparity s časticovými agregátmi siných rias (zriedkavo aj iniciálne onkoidy). Medzerná hmota je tvorená z hrubšieho pseudosparitu. Tieto vápence sivých odtieňov sú asociované s červenými mikritovými vápencami, do ktorých prechádzajú disperzne alebo stylolitovým kontaktom. Obidva typy vápencov obsahujú foraminifery, ostrakódy a mikritové vápence aj hojné vlákna (vláknový „wackestone") a zoospóry *Globochaete alpina*. Foraminifery zo sivých vápencov sú zastúpené druhmi *Trochammina almtalensis, Endothyra* cf. *salaji, Endothyra* sp., *Meandrospira insolita, Valvulina azzouzi, Lituotuba carpathica, Paleomiliolina*? sp. a *Earlandinia tintinniformis*. Opísané vápence sú blízke fáciám steinalmských vápencov.

— Sivé loferitové vápence so sparitovými škvrnkami i väčšími fenestrálnymi dutinami. Tmavé, bezfosílne mikrity a pelmikrity s pórmi vysušovania. Póry nie sú rovné (stromatolitické), ale majú amébovité tvary. Sú vyplnené strednozrnným dolosparitom. Vápence obsahujú množstvo drobných, idiomorfných podlhovastých kryštálikov kremeňa, často aj v zrastových agregátoch. Väčšie fenestrálne dutiny sú vyplnené blokovým dolosparitom. — Svetlosivé loferitové dolomity. Stromatolitová laminácia je spôsobená striedaním lamín dolopelmikritu a dolopelsparitu a zvýraznená pórmi zmršťovania a vrstevnými puklinkami. Organické zvyšky neboli zistené. — Hrubé autoklastické (endostatické) brekcie. Fragmenty loferitových vápencov a rôznych druhov tmavosivých dolomitov o veľkosti 5—8 cm sú uložené v doloarenitovom matrixe. — Rozličné druhy dolomitov v odtieňoch sivej farby. Bližšie neurčené vápencovo-dolomitové fácie stredného a vrchného triasu.

— Sivé a červené mikritové vápence. Vláknovo-krinoidové biomikrity („wackestones"). Biozložka pozostáva len z juvenilných lastúrnikov halóbiového typu, malého podielu krinoidových článkov, nodosáriových foraminifer a ostrakód. V dvoch prípadoch bol zaznamenaný výskyt foraminifer *Glomospirella* sp. (extrakcie konodontov negatívne). Kontrastne odlíšené polohy červených a sivých vápencov sú výsledkom diagenetickej segregácie. Sú prítomné autigénne zrná kremeňa s obrubovými štruktúrami. — Ružovkasté kalové vápence s náznakmi hľuznatosti. Ich mikrofaciálny charakter zodpovedá predošlým vápencom; zistil sa však vyšší podiel planktonických prvkov

(vlákna, globochéty a kalcifikované rádiolárie) a foraminifera *Lamelliconus* cf. *turris*. — Okrové mikritové vápence s ojedinelými foraminiferami *Angulodiscus friedli*. Panvové fácie vrchného triasu.

— Tmavosivé bioklasticko-oolitické vápence (biooosparrudity). Prevláda lumachelová drvina hrubostenných lastúrnikov, články krinoidov a mikrograstropódy. Jadierka ooidov a superfaciálnych ooidov sú tvorené úlomkami lastúrnikov. — Červenavé drobnolumachelové vápence. Sedimenty fatranskej formácie.

Jura

— Červenavé slabokrinoidové vápence so železitými ooidmi. Krinoidové oomikrity, postihnuté tlakovou deformáciou až slabou dynamometamorfózou. Hematitové ooidy sú esovite deformované a ich kortikálne vrstvičky sú odpraskané a rozvlečené do plôch mikrofoliácie. Ooidy sú nahromadené do polôh, ktoré alternujú s mikritovými vápencami premenlivej sýtosti červeného sfarbenia (od sivej po sýto červenú farbu). Sporadicky boli zaznamenané aj ihlice ježoviek. Rét-lias krížňanského príkrovu.

— Tmavosivé škvrnité spongiové vápence. Majú subparalelnú lamináciu a kontruzívnu textúru škvŕniek po fukoidoch. Vo svetlejších polohách sú nahromadené ihlice húb; tmavšie polohy obsahujú viac bituménov a framboidálneho pyritu. Z ďalších organických zvyškov boli zistené len prizmy zo schránok lastúrnikov. — Tmavosivé, bioturbačne prepracované vápence. „Fleckenmerglové" fácie liasu a dogeru krížňanského príkrovu.

— Červené a sivé krinoidové vápence. Foraminiferovo-krinoidové biosparity. Hierlatzská fácia (vrchný lias).

Krieda

— Svetlosivé kalové vápence. Biomikrity so spoločenstvom kalpionelíd zóny *Calpionella alpina*. Nominálny druh dosahuje masové rozšírenie. Z ďalších mikroorganizmov boli zistené *Cadosina lapidosa*, *Globochaete alpina*, kalcifikované rádiolárie a zriedkavo filamenty. — Škvrnité slienité vápence. Sporadicky obsahujú malé formy *Calpionella alpina*, *Stomiosphaera moluccana* a kalcifikované rádiolárie. — Hnedastosivé rohovcové vápence. Pelagické fácie beriasu až spodného valanginu.

— Plytkovodné tubifytové vápence z extraklastov piesčitých vápencov vyššej spodnej kriedy (pozri v ďalšom). Okrem hlavného väzbového mikroorganizmu *Tubiphytes morronensis* boli zistené *Neoteutloporella socialis*, *Protopeneroplis* cf. *trochangulata*, *Conicospirillina basiliensis*, *Charentia cuvillieri*, *Valvulina* aff. *lugeoni*, *Trocholina alpina*, *Pseudocyclammina* sp., úlomky machoviek, hydrozoa a články echinodermát. Plytkovodný vývoj najvyššieho titónu?-beriasu až spodného valanginu.

— Hnedé piesčité vápence. Intrabiosparity s extraklastmi tubifytových vápencov najvyššieho titónu?-beriasu, vápnitými alochémami a s ojedinelými ooidmi. Obsahujú miliolidné, sesilné a imperforátne (Pfenderina? sp.) foraminifery, kolumnálie krinoidov, ihlice ježoviek a úlomky schránok lastúrnikov. Vyššia spodná krieda — Hnedé mikrogravelové vápence. Miliolidovo-peletové biopelsparity („packestones" — „grainstones"). Organické zvyšky zastupujú miliolidy, textularidy, *Orbitolinopsis* aff. *flandrini*, *Vercorsella scarsellai*, *Cuneolina* sp., *Nautiloculina* sp., *Glomospira* sp. a schránky rudistov. Lagunárne vápence urgónskej fácie (barém-apt).

— Hnedasté organogénne vápence, silne postihnuté hydrotermálnou silicifikáciou (koloidálne štruktúry). Riasovo-serpulové biomikrosparity s fantomizovanými organickými zvyškami. Obsahujú kolónie serpulidných červov, riasy *Halimeda*? sp., *Cayeuxia* sp., *Cylindroporella* sp., kruhové prierezy, patriace asi rudistom, koraly, mikrogastropódy, články krinoidov a ostne ježoviek. Sporadicky boli zaznamenané ooidy. Biohermné vápence strednej? až vrchnej kriedy.

— Čokoládovohnedé slieňovce a slienité vápence, vystupujúce ako veľké balvany a roje drobných klastov v pieskovcových vrstvách merníckych zlepencov. Vrchná krieda?

Paleogén

Sivé numulitovo-diskocyklínové piesčité vápence. Obsahujú početné spoločenstvá veľkých a malých foraminifer (*Nummulites* cf. *variola-*

rius, N. cf. *orbignyi, N.* aff. *pulchellus, Nummulites* sp., *Discocyclina* aff. *roberti, Discocyclina* sp., *Asterocyclina stella, Asterocyclina* cf. *stellatus, Operculina* sp., *Operculinoides* aff. *vaughani, Glomalveolina* sp., *Epistomina* sp., *Rotalia* sp., miliolidy), koralinné riasy, články krinoidov a machovky. Majú prímes spinelového detritu. — Hnedé vápnité pieskovce s *Nummulites perforatus, N.* cf. *striatus striatus* a *Operculina* sp. Charakteristická je prítomnosť autigénnych idiomorfných kryštálikov kremeňa, hlavne v embryonických komôrkach numulitových schránok. — Tmavé kalové jemnopiesčité vápence so znakmi bioturbácie. Bola zistená len nepreukázateľná fauna veľkých foraminifer zakrpateného vzrastu (*Nummulites* sp., *Discocyclina* sp.), *Champanina*? sp., foraminiferový planktón a drvina machoviek a lastúrnikov. Majú prímes spinelového detritu. — Pelokarbonáty. Eocén.

Metamorfované horniny

Zastúpenie valúnov metamorfitov v typických mernických zlepencoch je pomerne malé. Ich zvýšený obsah sme zaznamenali len v zlepencoch sporného postavenia s. od Vranova n. T. (Vranovská Biela hora — Pašviská). Petrografickým zložením pokrývajú metamorfity celú škálu hornín od epimetamorfovaných kremencov a kremitých bridlíc, až po horniny typu rúl, príp. migmatitov. Najčastejšie zastúpeným typom sú sivé, sivočierne, sivozelené horniny typu fylitov. Ich minerálne zloženie je štandardné: kremeň, biela sľuda, chlorit, živec (albit). Ďalšie typy metamorfitov sú zastúpené len sporadicky a neboli v tejto etape podrobené detailnému štúdiu.

Plutonické a vulkanické horniny

Vo formácii mernických zlepencov vystupujú rôzne typy magmatických hornín. Tieto však, podobne ako metamorfované horniny, sa nachádzajú vo valúnovom materiáli len zriedkavo.

Z granitoidných hornín sú najviac zastúpené valúny dvojsľudných a biotických granitov až granodioritov s hypidiomorfne zrnitou štruktúrou. Živce majú bazicitu An_{16-23}. Lupene biotitu sú často silne poprehýbané a silne premenené (baueritizované). Granitoidné horniny sú v mnohých prípadoch silne drvené a alterované.

Valúny vulkanických hornín majú rôzny charakter i zloženie. Najbežnejším typom sú sivočierne, celistvé, na reznej ploche bodkované horniny typu ryolitov až dacitov. Majú hyalopilitickú štruktúru základnej hmoty, silne premenenú a devitrifikovanú. Okrem nej zriedkavejšie možno pozorovať aj porfýrickú a mandľovcovitú štruktúru. Porfýrické výrastlice tvorí živec, menej pyroxén. Mandle sú tvorené chloritom, karbonátom a kremeňom. Charakteristickým znakom sú záteky Fe-oxidov po obvode, ale aj vo vnútri mandlí — makroskopicky dávajú hornine bodkovaný vzhľad. Stupeň premeny všetkých typov vulkanických hornín je spravidla veľmi vysoký (živce zakalené, biotit úplne premenený a pod.).

Stratigrafická príslušnosť mernických zlepencov

Prvé stratigrafické zaradenie mernických zlepencov urobil HOLZLEITER (1924 in KUTHAN, 1941), ktorý z nich uvádza masový výskyt numulitov. Pre zlepence udáva eocénny vek. Iného názoru je KUTHAN (1941), ktorý nepotvrdil výskyt numulitov v mernických zlepencoch a zaradil ich do egenburgu. BUDAY (in MATĚJKA et al. 1964) zaradil mernické zlepence do karpatu a považuje ich za súčasť transgresívnej formácie pestrých vrstiev. Toto zaradenie akceptuje aj Stratigrafický slovník Západných Karpát (ANDRUSOV—SAMUEL et al. 1985). Po rozporných stanoveniach, ktoré vo foraminiferových asociáciách podložia i nadložia mernických zlepencov konštatovali prítomnosť tak paleogénnych (V. KANTOROVÁ in I. KRIŽÁNI —P. VALKO, 1985), ako aj spodnomiocénnych (R. BRZOBOHATÝ in I. KRIŽÁNI—P. VALKO, 1985) prvkov sa získal rad nových faktov, do značnej miery spochybňujúcich spodnomiocénny vek mernických zlepencov.

1. Opätovne sme preukázali prítomnosť vtrúsených indivíduí numulitov a iných veľkých foraminifer v mikrokonglomerátovom matrixe mernických zlepencov. Podľa E. KÖHLERA pat-

ria dvom spoločenstvám. Strednoeocénne formy *Nummulites perforatus* a *N. striatus minor* javia výrazné stopy rekryštalizácie. Vrchnoeocénne formy *Spiroclypeus granulosus, Grzybowskia multifida, Nummulites variolarius, N. striatus* a *Discocyclina varians* sú naproti tomu nerekryštalizované a aj jemné schránky sú iba málo poškodené. To by znamenalo, že schránky strednoeocénnych numulitov, nachádzané v merníckych zlepencoch sú na sekundárnom výskyte a boli transportované ako klastické zrná, zatiaľ čo vrchnoeocénne spoločenstvo je intraformačné. Najpravdepodobnejší vek zlepencov je preto eocén-oligocén.

K podobným výsledkom dospela aj M. Vaňová (1987), ktorá vyhodnotila faunu veľkých foraminifer z nadložia merníckych zlepencov vo vrte MV-28. Z hĺbky 12,00—13,00 m uvádza spoločenstvo *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp. a *Asterocyclina stella*. Prvky spoločenstva nedovoľujú užšie vymedzenie veku (len eocén). V hĺbke 29,00—34,00 m (tesne nad zlepencami) však zistila druhy *Nummulites anomalus anomalus* a *Nummulites bouillei*, ktoré podľa biozonačných pravidiel (druh *N. anomalus anomalus* zasahuje do konca priabónu, druh *N. bouillei* začínal v priabóne a maximálny rozvoj dosiahol vo vrchnom priabóne) ohraničujú vek vrstiev na vrchný priabón. V zhode so všetkými predchádzajúcimi pozorovaniami mikrofauny autorka konštatuje zakrpatený vzrast indivíduí numulitov, čo svedčí o nepriaznivých životných podmienkach „in situ". Faunu drobných numulitov, diskocyklín, asterocyklín, epistomín a miliolidov sme tiež zistili v pieskovcoch z vrtu MV-13 v hĺbke 298 m a dokonca aj v pieskovcoch podzlepencového vývoja vo vrte MV-27, hĺbka 321 až 330 m. Tieto poznatky a vrchnopriabónsky vek numulitov z nadložia zlepencov svedčia o autochtónnosti opísanej fauny. Pri zohľadnení týchto výsledkov by mala prevažná časť formácie merníckych zlepencov zodpovedať vrchnému eocénu, pričom je pravdepodobné presahovanie nadzlepencovej sekvencie ílovcového flyšu do spodného oligocénu a pieskovcového flyšu pod zlepencami do stredného eocénu.

2. Zaznamenali sme pomerne častý výskyt extra/intraklastov vápnitých numulitových pieskovcov a numulitovo-diskocyklínových vápencov stredného a vrchného eocénu. Spolu so zistením vtrúsených indivíduí priabónskych numulitov môžu byť predmetné intraklasty dokladom zhodných mechanizmov dezintegrácie a resedimentácie numulitového litorálu tak, ako ich poznáme z iných pásiem centrálnokarpatského paleogénu (cf. J. Nemčok—M. Vaňová 1977).

3. Najnovšie vzorky siedmich vrtov z formácie merníckych zlepencov mikropaleontologicky vyhodnotila A. Zlinská (1987). Chudobné spoločenstvo malých foraminifer, získané z podzlepencového a nadzlepencového vývoja, pozostáva z rovnakých druhov *Bathysiphon taurinensis, Chilostomella* cf. *czjzeki, Dendrophrya* aff. *robusta, Ammodiscus incertus, Cribrostomoides* sp., *Hyperammina sp., Cyclammina* sp. a *Globigerina* sp. (najpočetnejšie asociácie vo vrtoch MV-13, interval 240—310 m; MV-27, interval 230—250 m). Spoločenstvo je pravdepobne paleogénneho veku.

4. V nadloží zlepencového intervalu sa našli pieskovcové vložky s fosílnymi stopami *Popradichnium erraticum* (určil M. Plička). Tieto ichnofosílie boli popísané z ílovcovo-pieskovcovej sekvencie stredného až vrchného eocénu centrálnokarpatského flyšu pri Poprade. Aj keď výskyt *Popradichnium erraticum* nemôže byť považovaný za priamy biostratigrafický dôkaz eocénneho veku súvrstvia merníckych zlepencov, predsa však naznačuje pre túto formáciu podobnosť sedimentačného režimu, aký prevládal v blízkych oblastiach centrálnokarpatského paleogénu.

5. Pre mernícke zlepence je príznačný vysoký podiel ultrabázik vo valúnoch a rovnako výrazné zastúpenie spinelov v medzernej hmote, konštatované už F. Slavíkom (1960). Ojedinelé úlomky ultrabázik i spinelový detrit sme však zistili aj v numulitovo-diskocyklínových vápencoch, ktoré vystupujú ako intraklasty v zlepencoch. To by znamenalo, že ultrabáziká i spinelový detrit dodávali rovnaký disperzný zdroj v rovnakom časovom horizonte tak pre zlepence, ako aj pre súdobé numulitové fácie v plytších častiach panvy.

6. Sedimentárne textúry nadzlepencovej sekvencie preukazujú znaky ílovcového a tenkorytmického flyšu (pozri opis textúr v predchádzajúcom). Vznik týchto textúr je zväčša spájaný s procesmi flyšovej turbiditovej sedimentácie. I keď je v severnej časti Východoslovenskej

nížiny dobre známy flyšový, resp. flyšoidný vývoj karpatu teriakovského súvrstvia (D. VASS —J. ČVERČKO 1985), predsa len sú opísané textúry vlastné typickým flyšovým sedimentom a skôr pripomínajú spodnooligocénne flyše distálnejšieho charakteru, rozšírené v pásme Vranov n. T.—Čierna n. T.—Kapušany—Malkovská Hôrka—Kendice (cf. R. MARSCHALKO 1981).

7. Litogeochemické rozbory ílovcov z podložia i nadložia zlepencového intervalu preukázali zhodu chemického zloženia, ktoré takmer vylučuje ich dosiaľ tradovanú rozdielnu stratigrafickú príslušnosť (podložné do paleogénu a nadložné do neogénu). Analýzou priemerného obsahu zložiek všetkých troch členov formácie merníckych zlepencov (pieskovcový vývoj pod zlepencami, zlepencový cyklus a nadložný ílovcový flyš) bolo tiež zistené, že predstavujú prakticky homogénne geochemické prostredie. Ílovce z formácie merníckych zlepencov majú priemerné chemické zloženie, blízke k ílovcom centrálnokarpatského paleogénu, hlavne čo sa týka obsahu SiO_2 (51,21 k 53,47), Al_2O_3 (15,38 k 15,69), CaO (6,47 k 5,41), MgO (3,02 k 2,57), Na_2O (0,25 k 0,92), K_2O (2,72 k 2,43) atď. (porovnávacie hodnoty pre ílovce centrálnokarpatského paleogénu, udávané v poradí ako druhé, sú prevzaté z práce P. GROSSA—E. KÖHLERA a kol. 1980). Naopak, v porovnaní s priemerným chemickým zložením ílovcov z východoslovenského neogénu (cf. E. DOBRA 1970), sú rozdiely podstatne väčšie (bližšie pozri v I. KRIŽÁNI—P. VALKO 1985, str. 146, tab. 8, str. 148, tab. 9).

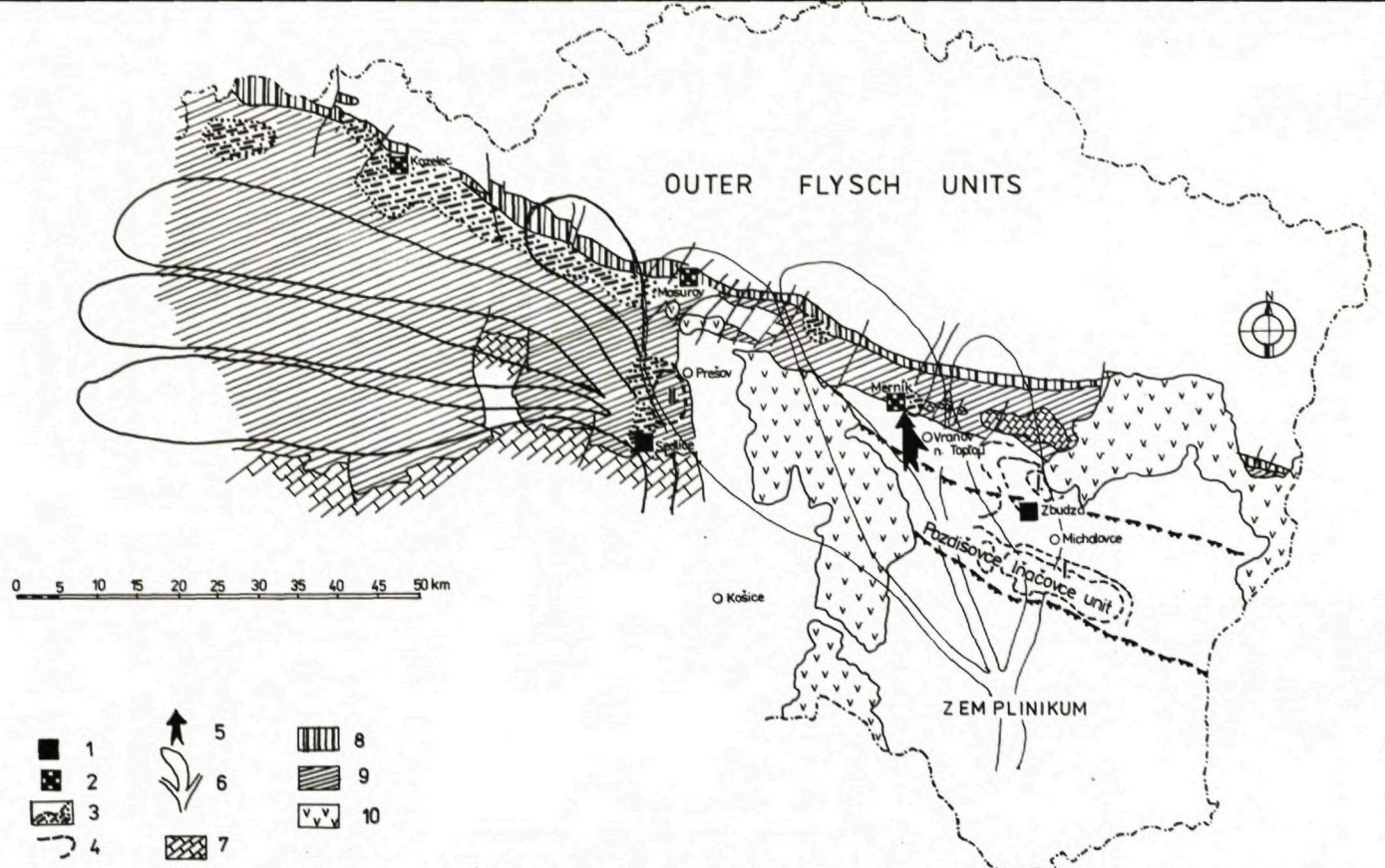
Záver

Mernícka „formácia" s výrazným intervalom zlepencov, ktoré boli doposiaľ považované za súčasť transgresívnej formácie pestrých vrstiev karpatu, zodpovedá podľa nových výsledkov komplexnej analýzy flyšovým litofáciám vrchnoeocénneho až spodnooligocénneho veku. V zmysle platného litostratigrafického členenia centrálnokarpatského paleogénu (P. GROSS a kol. 1984) by mali mernícke zlepence zodpovedať nižšej litostratigrafickej jednotke na úrovni člena v rámci zuberského súvrstvia.

Mernícke zlepence predstavujú do 150 m hrubý cyklus hrubodetritických sedimentov, vyvinutý v nadloží súvrstvia pieskovcového flyšu a disperzne prechádzajúci do ílovcového a tenkorytmického flyšu. Súvrstvie pozostáva z paracyklického striedania vrstiev zlepencov a hrubozrnných pieskovcov až gravelitov. Ide o zle triedené zlepence, ktorých vrstvovité telesá alternujú do strán s hrádzovým flyšom. Nevýrazné gradačné a bezštruktúrne usporiadanie textúr zlepencov poukazuje na chýbanie triediaceho efektu (turbidity) v procesoch ich sedimentácie.

Opísaný faciálno-sekvenčný charakter súvrstvia merníckych zlepencov zodpovedá distribúcii litotypov flyšu v systéme náplavových kužeľov vo východnej časti Šarišskej vrchoviny. Podľa tohto modelu, predloženého R. MARSCHALKOM (1981), by mali mernícke zlepence reprezentovať extrémne hrubé sedimenty úpätia náplavových kužeľov, uložené z vysokokoncentrovaných tokov štrku a piesku až z fluxoturbiditov a nadložný ílovcový a tenkorytmický flyš by zastupoval distálnejšiu litofáciu, rozšírenú v systéme kríženia faciálnych asociácií na styku s neogénom v pásme Vranov n. T.—Čierna n. T.—Kapušany—Malkovská Hôrka —Kendice. Úpätné fácie typu merníckych zlepencov nie sú však, okrem výskytu medzi Merníkom, Jastrabím a Komáranmi, z iných miest pásma Kapušany—Vranov n. T známe (výskyt zlepencov s. od Vranova n. T.—Vranovská Biela hora-Pašviská, v pásme medzi Hlinným a Záhradným a inde neboli z hľadiska veku a litológie doteraz špecifikované). Podobné úpätné fácie náplavových kužeľov boli zrejme rozšírené hlbšie do areálu pozdišovsko-iňačovskej jednotky a zemplínsko-ptrukšianskeho bloku, avšak po okrajovom zbudzsko-užhorodskom zlome boli uťaté a oderodované. Tento zlom zohral pravdepodobne analogickú úlohu ako hornádska línia, ktorá amputovala flyše vo východnej časti Šarišskej vrchoviny (porovnaj R. MARSCHALKO 1981).

Štúdiom morfometrie valúnov merníckych zlepencov sa zistilo, že takmer všetky parametre zhodne poukazujú na riečny charakter abrázneho procesu. Riečne mechanizmy transportu spolu s podstatným zastúpením nestabilných súčiastok (ultrabáziká, vápence, dolomity atď.) dovoľujú predpokladať vysoký reliéf a členitú



Obr. 6 Výskyt ultrabázických hornín a ich rozsypových a geofyzikálnych prejavov v centrálnokarpatskom paleogéne, bradlovom pásme a v jednotkách podložia východoslovenskej neogénnej panvy.
1 — výskyt ultrabázických hornín na povrchu a vo vrtoch, 2 — detrit ultrabázických hornín (výskyt v šambronsko-kamenickom pásme a bradlovom pásme podľa R. MARSCHALKA et al. 1976), 3 — chrómspinelový detrit (topominerálne chrómspinelové fácie podľa I. KRIŽÁNIHO 1985), 4 — magnetické anomálie indikujúce ultrabázické telesá v podloží (I — podľa M. MOŘKOVSKÉHO—J. ČVERČKU 1987, II — podľa I. GNOJEKA 1987), 5 — výsledný smer paleotransportu, nameraný v mernických zlepencoch, 6 — model zapĺňania podmorských náplavových kužeľov centrálnokarpatského flyšu na východnom Slovensku v intervale najvrchnejší vrchný eocén — spodný oligocén podľa R. MARSCHALKA (1981), 7 — mezozoikum Humenských vrchov, Čiernej hory a Braniska, 8 — bradlové pásmo, 9 — centrálnokarpatský paleogén, 10 — neovulkanické formácie Slanských vrchov a Vihorlatu.

konfiguráciu zdrojových substrátov, tektonicky omladených pravdepodobne kriedovým orogénom a rýchly znos klastík na náplavové kužele. Takýto typ depozície je potrebný aj z hľadiska uchovania klastov ultrabázických hornín, ktoré inak v transportnom procese rýchlo miznú, príp. vchádzajú len do psamitového alebo reliktného spinelového detritu. Je dobre známy napr. z preplavovania ofiolitových melanží Antylyanského komplexu v Turecku (cf. A. B. HAYWARD—A. H. F. ROBERTSON 1982).

Paleoprúdový výskum merníckych zlepencov potvrdil, že panva v priestore Kapušany—Čierna n. T.—Vranov n. T. bola otvorená k juhu a rieky, donášajúce klastický materiál, drenovali substráty, ležiace južne. Rozborom látkového zloženia valúnov merníckych zlepencov boli preukázané tri disperzné centrá, ktoré sýtili náplavové kužele z južných smerov (obr. 6). V obliakoch boli zistené takmer všetky členy sukcesie krížňanského príkrovu humenskej jednotky. Provenienciu niektorých typov vápencov, ktoré by nemali patriť do subtatrika (steinalmské vápence s Meandrospira dinarica, ružovkasté kalové vápence s vláknovo-krinoidovou mikrofáciou a s *Angulodiscus friedli* a pod.), ale preukazujú skôr afinitu k vývojom v chočsko-silickej zóne, nevieme spoľahlivo určiť. Ich výskyt v merníckych zlepencoch môže byť dôkazom existencie mezozoika chočského a silického príkrovu vo vykliňujúcich štruktúrach pod neogénom východoslovenskej panvy v priestore ohraničenom hornádskou líniou, margecanskou líniou, zbudzko-užhorodským zlomom a na východe rozhraním s pozdišovsko-iňačovskou jednotkou, čo predpokladá aj P. GRECULA a kol. (1981, obr. 1). Celkom sa však nedá vylúčiť ani možnosť recyklicity zo starších zlepencov bradlového pásma, ktorú reálne pripúšťame pre plytkovodné vápence vrchného titónu (?) a najspodnejšej kriedy s *Tubiphytes morronensis, Protopeneroplis* cf. *trochangulata, Conicospirillina basiliensis* atď., ako aj pre organogénne vápence strednej (?) až vrchnej kriedy s riasovo-serpulidovou mikrofáciou a so silicifikovanými schránkami rudistov (?).

Ultrabázické horniny a niektoré slabometamorfované vápence a fylitické bridlice odvodzujeme z pozdišovsko-iňačovskej jednotky, kde sú predpokladané rozsiahlejšie telesá ultrabázik.

Literatúra

ANDRUSOV, D.—SAMUEL, O. et al. 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—359.

CAILLEUX, A. 1945: Distribution des galets marins et fluviatiles. — Bull. Soc. géol. France, Ser. V., Paris, 375—404.

CAILLEUX, A. 1947: L'indice démoussé, définition et premiére application. — C. R. S. Soc. géol. France, Paris, 250—252.

DOBRA, E. 1970: Nové litologicko-stratigrafické poznatky pri prieskume ílov v neogéne Východoslovenskej nížiny. — Miner. slov., 2, 5, Bratislava, 5—12.

ĎURICA, D. 1982: Geológia Východoslovenskej nížiny. — Miner. slov., Monografia 1, Bratislava, 7—51.

ĎUĎA, R.—KALIČIAKOVÁ, E. 1987: Mineralogicko-parageneticke pomery na Hg ložisku Merník. — Miner. slov., 19, 5, Bratislava, 423—442.

GNOJEK, J. 1987: Magnetická anomálie u Bzenova, jz. od Prešova. — Miner. slov., 19, 2, Bratislava, 169—173.

GRECULA, P.—KALIČIAK, M.—TÖZSÉR, J.—VARGA, I. 1981: Geológia hraničnej zóny Západných a Východných Karpát v diele Jána Slávika. Nové údaje, korelácie a otázky. Zákonitosti rozmiestnenia nerastných surovín. — In: P. Grecula edit.: Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Východných a Západných Karpát, GP Košice, 17—30.

GROSS, P.—KÖHLER, E. et al. 1980: Geológia Liptovskej kotliny. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—236.

GROSS, P.—KÖHLER, E.—SAMUEL, O. 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. — Geol. Práce, Spr. 81. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—117.

HAYWARD, A. B.—ROBERTSON, A. H. F. 1982: Direction of ophiolite emplacement inferred from Cretaceous and Tertiary sediments of an adjacent autochton, the Bey Dáglari, southwest Turkey. — Bull. Geol. Soc. Amer., 93, New York, 68—75.

HOVORKA, D. 1985: Správa o orientačnom petrografickom štúdiu ultrabázického telesa zastihnutého vo vrte Zbudza-1. — Manuscript, MND Michalovce, 1—5.

CHMELÍK, F. 1963: Centrálnokarpatský paleogén. — In: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1:200 000, list Zborov — Košice. Geofond Bratislava.

KRIŽÁNI, I. 1985: Výsledky šlichovania vo Východoslovenskom kraji a možnosti ich využitia. — In: Akcesorické minerály, Domaša, Banícka fakulta SVŠT Košice, 127—165.

KRIŽÁNI, I.—VALKO, P. 1985: Čiastková správa a výpočet zásob za úlohu Merník, Hg — VP. — Geofond Bratislava, 1—246.

KUTHAN, M. 1941: Ortuťové ložiská Slovenska II (Merník). — Práce Št. geol. úst., Zoš. 4, Bratislava, 1—56.

LEŠKO, B. 1955: Geologická stavba územia medzi Vranovom a Strážskym. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, VI, 1—2, Bratislava, 18—42.

MARSCHALKO, R. 1978: Vývoj sedimentárnych bazénov a paleotektonické rekonštrukcie Západných Karpát. — In: J. Vozár edit.: Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 49—80.

MARSCHALKO, R. 1981: Podmorské náplavové kužele v paleogéne centrálnych Karpát a rozšírenie flyša pod neogénom východného Slovenska. — In: P. Grecula edit.: Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Východných a Západných Karpát, GP Košice, 47—64.

MARSCHALKO, R. 1986: Vývoj a geotektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma. — Veda, vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 7—130.

MARSCHALKO, R.—MIŠÍK, M.—KAMENICKÝ, L. 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruction ihrer Ursprungszonen (Palãogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei). — Západ. Karpaty, Sér. Geol. 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—124.

MATĚJKA, A. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, Zborov — Košice. — Ústr. Úst. Geol., Bratislava, 1—254.

MIŠÍK, M.—JABLONSKÝ, J.—FEJDI, P.—SÝKORA, M. 1980: Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of West Carpathians. — Miner. slov., 12, 3, Bratislava, 209—227.

MOŘKOVSKÝ, M.—ČVERČKO, J. 1987: Magnetické anomálie v podloží neogénu Východoslovenské nížiny. — Miner. slov., 19, 3, Bratislava, 255 až 260.

NEMČOK, J. — VAŇOVÁ, M. 1977: Redepozition of Larger Foraminifers in East Slovakian Flysch Belt. Geol. Práce, Spr. 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105—134.

SLAVÍK, F. 1960: Sedimentárně-petrografický výzkum sedimentů staršího miocénu mezi Prešovem a Vranovem. — Geofond Praha.

SNEED, E.—FOLK, R. L. 1958: Pebbles in the Lower Colorado River, Texas a study in particle morphogenesis. — J. Geol., 66, Chicago, 114—150.

STEVENS, R. E. 1944: Composition of some chromite of the western hemisphere. — Amer. Mineralogist, 29, Washington, 1—34.

ŠÍMOVÁ, M. 1985: Magmatogénne horniny kriedových zlepencov západnej časti bradlového pásma a manínskeho pásma. — Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém., Metalogen, 10, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 9—110.

VAŇOVÁ, M. 1987: Veľké foraminifery z vrtu MV-28. — Manuscript, GP Košice, 1.

VASS, D.—ČVERČKO, J. 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny. — Geol. Práce, Spr. 82, Bratislava, 111—126.

ZLINSKÁ, A. 1987: Mikropaleontologické zhodnotenie vrtných vzoriek z oblasti Merník. — Manuscript, GP Košice, 4.

JÁN SOTÁK—IVAN KRIŽÁNI—JÁN SPIŠIAK

Position and sedimentology of Merník conglomerates

Summary

The Merník conglomerates represent an up to 150 m thick paracyclic sequence of medium-grained, coarse-grained to bouldery conglomerates, laterally alternating with the horst sandstone flysch and pass vertically into the claystone and finerhythmical flysch. According to new biostratigraphical (larger and small foraminifers, intraclasts of nummulite-discocycline limestones, ichnofossils a. o.), sedimentological and facies-sequence data the Merník conglomerates formation corresponds to Late-Eocene to Early Oligocene flysch lithofacies. Sedimentological correlation of the Merník conglomerates with coeval conglomerate flysch facies in the east of the Šarišská vrchovina Mts. is possible. In accordance with MARSCHALKO's (1981) idea of the deposition of the Late Eocene — Early Oligocene flysch in the form of the system of submari-

ne fans we suppose that the Merník conglomerates are representative of extremely thick sediments on the base of the submarine fan (associations A_1, A_3). The sediments in the Central-Carpathian Paleogene in the zone of Kapušany—Čierna n. T.—Vranov n. T. are only preserved between Merník and Jastrabie. Their sedimentation from high-concentrated gravel-and sand flows and from fluxoturbidites is indicated by the absence of sorting characters (inconspicuous graded and structureless arrangement, incomplete segregation from sandstone interbeds of the horst flysch a. o.). Similar basal facies of fans were evidently extending deeper in the area of the Pozdišovce—Iňačovce unit and of the Zemlín—Ptrukša block but they were truncated by the marginal Zbudza—Užhorod fault and eroded. The fault is likely to have played an analogous role like the Hornád line which amputated the flysch in the eastern part of the Šarišská vrchovina Mts. (MARSCHALKO 1981).

Paleocurrent study of the Merník conglomerates proved that in the area of Kapušany—Čierna n. T. —Vranov n. T. was opening southwards. The source area of the clastic material was in the substrates, situated in the south. The material composition analysis of the Merník conglomerates revealed three dispersion centres saturating the alluvial fans from the south. Practically all members of the Krížna nappe succession of the Humenné unit were recorded in pebbles. Ultrabasic rocks as specific components of pebble assemblages of the Merník conglomerates are derived from the Pozdišovce—Iňčovce unit with presumable extensive ultrabasic bodies on positive magnetic anomalies near Nacina Ves and Sečovce. The bodies were explored in the deep borehole Zbudza-1. (HOVORKA 1985, MOŘKOVSKÝ—ČVERČKO 1987). The same origin is ascribed to metamorphosed limestones and phyllite shales. Ultrabasics in the Merník conglomerates have a character of lizardite-chryzotile serpentinites. With the increasing metamorphic grade they pass into listvenites of various types. Quartzitic and arcosic sandstones and quartzites with blastopsammitic structure, and various types of acid and intermediary volcanics are derived from the Upper Paleozoic of the Zemplín—Ptrukša block.

Explanations of text-figures

Fig. 1 Location map of Merník conglomerates.
1 — Mesozoic of Humenské vrchy Mts., 2 — Central-Carpathian Paleogene, 3 — Merník conglomerates, 4 — Neogene sediments, 5 — semi-intrusive bodies of acid volcanis, 6 — neovolcanics of Slánske vrchy Mts., 7 — flood-plain sediments, 8 — piedmont fans, 9 — faults.

Fig. 2 Lithological column of Merník conglomerates in cross-cut DP-2 (gallery Anna). Rose diagrams of long axis dip of pebbles (= dip of ab planes) in separate beds and the resulting orientation for entire column.
1 — conglomerates, 2 — sandstones, 3 — rhyodacites. Indexes: IPGB — reserve pensymmentrical graded bedding, IGB — indistinct graded bedding, AGB — asymmetrical graded bedding, USC — unsorted conglomerates, CB — cross bedding, PhD — phytodetritus, CI — claystone intraclasts.

Fig. 3 Geological sketch of conglomerate and super-conglomerate facies of Merník Fm. in Lasch debra (south of Merník); 1 — rhyodacites, 2 — conglomerates, 3 — claystone and fine-rhythmical flysch, 4 — Quaternary, A — detail of conglomerate beds with reverse pensymmetrical graded bedding. B — detail of fine-rhythmical flysch.

Fig. 4 Diagram of shape and spherical shape of pebbles from Merník conglomerates (200 measurements).

Fig. 5 Ternary diagram, Fe^{3+}:Al:Cr for minerals of spinel group. Fields delimitated according to STEVENS (1944).
A — chrommagnetite, B — alumomagnetite, C — ferrispinel, D — chromspinel, E — alumochromite, F — ferrichromite, I — analysis field of studied chromspinels (tab. 1), II — analysis field of chrommagnetites according to ĎUĎA—KALIČIAKOVÁ (1987).

Fig. 6 Occurrences of ultrabasic rocks and their placer and geophysical manifestations in Central-Carpathian Paleogene, Klippen Belt and in basement units of East-Slovak Neogene Basin. 1 — occurrences of ultrabasic rocks on surface and in borehole, 2 — ultrabasic rock detritus, (occurrrences in Šambron — Kamenica zone and in Klippen Belt according to MARSCHALKO et al. 1976), 3 — chromspinel detritus (topomineral chromspinel facies according to KRIŽÁNI 1985), 4 — magnetic anomalies indicating ultrabasic bodies in basement (I — according to MOŘKOVSKÝ —ČVERČKO 1987, II — according to GNOJEK 1987), 5 — resulting paleotransport direction, measured in Merník conglomerates, 6 — model of filling of submarine fans of Central Carpathian flysch in eastern Slovakia according to MARSCHALKO (1981), 7 — Mesozoic of Humenské vrchy Mts., Čierna hora and Branisko Mts., 8 — Klippen Belt, 9 — Central-Carpathian Paleogene, 10 — neovolcanic formations in Slánske vrchy Mts. and Vihorlat Mts.

Geologické práce, Správy 92, str. 71—88, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1991

MARTIN KOVÁČIK—MILAN KOHÚT

Geochemická a petrologická charakteristika granitoidných hornín východnej časti Veľkej Fatry

7 obr., anglické resumé

Abstract. The authors complement the existing data on the Variscan crystalline complexes of the eastern part of the Veľká Fatra Mts. Presented are the results of petrological study and of the study of geochemistry of rock-forming elements — the Harker diagram, the A/CNK ratio, I—S typology, assignment of the petrogenetic series, application of the granite system Q—Ab—An—Or (5Kb H_2O) a. o. The authors' conclusions are based on field investigations. More basic granitoid members are associated with upper levels of the pluton Generally scarce metasedimentary enclaves predominate just in this marginal parts. The three formerly distinguished principal types of granitoids are regarded as a single diferenciated magmatic complex. The authors outline the idea of the material — temperature history of the pluton, and the idea of the mechanism of the pluton zonation. Concrete results of the investigation are presented in the English summary.

*

Predmetom nášho príspevku sú granitoidy východnej časti tzv. ľubochnianskeho masívu — oblasti, ktorá vystupuje medzi Ľubochnianskou dolinou (Z) a Revúckym údolím (V).

Kryštalinikum Veľkej Fatry petrograficky prvýkrát študoval KOUTEK (in MATĚJKA 1931) a popísal granity dvoch typov — ďumbiersky a prašivský, podobne ako v Nízkych Tatrách. KUBÍNY (1958) uvažuje o dvoch samostatných intrúziách a vyčlenil tri hlavné typy granitoidov. Staršiu intrúziu reprezentuje bázickejší — smrekovický typ, mladšiu tvoria prašivský typ a leukokratný ľubochniansky typ. Najnovšia práca MACEKA et al. (1987) nepripisuje prašivskému typu významné postavenie a v rámci smrekovickej intrúzie rozlišuje dva diferenciáty — smrekovický tonalit s. s. a acídnejší kantorský granodiorit. Ďalej skúmajú mladšiu lubochniansku intrúziu a rôznorodé, miestami usmernené horniny pozdĺž revúckeho zlomu redefinujú ako pásmo synkinematických migmatitov.

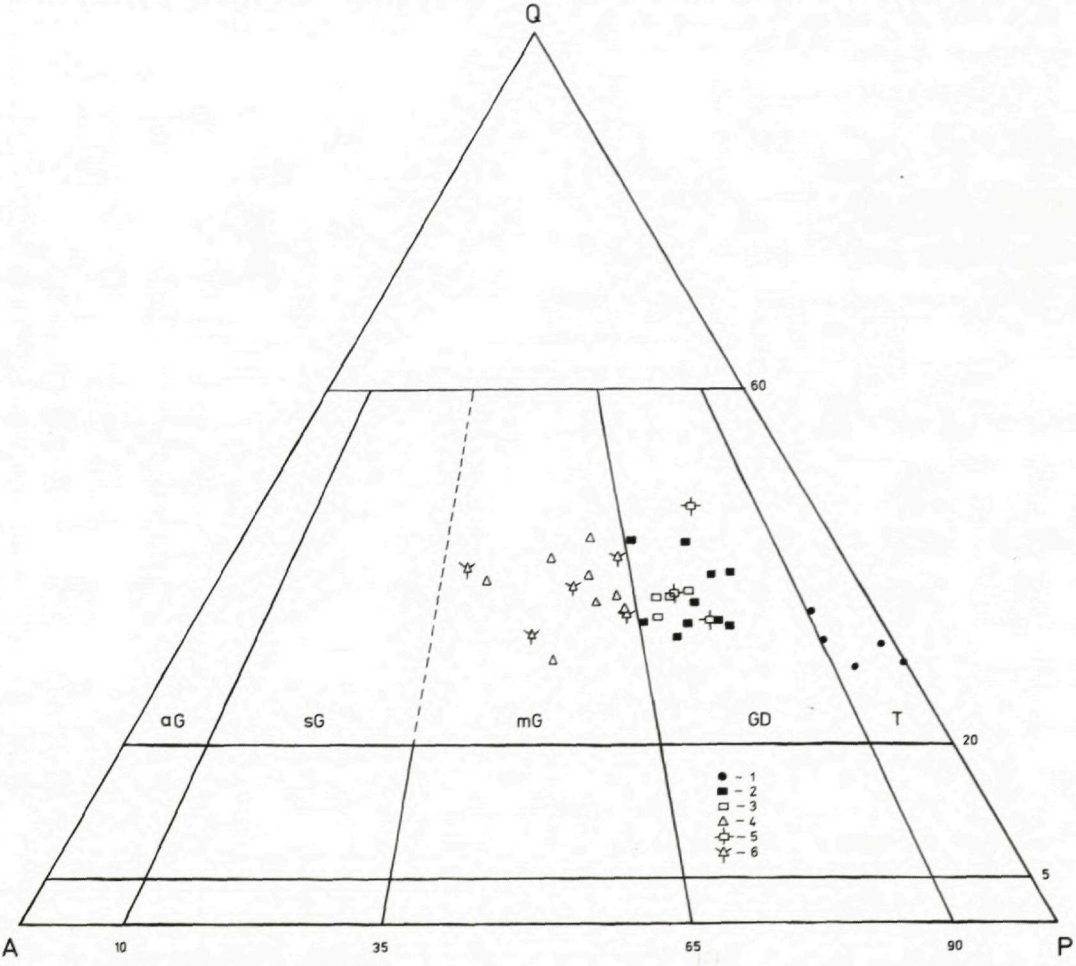
Štúdiom geologickej stavby, výbrusového materiálu a 35 kompletných silikátových analýz dopĺňame pozorovania z tejto časti kryštalinika. Prevažne na základe mapovacích prác granitoidy predbežne zatrieďujeme do troch základných typov, približne v zhode s vyššie uvedenými členeniami. Výsledky celohorninových silikátových a modálnych analýz sú uvedené v tab. 1 a pozícia v klasifikačnom diagrame QAP je znázornená na obr. 1.

Charakteristika a petrografia jednotlivých typov granitoidných hornín

Smrekovický typ zaberá podstatnú časť študovaného územia. Z terénneho pozorovania sa ukazuje väzba bázickejších smrekovických granitoidov, hlavne na vrchné etáže plutónu. Všeobecne slabé zastúpenie enkláv metamorfitov sa prakticky viaže len na smrekovický typ. Je tvorený prevažne sivozelenkavými biotitickými granodioritmi až tonalitmi s masívnou všesmerne zrnitou textúrou. Bázickejšie horniny majú oproti kyslejším drobnozrnnejšiu textúru.

RNDr. M. KOVÁČIK—RNDr. M. KOHÚT, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Smrekovický typ predstavuje najbázickejšie horniny odkrytej intrúzie; možno ho považovať za základný typ, lebo má mnohé príbuzné petrografické znaky, najmä s bázickejšími varietami ostatných typov. Prevládajúcim minerálom je plagioklas, pozorovaný v troch generáciách. Jednotlivé generácie možno navzájom odlišovať podľa intezity premien. V starších bázickejších plagioklasoch prevládajú neidentifikované, veľmi jemnozrnné hnedočierne zhluky (argilitizácia? drobný klinozoizit?) spolu so saussuritizáciou nad tvorbou drobných lupienkov sericitu, ktoré sú viac typické pre kyslejšie mladšie plagioklasy. Najčastejšie sa vyskytujúce hypidiomorfné kryštály plagioklasu (plg II) bežne uzatvárajú zakalené, ostro ohraničené jadrá starších plagioklasov (plg I). Hojnú oscilačnú zonálnosť plg II taktiež dobre kopírujú zmeny v intenzite premien. V kyslejších členoch tvorbu K-živca doprevádza a neskôr nahrádza albit (plg III), ktorý často lemuje staršie plagioklasy. K-živec sa vyskytuje predovšetkým v intersticiálnych priestoroch alebo zriedkavo vo forme antipertitu. Biotit obvykle voľne prerastá s pla-



Obr. 1 Pozícia a nomenklatúra študovaných granitoidov v klasifikačnom diagrame QPA (podľa subkomisie IUGS 1973). Označenie polí: aG — alkalický granit, sG — syenogranit, mG — monzogranit, GD — granodiorit, T — tonalit. Označenie hornín: smrekovický typ: 1 — tonalit, 2 — granodiorit; prašivský typ: 3 — granodiorit, 4 —monzogranit; ľubochnianský typ: 5 — granodiorit, 6 — monzogranit

gioklasmi staršej generácie, čo podporuje názor o ich spoločnej kryštalizácii v hlavnej magmatickej etape. Nápadná je väzba až 1 mm apatitu s magnetitom (± titanomagnetitom), ktoré sa vyskytujú vedľa seba aj nezávisle od prítomnosti biotitu. Zastúpenie oboch minerálov klesá smerom ku kyslejším členom. Voči premenám je najmenej odolný biotit, na úkor ktorého vzniká chlorit, epidot, rudné odmiešaniny, sagenit, leukoxén, príp. bauerit.

Granitoidy s ružovými výrastlicami K-živca (prašivský typ) — vyskytujú sa prevažne na j.-jz. okraji východnej časti Ľubochnianskeho masívu. Väčšinou predstavujú nerovnomerne stredno- až hrubozrnné biotitické a (muskoviticko) — biotitické granodiority — granity so všesmerne zrnitou textúrou. Pre tento typ sú charakteristické až 1—2 cm hypidiomorfné až allotriomorfné výrastlice K-živca. Granodiority prašivského typu majú príbuzné chemické i modálne zloženie (pozri tab. 1 a 2) a tiež štruktúru s kyslejšími členmi smrekovického typu. Základný rozdiel medzi smrekovickým a prašivským typom spočíva pravdepodobne len v bázicite — v prvom dominuje granodiorit-tonalit, v druhom prevláda monzogranit-granodiorit. Porfýrické výrastlice K-živca uzatvárajú plagioklasy a biotity, v kyslých granitoch občas tiež idiomorfné staršie K-živce. Neexistujú petrografické dôkazy pre striktné odlišovanie intersticiálnych a porfýrických foriem K-živcov. Svojim zdrojom a časovým vývojom nemusia byť vždy odlišné. Zdá sa, že z intersticiálnych K-živcov sa za určitých podmienok vytvárajú porfyrické výrastlice. MEHNERT (1987) uvádza na základe údajov, prevzatých z literatúry, že akumulácie výrastlíc K-živca sa môžu tvoriť v tlakových tieňoch medzi magmou a tuhou fázou. V rámci skôr kryštalizujúcich bázickejších granitoidov možno s väčšou pravdepodobnosťou očakávať intersticiálny K-živec. Avšak v kyslejších členoch, ktoré v období kryštalizácie K-živca obsahujú viac taveniny, sú priaznivejšie tlakové pomery pre vývoj porfýrických (poikilitických) výrastlíc K-živca. Tvorba K-živca pozvoľne prechádza od kryštalizácie z hlavnej magmatickej etapy do neskoromagmatického štádia. V starších K-živcoch „plávajú" skôr vykryštalizované minerály v pomerne drobnozrnnom vývoji. K-živce v neskoršej etape kryštalizácie menej uzatvárajú drobné plagioklasy (plagioklas má už v tejto etape podstatne väčšie rozmery) a jeho tvorba má silnejší korozívny charakter. Najviac sa prejavuje voči plagioklasu, kde na kontakte spôsobuje výrazné albitické lemy, myrmekitizáciu, aj častejší vývoj antipertitu. Kryštalizáciu K-živca v blízkosti eutektita sprevádza vo zvýšenej miere kremeň, albit, príp. muskovit za rastúcej aktivity zvyškových fluíd. Mobilita týchto látok lokálne spôsobuje premeny (metasomatózu) skôr vykryštalizovaných granitoidov.

Leukokrátny typ — vystupuje nepravidelne v centrálnej a sz. časti masívu. Je tvorený podobnými horninami ako kyslejšie deriváty predchádzajúcich typov, ale aj hrubozrnnými pegmatitoidnými varietami. Do tejto skupiny zaraďujeme nielen záverečné magmatické diferenciáty, spomínané pri predchádzajúcom type, ale aj metasomaticky a často súbežne tektonodeformované (prevláda kataklastická štruktúra) granitoidy predchádzajúcich typov. Leukokrátny typ sa vyznačuje predovšetkým výrazným zastúpením muskovitu, ale aj plagioklasu albitového zloženia, prípadne K-živca. Albit popri tvorbe samostatných jedincov spôsobuje pertitizáciu K-živca, ktoré občas končí vznikom šachovnicového albitu. Prenikajúci nízkoteplotný albit býva niekedy doprevádzaný karbonátom. K bežným premenám biotitu (chloritizácia, epidotizácia) sa zreteľnejšie pridružuje baueritizácia.

Geochémia hlavných horninotvorných prvkov

Geochemicky pomerne neveľký diapazón zloženia granitoidov východnej časti Ľubochnianského masívu dokumentuje variačný diagram na obr. 2. Vzťah horninotvorných oxidov voči SiO_2 (Harkerov diagram) dobre charakterizuje priebeh predpokladanej diferenciácie.

Obsah Na_2O, CaO, Al_2O_3 ovplyvňuje najviac zastúpenie plagioklasu, K_2O — draselný živec, menej biotit a muskovit, obsah oxidov Fe, MgO prípadne aj TiO_2 — biotit. Údaje prevzaté z práce MACEK et al. (1987) naznačujú, že popri kvantitatívnom zastúpení minerálov sa často mení aj ich zloženie (plagioklas, biotit) v závislosti od charakteru horniny, čo má dokazovať vznik týchto minerálov z taveniny (PETRÍK

Tab. 1a Smrekovický typ granitoidných hornín

	Tonality					Granodiority						
hmotn. %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	65,93	63,62	62,32	66,11	68,76	67,17	69,33	63,97	67,03	68,10	61,90	72,27
TiO_2	0,75	0,70	0,54	0,60	0,51	0,45	0,22	0,85	0,68	0,52	0,68	0,30
Al_2O_3	16,96	17,33	18,11	16,92	15,59	16,74	16,24	17,14	15,86	15,82	17,99	15,21
Fe_2O_3	2,03	1,97	2,64	1,41	0,81	1,12	0,75	2,64	0,83	1,73	2,02	1,35
FeO	1,44	1,72	1,72	2,16	2,23	2,17	2,03	1,14	1,03	0,71	1,80	0,12
MnO	0,06	0,06	0,07	0,06	0,04	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,10	0,05
MgO	1,39	1,37	1,63	1,28	1,22	1,27	0,96	1,44	1,14	1,01	1,80	0,41
CaO	3,02	4,17	3,85	3,49	2,83	2,93	1,96	3,05	2,01	2,27	4,45	1,92
Na_2O	5,14	5,43	4,99	4,37	4,04	4,05	3,96	5,26	5,18	4,88	5,24	4,18
K_2O	1,81	1,91	2,69	2,45	2,24	2,54	2,37	2,48	2,86	3,46	2,88	2,93
P_2O_5	0,35	0,26	0,32	0,33	0,21	0,41	0,27	0,75	0,92	0,40	0,29	0,21
H_2O^+	1,02	1,35	0,89	0,61	0,59	0,52	0,67	0,91	1,54	0,81	0,59	1,02
H_2O^-	0,08	0,02	0,03	0,02	0,14	0,51	0,97	0,18	0,05	0,06	0,03	0,05
Suma	99,98	99,91	99,80	99,81	99,19	99,93	99,79	99,87	99,19	99,82	99,77	100,02
Obj. %												
Qtz.	27,4	23,9	26,0	23,2	29,8	37,3	29,1	28,9	29,1	33,3	38,9	36,6
Plg.	52,5	58,4	56,3	53,7	49,8	32,5	37,4	41,6	43,2	43,6	39,0	44,1
K-ž.	7,4	0,0	1,3	4,4	6,4	17,2	21,3	16,1	18,6	15,6	13,1	12,7
Bio.	11,6	14,4	13,9	15,8	13,1	11,7	9,7	7,7	5,1	6,5	6,4	4,4
Mus.	0,0	0,5	0,0	1,00	0,0	0,4	0,9	3,5	1,9	0,7	1,7	1,0
Akc.	1,0	2,8	2,5	1,9	0,9	0,9	1,6	2,2	2,1	1,5	0,9	2,2

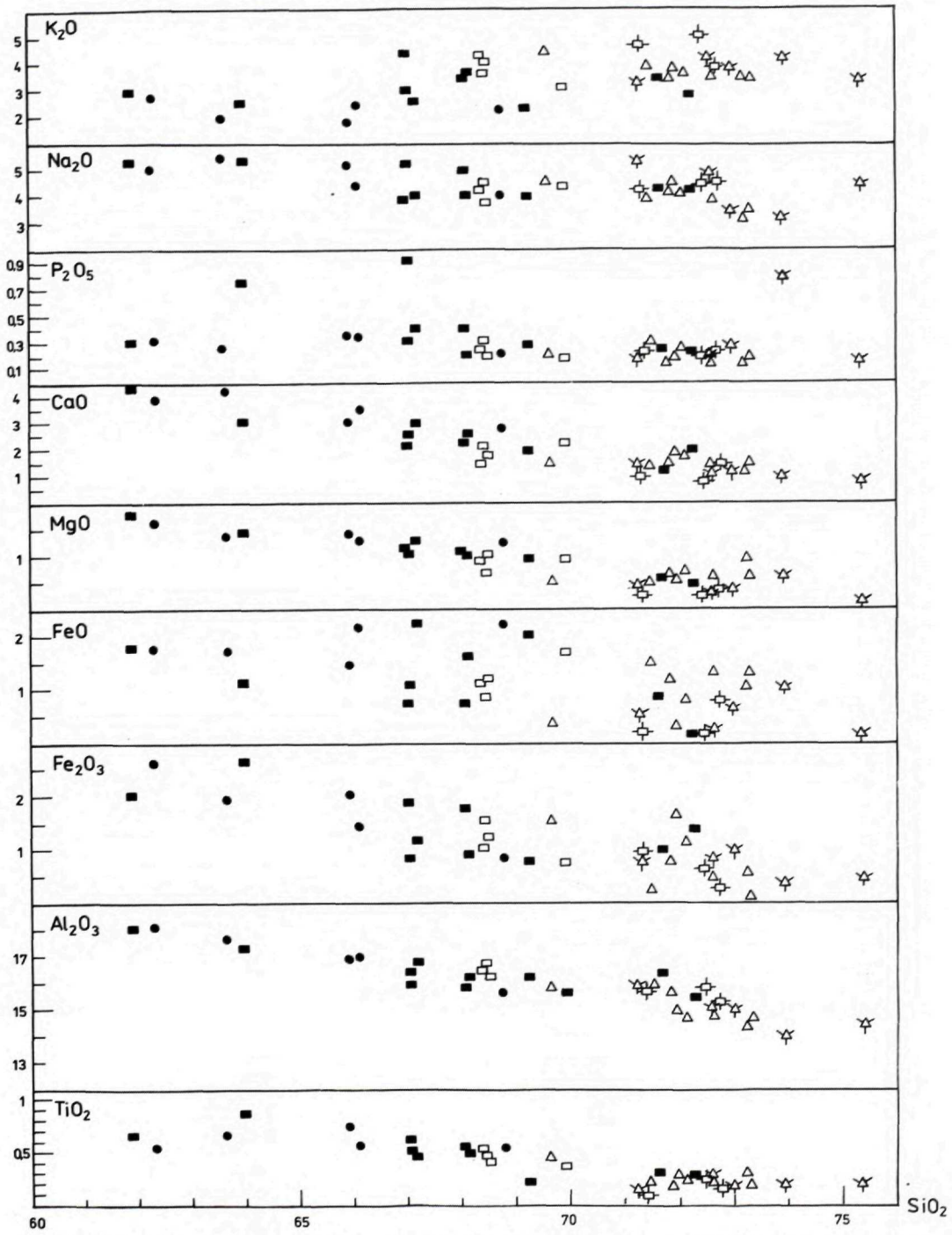
Tab. 1. Kompletné silikátové analýzy hornín podľa jednotlivých typov.
Analyzované v laboratóriu GÚDŠ. Analytici: Ing. P. Lešťák, CSc., M. Ďuriš, M. Letková.
V spodnej časti tabuľky sú modálne analýzy študovaných hornín.

Tab. 1b. Granitoidné horniny s výraznejšie zastúpenými ružovými K-živcami (Prašivský typ)

	Granodiority							Monzogranity				
hodn. %	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO_2	67,08	68,14	71,70	69,93	68,46	67,47	68,42	71,49	71,83	72,66	73,31	72,11
TiO_2	0,49	0,50	0,20	0,37	0,45	0,45	0,49	0,21	0,19	0,21	0,18	0,26
Al_2O_3	16,39	16,16	16,27	15,29	16,63	16,25	16,44	15,79	15,55	14,64	14,52	14,52
Fe_2O_3	1,90	0,92	0,94	0,72	1,52	1,16	1,01	0,18	0,74	0,47	0,09	1,13
FeO	0,72	1,62	0,14	1,65	0,86	1,29	1,08	1,52	1,15	1,29	1,29	0,80
MnO	0,05	0,04	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03
MgO	1,06	1,05	0,58	0,92	0,69	1,04	0,87	0,50	0,60	0,61	0,61	0,67
CaO	2,62	2,59	1,04	2,41	1,97	1,76	1,43	1,38	1,40	1,42	1,42	1,54
Na_2O	3,85	4,04	4,06	3,88	4,37	3,71	4,29	3,79	3,72	3,74	3,40	4,11
K_2O	3,87	3,46	3,42	3,14	3,53	3,99	4,30	3,89	3,44	3,52	3,38	3,60
P_2O_5	0,30	0,21	0,21	0,17	0,29	0,21	0,27	0,29	0,14	0,13	0,18	0,25
H_2O^+	1,46	1,23	1,04	0,61	1,12	1,36	1,10	0,42	0,68	0,51	0,67	0,83
H_2O^-	0,01	0,03	0,03	0,19	0,02	0,02	0,02	0,33	0,38	0,18	0,11	0,05
Suma	99,80	99,99	99,65	99,31	99,95	99,75	99,76	99,83	99,86	99,41	99,18	99,90
Obj. %												
Qtz.	29,1	29,7	35,5	33,1	31,2	32,5	32,8	27,9	36,4	33,5	31,4	34,3
Plg.	45,4	44,3	44,2	39,9	40,5	38,6	40,7	34,0	27,9	31,7	36,6	37,0
K-ž.	13,1	13,6	10,7	17,1	19.6	18,1	15,0	31,0	25,3	23,3	21,5	22,3
Bio.	9,4	9,6	6,1	6,4	6,8	7,3	6,8	4,0	7,5	7,5	6,0	3,5
Mus.	1,6	1,1	3,2	1,4	1,2	1,7	2,1	3,3	2,0	3,0	3,3	1,8
Akc.	1,4	1,7	0,3	1,9	0,8	1,7	2,6	0,7	0,9	1,0	1,2	1,1

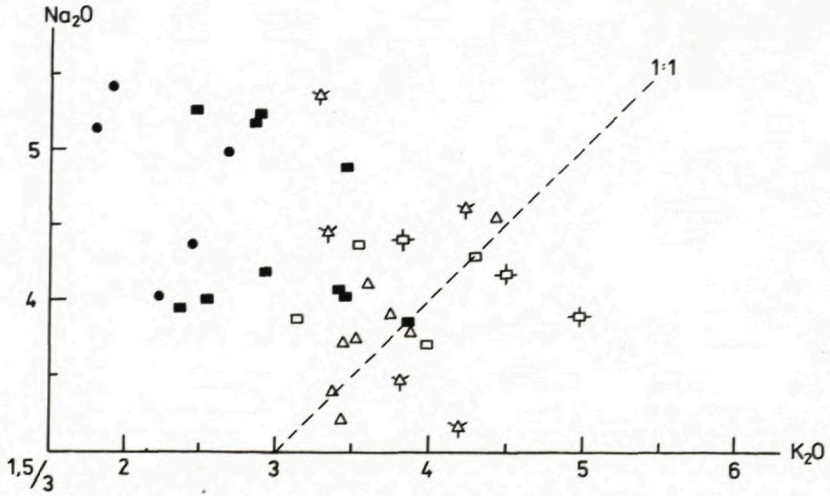
Tab. 1c Leukokratné granitoidné horniny

	Granodiority							Monzogranity				
hmotn. %	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	
SiO_2	69,63	73,25	71,96	72,47	71,36	72,74	72,97	73,93	75,41	72,50	71,29	
TiO_2	0,45	0,29	0,28	0,23	0,21	0,16	0,16	0,17	0,18	0,25	0,16	
Al_2O_3	15,78	14,33	14,84	15,40	15,78	15,12	14,94	14,02	14,36	15,21	15,78	
Fe_2O_3	1,57	0,51	1,62	0,63	0,94	0,33	0,95	0,43	0,43	0,84	0,75	
FeO	0,36	1,01	0,28	0,14	0,14	0,72	0,60	1,04	0,14	0,14	0,50	
MnO	0,02	0,02	0,04	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,06	0,02	0,03	
MgO	0,55	0,91	0,52	0,26	0,29	0,37	0,41	0,60	0,14	0,33	0,42	
CaO	1,46	1,12	1,83	0,81	1,01	1,44	1,04	0,84	0,79	1,16	1,43	
Na_2O	4,56	3,20	3,90	3,39	4,17	4,40	3,46	3,16	4,45	4,61	5,36	
K_2O	4,43	3,43	3,75	4,98	4,60	3,83	3,81	4,20	3,34	4,23	3,29	
P_20_5	0,22	0,15	0,18	0,22	0,22	0,22	0,26	0,08	0,19	0,22	0,18	
H_2O^+	0,94	1,13	0,60	0,75	1,06	0,83	0,60	0,88	0,56	0,54	0,78	
H_2O^-	0,01	0,07	0,03	0,02	0,02	0,03	0,72	0,05	0,02	0,01	0,02	
Suma	99,98	99,42	99,83	99,81	99,81	100,21	99,95	99,43	100,01	100,06	99,99	
Obj. %												
Qtz.	33,6	38,3	32,0	33,0	39,0	28,9	33,3	36,3	36,2	30,1	32,2	
Plg.	32,0	30,1	33,7	40,0	34,2	42,5	30,8	21,9	33,2	30,4	38,4	
K-ž.	22,7	20,6	23,4	16,7	9,9	13,6	24,4	33,3	19,0	30,2	22,2	
Bio.	8,7	6,3	6,9	5,4	7,5	7,4	5,6	3,3	0,5	4,6	1,9	
Mus.	1,5	3,4	2,8	4,1	7,9	5,8	4,7	4,1	10,1	4,2	4,1	
Akc.	1,4	1,3	1,2	0,8	1,5	1,8	1,2	1,1	0,9	0,5	1,2	



Obr. 2 Variačný diagram pomerne dobre vyjadruje postupujúcu diferenciáciu s nárastom SiO_2. Symbolika viď. obr. 1

1982). Nepravidelný pokles P_2O_5 spolu s klesaním hodnoty Fe_2O_3, prípadne aj celkového Fe, potvrdzuje vyššie spomínanú magmatickú spätosť apatitu s magnetitom. V grafe Na_2O/K_2O (obr. 3) dominujú granitoidy s prevahou Na_2O s výnimkou kyslejších členov, kde niekedy prevyšuje K_2O. V hrubých rysoch vzťah oboch oxidov javí negatívnu koreláciu. Obdobné tendencie sú dokumentované aj v súbornej práci o alkáliách v západokarpatských granitoidoch (CAMBEL et al. 1983). Trojuholník AFM na obr. 4 dokazuje úzky kompozičný rozsah a naznačuje príslušnosť k alkalickej, slabšie k vápenatoalkalickej sérii. WRIGHTOV (1969) diagram je zostrojený na posudzovanie typu granitoidnej magmy s vyšším obsahom SiO_2, pričom s rastom SiO_2 stúpa aj autorom stanovený index alkality. Trend podľa WRIGHTA (l. c.) na obr. 5 je vápenatoalkalický, v záverečných štádiách s odklonom do alkalickej oblasti diferenciácie (platí pre časť leukokrátneho typu). Na obr. 6 je znázornený diagram, kde vertikálnu os predstavuje index peraluminóznosti v zmysle Shanda (1927 in CLARKE 1981). Pomer A/CNK sme využili na hodnotenie I/S typológie (CHAPPELL — WHITE 1974), pričom súbor granitoidov vykazuje zmiešaný I-S charakter. Podľa delenia Shanda (l. c.) sú skúmané horniny väčšinou peraluminózne (A > CNK), ale časť sa premieta do subaluminóznej (A = CNK) až metaluminóznej (CNK > A > NK) oblasti. V granitoidoch Veľkej Fatry je zistený len biotit ako jediný prítomný Fe-Mg silikát (A/CNK ~ 1,5), ktorý môže existovať v širšom rozsahu peraluminóznej taveniny (CLEMENS — WALL 1981). Na objasnenie metaluminóznosti (príp. subaluminóznosti) časti smrekovických biotitických granitoidov sa ponúkajú dve možnosti, ktoré sa môžu vzájomne dopĺňať. Zvýšený obsah apatitu v bázickejších varietach má výrazný metaluminózny účinok. Už 0,5 obj. % apatitu môže kompenzovať 8 obj. % biotitu tak, aby sa v hornine dosiahol pomer A/CNK rovný jednej. Druhá možnosť spočíva v prítomnosti epidotu, ktorý vznikol premenou hypotetického amfibolu. Túto možnosť naznačuje aj prítomnosť normatívneho amfibolu a nulová hodnota korundu (mezonorma podľa MIELKE — WINKLER 1979). Nález amfibolu v bázických smrekovických granitoidoch sa dá pokladať za pravdepodobný. Celkovo sú granitoidy ľubochnianskeho masívu peraluminózne, pričom PETRO et al. (1979) považujú peraluminóznosť za typickú vlastnosť hercýnskych granitoidných masívov, ktorú spájajú s kompresným režimom vývoja. Zo štyroch základných mechanizmov tvorby peraluminóznych granitov, ktoré zhrnul CLARKE (1981), je v našom prípade asi najmenej pravdepodobný len vznik frakčnou kryštalizá-



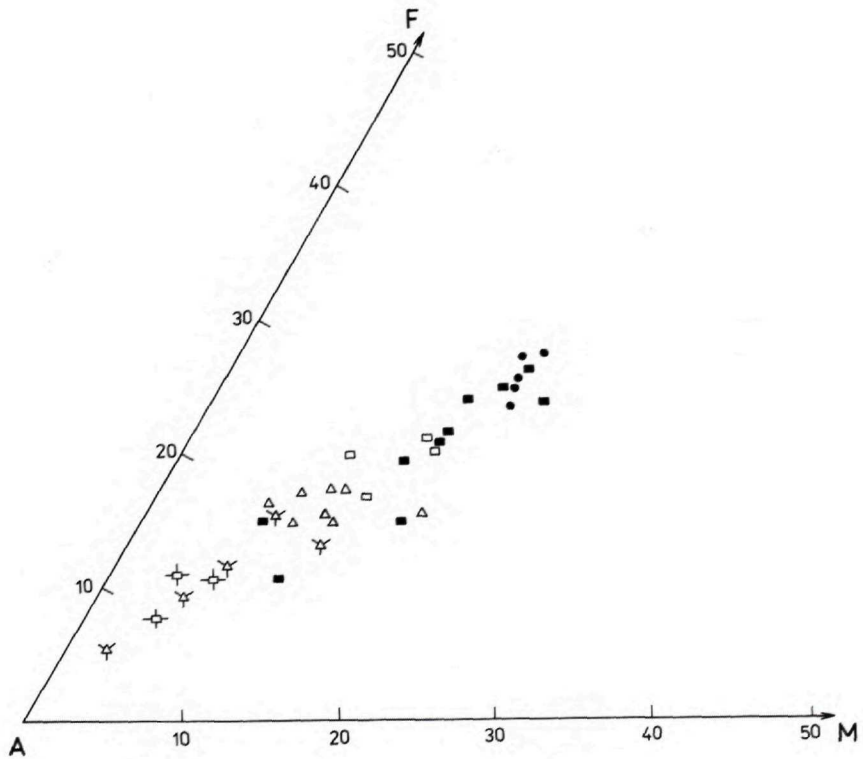
Obr. 3 Diagram Na_2O vs. K_2O potvrdzuje prevahu sodných typov granitoidov a naznačuje negatívnu koreláciu oboch oxidov

ciou metaluminóznej magmy. Granitoidné horniny študovanej oblasti patria ku klasickému plumazitovému radu, kde v priebehu diferenciácie s nárastom SiO_2 stúpa Al_2O_3 voči alkáliám a CaO. V koncových členoch je relatívne zvýšenie Al_2O_3 indikované nárastom normatívneho korundu, ktorý v skutočnosti väčšinou odráža zvýšený obsah muskovitu (priemetné body dvoch smrekovických granodioritov vysoko v peraluminóznej doméne budú dôsledkom chloritizácie biotitu, spojenej s odnosom K_2O).

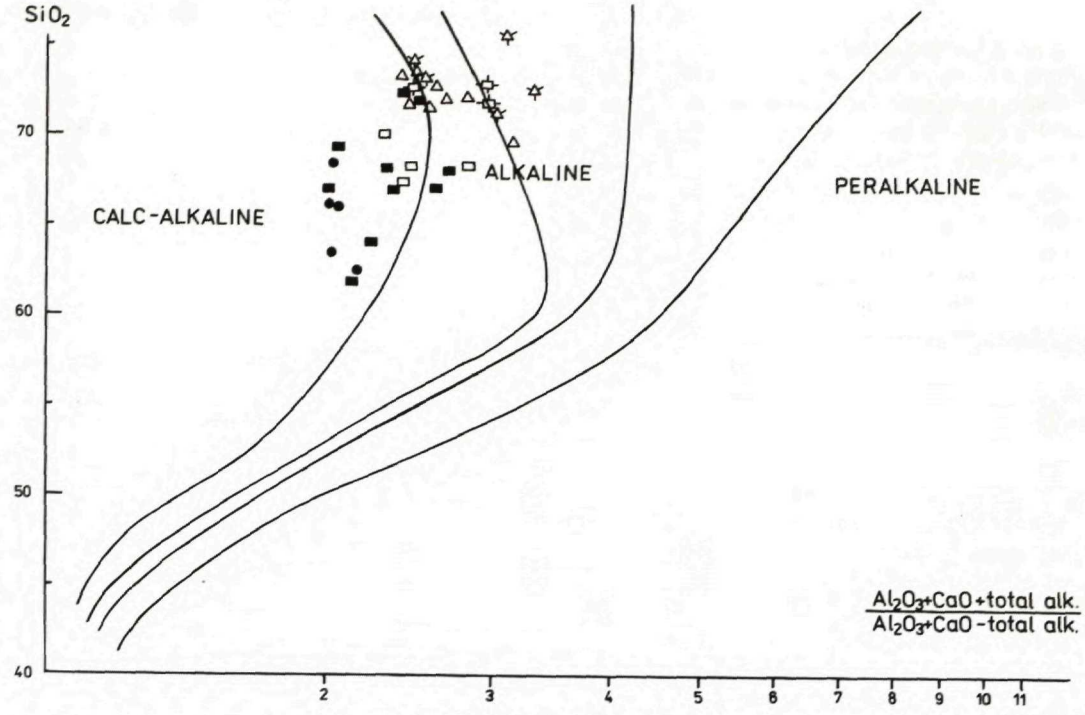
Aplikácia experimentálneho granitového systému

Postupnosť kryštalizácie je možné odvodzovať z granitového systému An-Ab-Or-Q-H_2O pri P_{H_2O} = 500 MPa (WINKLER—BREITBART 1978, WINKLER 1979) na obr. 7. Projekčné body sú vynesené na základe mezonormatívneho obsahu zložiek podľa prepočtu MIELKEHO—WINKLERA (1979). Leukokrátne horniny s vyšším obsahom muskovitu v diagrame neposudzujeme.

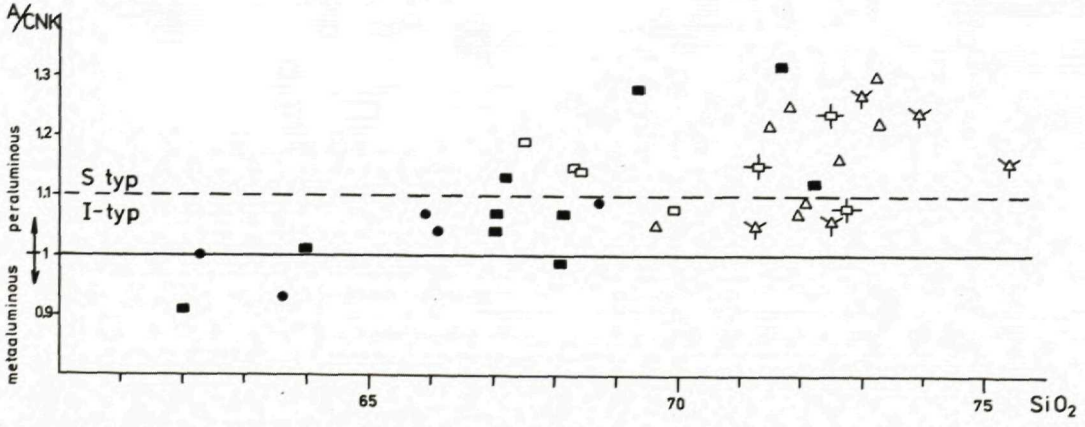
Z práce JOHANNESA (1985) možno usúdiť, že hlavné nedostatky uvádzaného granitového systému spočívajú v systematickom nadhodnocovaní vzrastu An zložky plagioklasu so stúpajúcou teplotou. Za príčinu považuje predovšetkým nerovnovážne podmienky a stály nadbytok vody v taveninových experimentoch. Winklerove hydrotermálne experimenty s vodou presýtenou taveninou znižujú teploty tavenia a ako dokazuje WYLLIE (1977), JOHANNES (1985) a ďalší autori, v prírode sú pravdepodob-



Obr. 4 Výrez z trojuholníka AFM, kde A = $Na_2O + K_2O$, F = $FeO + Fe_2O_3$, M = MgO. Diagram dokumentuje úzky kompozičný rozsah granitoidov východnej časti Veľkej Fatry. Symbolika viď obr. 1



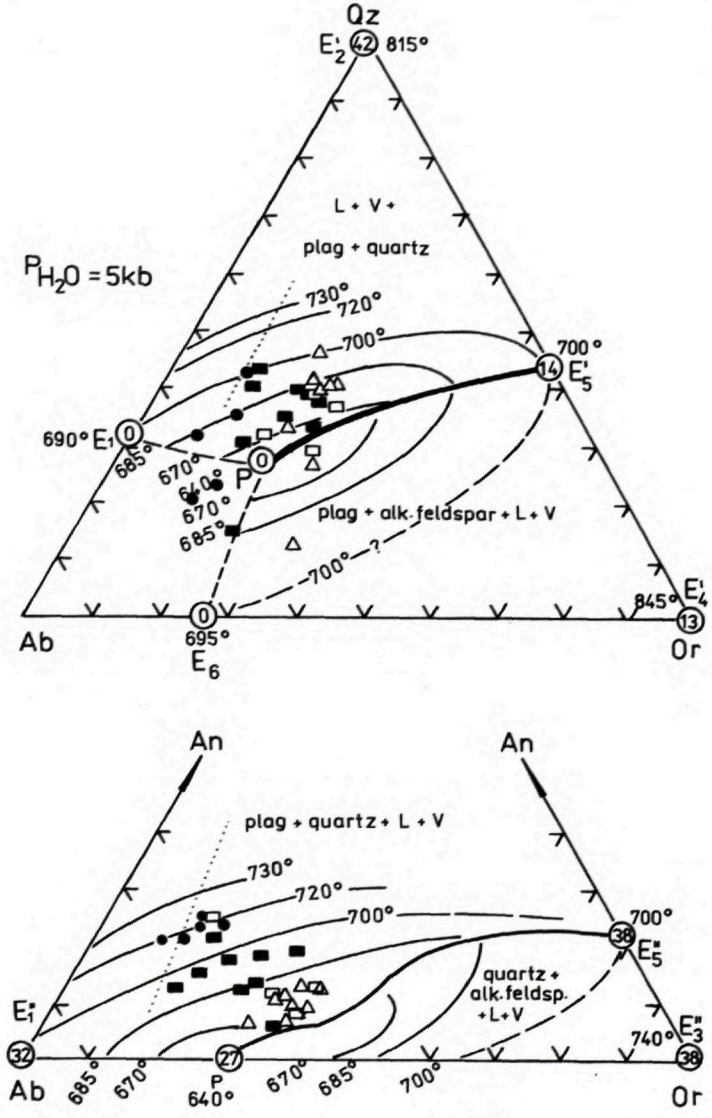
Obr. 5 Diagram WRIGHTA (1969) naznačuje príslušnosť hornín k vápenatoalkalickej sérii, v záverečnom štádiu sa s rastom obsahu SiO_2 prejavuje odklon do alkalickej oblasti. Symbolika viď obr. 1



Obr. 6 A/CNK predstavuje pomer $Al_2O_3/CaO + K_2O + Na_2O$ počítaný v molárnych množstvách. CHAPPELL —WHITE (1974) vyčlenili hodnotu A/CNK = 1,1 na rozlíšenie I typu a S typu granitoidov. Hodnota 1 predstavuje rozhranie peraluminóznej a metaluminóznej oblasti (SHAND, 1927 in CLARKE, 1981). Symboly ako na obr. 1

nejšie taveniny s nízkym obsahom vody. Voda v tavenine môže byť produkovaná vo významnej miere rozkladom muskovitu, biotitu, amfibolu a pod. Nerovnovážne tavenie v experimentoch (aj v prírode ?) tvorí bariéru pri presnom určovaní fázových vzťahov (JOHANNES 1985).

Všeobecné trendy použitého granitového systému však JOHANNES (l. c.) považuje za správne, čo možno potvrdiť aj z aplikácie na obr. 7. V trojuholníku Ab-Or-An sa bázickejšie granitoidy jasne separujú smerom k vrcholu An (zároveň k vyšším teplotám) a kyslejšie monzogranity sa nachádzajú v blízkosti kotektickej



Obr. 7 Rovinné zobrazenie experimentálneho granitového systému An-Ab-Qz-Or-H_2O pri P_{H_2O} = 500 MPa podľa WINKLERA—BREITBARTA (1978). Podrobnejšie viď. text. Symbolika ako u obr. 1

línie Q-plg-K-živec. Projekcia v trojuholníku Q-Ab-Or je zložitejšia predovšetkým u bázických hornín, lebo majú vysoké zastúpenie An zložky, ktorá sa premieta nad rovinu Q-Ab-Or. Bodkované línie, rovnobežné s vrcholmi Q-Ab a An-Ab, podľa WINKLERA—BREITBARTA (1978) predstavujú hranicu spoločnej kryštalizácie plagioklasu s K-živcom a samotného plagioklasu. Situácia v diagrame sa zhoduje so skutočným modálnym zložením a z tonalitového systému An-Ab-Q-H_2O (P_{H_2O} = 500 MPa), uvádzaného JOHANNESOM (1985), možno pre študované typy tonalitov (okraj plagioklasu An_{25}, nevýrazné zastúpenie K-živca) predpokladať teplotu solidu okolo 690—700 °C, pričom úplné roztavenie horniny vyžaduje teploty najmenej o 70 °C vyššie. Naznačený teplotný interval začína spoločnou kryštalizáciou bázického plagioklasu s biotitom.

Z hodnotenia granitového systému na obr. 7 vyplýva, že kryštalizácia bázickejších hornín smrekovického typu začína hlbšie v poli plagioklasu ako pri kyslejších prašivských granitoch, ktoré dosiahnu skôr kotektickú plochu spoločnej kryštalizácie plagioklasu a kremeňa. Kryštalizácia najkyslejších členov začína kremeňom alebo spoločne kryštalizuje plagioklas, kremeň a K-živec, kde končí aj záverečná kryštalizačná etapa ostatných granitoidov. V načrtnutom smere sa znižuje teplota kryštalizácie, pričom horninotvorné minerály vykryštalizovali priamo z taveniny, o čom svedčia aj petrografické štruktúry.

Diskusia a záver

Z našich výsledkov vyplýva, že väčšina skúmaných hornín má peraluminózny charakter, pričom časť smrekovických granitoidov sa nachádza v metaluminóznej doméne (spôsobené väčším zastúpením apatitu, prípadne epidotu, vzniknutého na úkor hypotetického amfibolu). Smrekovický (najbázickejší) typ je relatívne najstarší. Súbor granitoidných hornín má úzky vzťah k vápenato-alkalickej sérii, v prípade leukokratného typu nastáva odklon k alkalickému trendu. So stúpajúcim SiO_2 badať nárast pomeru A/CNK, ako aj väčší rozptyl prakticky všetkých horninotvorných oxidov.

Závislosti hlavných prvkov aj petrologické zákonitosti vývoja naznačujú kontinuálne prechody jednotlivých typov granitoidov, a tým spoločný diferenciačný proces. Tieto, na prvý pohľad pomerne vyrovnané trendy, nemusia však, znamenať, že zdrojový charakter aj vývoj plutónu je jednoduchý. V súborných prácach MEHNERTA (1987), PITCHERA (1987) a AYRTONA (1988) sa nachádza množstvo príkladov zonálnosti granitoidných telies, kde periférne časti majú bázickejšie zloženie. Uvedená skutočnosť je najčastejšie vysvetľovaná miešaním magiem, kde bázická magma derivovaná z vrchného plášťa iniciuje tvorbu kyslejších granitoidov. Najpresvedčivejším dôkazom takto ponímanej genézy sú bázické, najčastejšie oválne, amfibolické-pyroxenické enklávy (často s minerálnymi štruktúrami svedčiacimi o rýchlom schladzovaní), ktoré sa viažu na bázické okraje granitoidných plutónov.

Východná časť kryštalinika Veľkej Fatry, oddelená ľubochnianským zlomom, predstavuje zvyšky najlepšie zachovanej hercýnskej plutonickej stavby. Na okrajoch sú vyvinuté hlavne tonality-granodiority smrekovického typu, smerom do stredu nadobúdajú prevahu porfýrické hrubozrnnejšie granity-granodiority. Masív je vcelku chudobný na enklávy, avšak zriedkavé rulové kryhy (v zložení prevažuje kremeň, plagioklas, biotit, menej je zastúpený muskovit, granát, kordierit, sillimanit) sú rozmiestnené práve v bázickejších okrajových fáciách. Dosiaľ neboli nájdené vyššie spomínané bázické enklávy. To však nevylučuje, že proces miešania magmy nemohol nastať; magmatický krb sa mohol v hĺbke homogenizovať. Nápadné sú tiež určité geochemické prejavy — zmiešaná I/S typológia; metaluminózny až subaluminózny charakter bázických smrekovických granitoidov, ktoré tvoria viac-menej ohraničenú skupinu pozičných bodov (napr. QAP, Q'-Anor, AFM), alebo pomerne vyrovnaný priebeh DI_{TT}.

Ako nepriamy dôkaz účinkovania podkôrového magmatizmu uvedieme príklad zo susedného, pravdepodobne geneticky spätého, nízkotatranského plutónu. Sz. od kóty Bôr (1887,0) sa vyskytuje voči okoliu zreteľne obmedzené teleso amfibolického dioritu. Hornina obsahuje v kremeni a plagioklase množstvo až 1 mm dlhého ihličkového apatitu a preukazuje geochemickú afinitu k bázikám toleitického typu (KOVÁČIK 1985). Vo svetle dnešných poznat-

kov možno túto horninu považovať za plášťovú bázickú magmu, prenikajúcu do anatektickej zóny.

Ako druhá alternatíva formovania východofatranských granitoidov sa ponúka existencia pôvodnej „priemernej granodioritovej" magmy, z ktorej sa diferenciáciou odštiepila bázickejšia tonalitická a kyslejšia granitová magma. Podobný spôsob vývoja navrhujú v Západných Karpatoch JACKO, PETRÍK (1987) a VILINOVIČ, PETRÍK (1985). Avšak aj tento spôsob nevylučuje miešanie magiem, lebo ťažko si možno predstaviť cirkulujúcu taveninu s teplotou najmenej 800 °C bez plášťového tepelného príspevku. Uznávame však, že priame presvedčivé dôkazy chýbajú, a preto v súčasnosti zostáva otázka magmatických zdrojov otvorená.

Bez ohľadu na pôvod a mechanizmus generovania magmy ponúkame zo štúdia východnej časti plutónu Veľkej Fatry istú predstavu kryštalizácie. Magma granitoidného zloženia intruduje do vyšších etáží kontinentálnej kôry, pričom teplota môže byť o 200—300 °C vyššia ako bod tuhnutia horniny (JOHANNES 1985; WHITNEY 1988). Ako „motor" prieniku a začínajúcej diferenciácie slúži predovšetkým konvekčné prúdenie (tepelné a látkové) v magme (AYRTON 1988). Pri dosiahnutí určitej úrovne v kôre, kde sa okrajové fácie vystupujúcej magmy ochladzujú na približne 800 °C (?), začína kryštalizovať smrekovický tonalit. Jeho jemnozrnná štruktúra a prítomnosť nepretavených rulových enkláv (účinkovanie stoppingu?) svedčí o relatívne rýchlom schladzovaní, ktoré spôsobuje hlavne vysoký odvod tepla do okolitých hornín. Proces rýchlejšieho tuhnutia podporuje aj obohacovanie magmy vodou z metasedimentárnych enkláv na okrajoch stabilizujúceho sa plutónu (podľa experimentálnych údajov v práci WHITNEY 1988). O významnej úlohe konvekčného prúdenia (snáď aj vyššieho tlaku magmy) môžu svedčiť v tonalitoch často pozorované usmernené variety, prípadne šlíry a pod.

Pri rannej kryštalizácii sa na látkovom zložení uplatňujú hlavne CaO, MgO, Al_2O_3 atď. (viď. Harkerov diagram, obr. 2), prvky s viac litofilnou povahou nadobúdajú prevahu v kryštalizácii neskôr. Táto segregácia pôvodnej, viac-menej homogénnej taveniny nastáva s vysokou pravdepodobnosťou práve v procese konvekčného prúdenia, ktoré je zodpovedné za distribúciu príslušných prvkov do okrajových chladnejších zón plutónu. Nemožno vylúčiť, že bázické jadrá plagioklasu (plg I), časť biotitu a veľký podiel akcesorických minerálov vykryštalizovali ešte počas výstupu v hlbších partiách magmatického krbu.

Po kryštalizácii bázických okrajových častí plutónu sa magma stáva kyslejšou a pri postupnom znižovaní teploty slabne aj konvekčné prúdenie. V kyslejších granitoidoch sú usmernené textúry zriedkavé, gradient znižovania teploty bude menší, čo dokumentujú tiež hrubozrnné štruktúry. Najstarším idiomorfným (výrazná exsolučná pertitizácia), intersticiálnym i porfyrickým K-živcom pripisujeme magmatický pôvod. Porfyrické výrastlice K-živca majú dlhý kryštalizačný diapazón — od poikitického charakteru až po záverečné korozívne prejavy (silná albitizácia, miestami sprevádzaná myrmekitizáciou — na úkor starších plagioklasov).

Pri formovaní neskoromagmatických derivátov (hlavne leukokratný typ) sa vo vyššej miere uplatňujú lokálne pomery (priaznivé látkové zloženie, nevykryštalizované priestory v tuhnúcej magme, zóny zvýšeného tepelného toku, syn- až neskoroorogénna deformácia a pod.), než globálna tepelno-látková konvekčná cirkulácia, ktorej dynamika uhasína. Z tohto dôvodu má z hľadiska celkovej plutonickej stavby rozmiestnenie najkyslejších členov viac náhodný charakter, ako na rozdiel od bázických, relatívne najstarších granitoidov. Prieniky záverečných kyslých diferenciátov do takmer stuhnutého bázického okraja nezriedka narušujú schematizovanú zonálnosť plutónu. Postihnutie bázickejších členov migrujúcou zvyškovou taveninou, často v spojení s tektonodeformáciou, sa prejavuje posunom k leukokratnému typu, ktorý je geochemicky charakterizovaný odklonom k peraluminóznemu S-typu, prípadne k alkalickej sérii.

Lokalizácia vzoriek

1 — VF-146 — tonalit, 800 m sv. od kóty Smrekovica 1530 m
2 — VF-246 — tonalit, 1,2 km v. od kóty Smrekovica 1530 m

3 — VF-259 — tonalit, Vyšná Matejkova dol. 1,5 km sz. od kóty Smrekovica 1530 m
4 — VF-305 — tonalit, Nižná Matejkova dol. 1,2 km jz. od kóty Šiprúň 1460 m
5 — VF-356 — tonalit, Vyšná Matejkova dol. 2 km z. od osady Podsuchá
6 — VF-28 — biotitický granodiorit, dol. Čierňavy 1 km j. od kóty Čierňavský v. 1320 m
7 — VF-57 — biotitický granodiorit, dol. Čierňavy 400 m jz. od kóty Maďarová 1340 m
8 — VF-104 — muskovitícko-biotitický granodiorit, dol. Skalné 1,4 km jjv. od kóty Smrekovica 1530 m
9 — VF-119 — biotitický granodiorit, dol. Skalné 1 km j. od kóty Smrekovica 1530 m
10 — VF-140 — biotitický granodiorit, Vyšná Matejkova dol. 1 km s. od kóty Smrekovica 1530 m
11 — VF-239 — biotitický granodiorit, 900 m jv. od kóty Smrekovica 1530 m
12 — VF-283 — biotitický granodiorit, Vyšná Matejkova dol. 1,5 km sz. od osady Podsuchá
13 — VF-308 — biotitický granodiorit, Nižná Matejkova dol. 1,7 km j. od kóty Šiprúň 1460 m
14 — VF-331 — biotitický granodiorit, Nižná Matejkova dol. 1,2 km jjv. od kóty Šiprúň
15 — VF-341 — muskovitícko-biotitický granodiorit, Nižná Matejkova dol. 800 m jjz. od kóty Bukovina 780 m
16 — VF-135 — biotitický granodiorit, dol. Skalné 1 km jz. od kóty Smrekovica 1530 m
17 — VF-225 — biotitický granodiorit, dol. Šefárka, 2 km jv. od kóty Smrekovica 1530 m
18 — VF-307 — biotitický granodiorit, Nižná Matejkova dol. 1,5 km sv. od kóty Smrekovica 1530 m
19 — VF-318 — muskovitícko-biotitický granodiorit, Nižná Matejkova dol. 600 m j. od kóty Šiprúň 1460 m
20 — VF-40 — dvojsľudný granit, dol. Krivá 1 km ssz. od kóty Rumbáre 1280 m
21 — VF-42 — muskovitícko-biotitický granit, dol. Krivá 1 km s. od kóty Rumbáre 1280 m
22 — VF-43 — muskovitícko-biotitický granit, dol. Krivá 500 m vjv. od kóty Vyšná Krivá 1060 m
23 — VF-45 — muskovitícko-biotitický granit, 1 km v. od kóty Vyšná Krivá 1060 m
24 — VF-117 — muskovitícko-biotitický granit, dol. Skalné 1,5 km j. od kóty Smrekovica 1530 m
25 — VF-127 — biotitický granit, Močidlo 850 m zsz. od kóty Smrekovica 1530 m
26 — VF-167 — muskovitícko-biotitický granit, Močidlo 1 km zjz. od kóty Malá Smrekovica 1480 m
27 — VF-210 — muiskoviticko-biotitický granit, dol. Čierňavy 1,2 km ssv. od kóty Perušín 1280 m
28 — VF-223 — dvojsľudný gronodiorit, dol. Javoriská 1,5 km jz. od osady Podsuchá
29 — VF-271 — dvojsľudný granodiorit, Jánošíkova kolkáreň 600 m s. od kóty Smrekovica 1530 m
30 — VF-298 — dvojsľudný granodiorit, dol. Vyšné Matejkovo 500 m z. od osady Podsuchá
31 — VF-44 — dvojsľudný granit, 500 m v. od kóty Vyšná Krivá 1060 m
32 — VF-151 — biotiticko-muskovitický granit, Vyšná Matejkova dol. 1,6 km sz. od kóty Smrekovica 1530 m
33 — VF-197 — muskovitický granit, dol. Krivá 750 m jz. od kóty Vyšná Krivá 1060 m
34 — VF-208 — dvojsľudný granit, Bučariská 900 m s. od kóty Perušín 1280 m
35 — VF-249 — biotiticko-muskovitický granit, Vyšná Matejkova dol. 600 m z. od osady Podsuchá

Literatúra

Ayrton, St. 1988: The zonation of granitic plutons: the „failed ring-dyke" hypothesis. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 68, 1, Zürich, 1—19.

Cambel, B.—Martiny, E.—Pitoňák, P. 1983: Alkalies in the granitoids of the West Carpathians. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 1, Bratislava, 15—45.

Clarke, D. B. 1981a: Peraluminous granites. — Canad. Mineralogist, 19, 1, Ottawa, 1—2.

CLARKE, D. B. 1981b: The mineralogy of peraluminous granites: a review. — Canad. Mineralogist, 19, 1, Ottawa, 3—17.

CLEMENS, J. D.—WALL, V. J. 1981: Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. — Canad. Mineralogist, 19, 1, Ottawa, 111—131.

CHAPPELL, B. W.—WHITE, A. J. R. 1974: Two contrasting granite types. Pacif. Geol., 8, Tokyo, 173—174.

IUGS subcommision on the Systematics of Igneous Rocks, 1973: Classification and nomenclature of plutonic rocks. — Geol. Rdsch., 63, Stuttgart, 773—785.

JACKO, S.—PETRÍK, I. 1987: Petrology of the Čierna Hora Mts. granitoid rocks. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 5, Bratislava, 515—544.

JOHANNES, W. 1985: The significance of experimental studies for the formation of migmatites. — In: Ashworth, J. 1985: Migmatites. Blackie, Glasgow and London, 335.

KOVÁČIK, M. 1985: Petrologicko-geochemická charakteristika horninových typov vo vybranom území tatridného kryštalinika Nízkych Tatier. — Manuskript — Katedra geochémie PF UK, Bratislava, 83.

KUBÍNY, D. 1958: Kryštalinikum Veľkej Fatry. — Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 11.

MACEK, J.—KAMENICKÝ, L.—KRIŠTÍN, J. 1987: Novšie poznatky z mineralógie a geochémie granitoidov Veľkej Fatry. — Miner. slov., 19, 4, Bratislava, 325—337.

MATĚJKA, A. 1931: Geologie de la vallée de la Revúca. Knih. Stát. geol. úst. Čs. Republ., 13 A, Praha, 263—288.

MEHNERT, K. R. 1987: The granitization problem — revisited. — Fortschr. Mineral., 65, Stuttgart, 285—306.

MIELKE, P. — WINKLER, H. G. F. 1979: Eine bessere Berechnung der Mesonorm für granitische Gesteine. — Neu. Jb. Mineral., Mh., 10, Stuttgart, 471—480.

PETRÍK, I. 1982: Biotites of the West Carpathian granitoid rocks: a survey. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 5, Bratislava, 631—633.

PETRO, W. L.—VOGEL, T. A.—WILBAND, J. T. 1979: Major element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries. — Chem. Geol., 26, Amsterdam, 217—235.

PITCHER, W. S. 1987: Granites and yet more granites forty years on. — Geol. Rdsch., 76, 1, Stuttgart, 51—79.

VILINOVIČ, V.—PETRÍK, I. 1984: Petrogenetické modelovanie diferenciácie granitoidných magiem: kumulátový charakter modranských granitoidov. — Acta Montana, 68, Praha, 205—224.

WHITE, A. J. R.—CHAPPELL, B. W. 1977: Ultrametamorphism and granitoid genesis. — Tectonophysics, 43, Amsterdam, 7—22.

WHITNEY, J. A. 1988: The origin of granite: The role and source of water in the evolution of granitic magmas. — Geol. Soc. Amer. Bull., 100, 1886—1897.

WINKLER, H. G. F. 1979: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. — 5-th edn., Springer Verl., New York — Berlin — Heidelberg, 334.

WINKLER, H. G. F.—BREITBART, R. 1978: New aspects of granitic magmas. — Neu. Jb. Mineral., Mh., 10, Stuttgart, 463—480.

WRIGHT, J. B. 1969: A simple alkalinity ratio and its application to questions of non — orogenic granite genesis. — Geol. Mag. 106, 4, London, 370—384.

MARTIN KOVÁČIK—MILAN KOHÚT

Geochemical and petrological characteristics of granitoid rocks in eastern part of Veľká Fatra Mts.

Summary

The eastern part of the Hercynian granitoid massif of the Veľká Fatra Mts consists of:

— granitoids of the Smrekovica type (biotite granodiorites — tonalites), fine-grained, and they occur in the upper levels of the intrusion,

— granitoids of the Prašivá type (biotite- and two-mica monsogranites-granodiorites) were distinguished on the basis of 1—2 cm thick porphyric phenocrysts of the pink K-feldspar,

— granitoids of the leucocrate type (most acid varieties with high percentage of muscovite) represent the final derivation of magmatic differentiation and they also result from metasomatic influence (frequently associated with tectonodeformation) upon formerly crystallized granitoids.

Our results show that most rocks examined have a peraluminous character, and Smrekovica granitoids occur partly in the metaluminous domain (owing to more abundant apatite or epidotite, formed to the disadvantage of hypothetical hornblende.) The Smrekovica (most basic) type is the oldest one. The granitoid rock complex shows a close relation to the calc-alkaline series, whereas the leucocrate type shows alkaline trend. The increasing SiO_2 is associated with the increasing K_2O content, the A/CNK content and with a greater dispersion of practically all rock-forming oxides. The increasing SiO_2 is associated with decreasing CaO, MgO, TiO_2, P_2O_5, Fe_2O_{3tot}, a. o. These trends are also supported by crystallization in the system An-Ab-Or-Qz-H_2O (P_{H_2O} = 500 MPa). The basic Smrekovica granitoids crystallize deeper in the field of the primary crystallization of plagioclase than the acid granites of the Prašivá type. They reached earlier the cotectic surface of the simultaneous crystallization of plagioclase and quartz or plagioclase, or of plagioclase, quartz and K-feldspar. The Smrekovica tonalite — the most basic member of the intrusion according to the system Ab-An-Qz-H_2O crystallized most likely at the temperature of 690 °C—700 °C. The crystallization commenced at the temperature by at least 70 °C higher. Basing on changing composition of plagioclase (we have distinguished three generations), biotite, their mutual intergrowth, application of granite system and geochemical relations we ascribe the magmatic origin to all rock-forming minerals. We accept the opinion about the Smrekovica and Prašivá types having developed in a common magmatic process (in contrast to the idea of their origin from separate intrusions). Relations between the major elements, and petrological regularities of the evolution are indicative of continual transitions between separate types of granitoids, and evidence the common differentiation process (Fig. 2—7). But the relatively balanced trends — need not mean that the source character and the history of pluton is simple.

The eastern part of crystalline complexes of the Veľká Fatra Mts. separated by the Lubochňa fault represents the relics of the best preserved Hercynian plutonic structure. On the periphery the tonalites — granodiorites of the Smrekovica type are predominant, whereas towards the centre the porphyric coarser-grained granites — granodiorites prevail. Generally, the massif is poor in enclaves, but the scarce gneiss blocks (with quartz, plagioclase, biotite are prevalent in their composition; muscovite, garnet, cordierite, sillimanite are less frequent), are distributed in more basic marginal facies. So far no basic enclaves, indicative of the mixing of upper mantle basic and crustal acid magmas have been found. This, however, does not exclude the mixing of magmas, for the magmatic chamber might get homogenized in depth. Some geochemical phenomena are striking — mixed I/S typology; metaluminous and subaluminous character of basic Smrekovica granitoids forming a more-or-less limited group of positional points (e. g. QAP, Q′ — Anor, AFM) or a comparatively even course of $D/_{TT}$.

As the indirect proof of the activity of subcrustal magmatism an example from the adjacent, perhaps genetically related Low-Tatran pluton may be quoted. Northwest of B. M. Bôr (1887.0) there is a hornblende diorite body, distinctly separated from the surroundings. The rock contains in quartz and in plagioclase — plentiful needle-shaped (to 1 mm long) apatite and shows geochemical affinity to basics of the tholeiitic type. On the basis of the existing data the rock may be regarded as the basic mantle magma penetrating the anatectic zone. There is another alternative of the formation of the east-Fatran granitoids, namely the existence of the original "average granodiorite" magma from which the more basic tonalitic and the more acid granite magmas were separated by differentiation. Neither this way does exclude the mixing of magmas, because it is hardly possible to imagine a circulating melt with the temperature of at

least 800 °C without any heat contribution from the mantle. Because of the absence of direct proofs the question concerning magmatic sources remains unanswered.

Without respect to origin and mechanism of the generation of magma we offer another idea of crystallization on the basis of our study in the eastern part of pluton, in the Veľká Fatra Mts. Magma of granitoid composition is intruding into higher levels of the continental crust, the temperature may be by 200—300 °C higher than the solidus temperature of the rock (JOHANNES 1985, WHITNEY 1988). The convection flow (thermal and material) in magma (AYRTON 1988) serves as a "drive" for the intrusion and the commencing differentiation.

Reaching a certain crustal level the marginal facies of the ascending magma are cooled approximately to 800 °C (?), the Smrekovica tonalite crystallization commences. Its fine-grained structure and the presence of non-melted gneiss enclaves (stopping effects?) are indicative of a comparatively rapid cooling mostly due to the heat dispersion among the wall rocks. The rapid cooling is also due to the enrichment of magma with water from contact metamorphosed (partly melted) metasedimentary relics on the peripheries of the stabilizing pluton. The significant role of the convection flow (perhaps also the higher magma pressure) may be evidenced by frequent oriented varieties, schliers a.o. in tonalites. During the early crystallization mainly CaO, MgO, Al_2O_3 a.o. dominate in the material composition, whereas the lithophilous elements get prevalent in the later crystallization. This segregation of the formerly presumed more-or-less homogeneous melt is likely taking place during the convection flow controlling the distribution of the corespondind elements into marginal colder zones of the pluton. The crystallization of basic plagioclase cores (plg I), partly of biotite and of abundant accessoric minerals during the ascend in deeper parts of the magma chamber cannot be ruled out. The crystallization of basic margin in associated with a more intensive acidification of magma, and weakened convection flow is associated with the gradual temperature decrease. Oriented structures are scarce in more acid granitoids and the temperature decrease gradient is lower. It can be also evidenced by coarse-grained structures. The oldest idiomorphic (significant exsolution pertitization), interstitial and also porphyric K-feldspars are ascribed the magmatic origin. The crystallization diapason of the porphyric K-feldspar is quite long — from the poikilitic character to the terminal corrosion indications (strong albitization, locally associated with myrmekitization — to the disadvantage of older plagioclasses).

The formation of late-magmatic derivations (mainly the leucocrate type) is controlled by local conditions (favourable material composition, non-crystallized areas in the cooling magma, zones of increased heat flow, syn-and late-orogenic deformation a. o.) more than by global thermal-material convection circulation whose dynamics is fading out. So in respect of the entire plutonic structure the distribution of most acid members is more random than in the case of basic, relatively oldest granitoids. Intrusions of final acid differential dikes into almost cooled basic margin frequently disturb the primary stratification of the pluton. The influence of the migrating residual melt, often in association with tectonodeformation, results in a shift towards the leucocrate type, geochemically tending towards the peraluminous S-type or towards the alkaline series.

Explanation of figures

Fig. 1 Position and nomenclature of studied granitoids in classification diagram QAP (according to subcommission of IUGS 1973). Marking of fields: aG — alkaline granite, sG — syenogranite, mG — monsogranite, GP — granodiorite, T — tonalite. Denomination of rocks: Smrekovica type: 1 — tonalite, 2 — granodiorite; Prašivá type: 3 — granodiorite, 4 — monzogranite; Ľubochňa type: 5 granodiorite, 6 — monzogranite.

Fig. 2 Variation diagram showing advancing differentiation with increasing SiO_2. For symbols see Fig. 1.

Fig. 3 Diagram Na_2O vs K_2O shows prevalence of Na_2O-type of granitoids and indicates negative correlation of both oxides.

Fig. 4 Cut of triangle AFM, where $A = Na_20 + K_2O$, $F = FeO + Fe_2O_3$, $M = MgO$. Diagram shows narrow composition range of granitoids in eastern part of Veľká Fatra Mts. For symbols see Fig. 1.

Fig. 5 Wright (1969) diagram indicates assignment of rocks to calc-alkaline series. In final stages tending to alkaline area is seen with increasing SiO_2. For symbols see Fig. 1.

Fig. 6 A/CNK represents the ratio $Al_2O_3/CaO + K_2O + Na_2O$ calculated in molar values. CHAPPELL-WHITE (1974) delimitated value A/CNK = 1.1 to distinguish I.-type and S-type of granitoids. Value 1 represents boundary between peraluminous and metaluminous areas (SHAND 1927 in CLARKE 1981). For symbols see Fig. 1.

Fig. 7 Planar picture of experimental granite system An-Ab-Qz-Or-H_2O at $P_{H_2O} = 500$ MPa according to WINKLER-BREITBART (1978). For details see text. For symbols see Fig. 1.

Table 1 Complete silicate analyses of rocks according to types. Analysed in GÚDŠ laboratory by Lešták, Ďuriš, Letková. Bottom part of table contains modal analyses of studied rocks.

Geologické práce, Správy 92, str. 89—100, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1991

JÁN TURAN—LÍDIA TURANOVÁ—OTTO STETTNER

Charakteristika uhličitanovej mineralizácie v oblasti Sloviniek

8 obr., anglické resumé

Abstract: Carbonates in the Slovinky deposit are mostly represented by Mg-siderite, Fe-dolomite, ankerite and calcite. They form separate carbonate assemblages: 1. siderite-Fe-dolomite (ankerite) assemblage, 2. calcite-dolomite (Fe-dolomite) assemblage. The predominant siderite-Fe-dolomite (ankerite) assemblage is also present in vein structures and wall rock. Occurrences of the calcite-dolomite (Fe-dolomite) assemblage or calcite are associated only with metabasites. The authors present detailed characteristics of carbonates of vein structures (mainly siderite) and dispersed carbonates outcropping in wall-rock.

Vlastné slovinské ložisko so skupinou žíl Hrubá, Gelnická, S-žila, Blauhalde, Kremitá, Podložná, Strieborná atď. leží v slovinsko-gelnickom rudnom poli, ktoré patrí východnej časti spišského rudného rajónu v Spišsko-gemerskom rudohorí (HUDÁČEK 1972). Severne od žíl slovinského ložiska sú vyvinuté žily klippbergsko-žakarovského a záhurského žilníka (obr. 1).

Všetky žily slovinského ložiska sú pravé, vyvinuté v horninách gelnickej skupiny, najmä na rozhraní porfýroidov a rôznych typov fylitov až bridlíc. Ich mocnosť dosahuje v priemere 2 až 4,5 m. Hlavnú žilnú výplň tvorí kremeň, spravidla horečnatý siderit a Fe-dolomit, v ktorých vystupujú sírniky, predovšetkým chalkopyrit, pyrit, vzácnejšie sfalerit, arzenopyrit, galenit, tetraedrit, bornit, jamesonit atď., tvoriace drobné žilôčky, závalky a impregnácie.

Cieľom vlastného výskumu bolo charakterizovať hlavné typy uhličitanov v danej oblasti, predložiť celkový obraz o ich rozšírení, formách vystupovania, chemickom zložení, koncentrácii a distribúcii prvkov, z ktorých sú zložené, stanoviť ich charakteristické asociácie, príp. zonalitu.

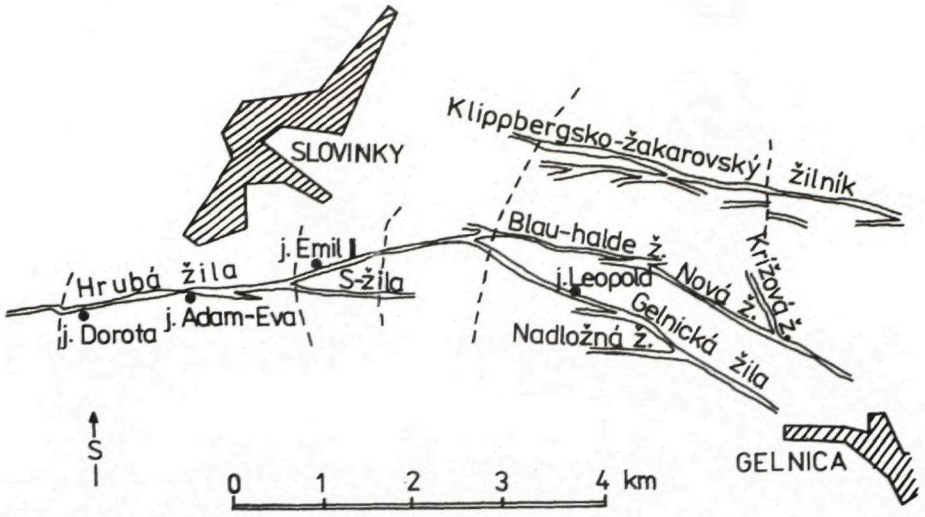
Odber vzoriek a metodika výskumu

Pri štúdiu uhličitanov sme analyzovali cca 220 vzoriek, ktoré boli odobrané bodove tak, aby vertikálne a horizontálne pokryli všetky dostupné časti ložiska. Na porovnanie sme odobrali tiež vzorky z háld v doline Záhura a zo žíl klippbergsko-žakarovského žilníka.

Vzorky uhličitanov sme separovali plavením vo vode a ťažkých kvapalinách (methylénjodide, príp. zmes methylénjodidu a bromoformu).

Uhličitany sme analyzovali predovšetkým manometrickou metódou, niektoré tiež klasickou chemickou analýzou, derivatograficky, príp. tiež röntgenograficky. Obsah stopových prvkov sa sledoval pomocou spektrochemickej analýzy. Distribúciu prvkov sme skúmali pomocou mikroanalyzátora Edax PV 9100 a elektrónovým rastrovacím mikroskopom JSM-840. Mernú hmotnosť uhličitanov sme stanovili pyknometricky a mernú magnetickú susceptibilitu na prístroji KLY-2.

Doc. RNDr. J. TURAN, CSc., RNDr. L. TURANOVÁ, CSc., Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava. O. STETTNER, Železorudné bane, š.p. 052 40 Spišská Nová Ves, závod Slovinky.



Obr. 1 Schematické zobrazenie žilných štruktúr v slovinsko-gelnickom rudnom poli, podľa HUDÁČKA 1972.

Uhličitany, ich rozšírenie a asociácie

Uhličitany patria k najrozšírenejším minerálom slovinského ložiska. Sú viazané predovšetkým v žilných štruktúrach, ale vyskytujú sa aj roztýlene v okolných horninách.

Z kvalitatívneho hľadiska sú uhličitany zastúpené hlavne horečnatým sideritom, Fe-dolomitom, ankeritom a kalcitom. V ložisku sme zistili aj sekundárne uhličitany — aragonit, azurit a malachit.

Uhličitanové minerály tvoria samostatne vystupujúce asociácie: 1. sideritovo-Fe-dolomitovú (ankeritovú), 2. kalcitovo-dolomitovú (Fe-dolomitovú). Ich zastúpenie v žilných štruktúrach a okolných horninách sa líši. Prevládajúca sideritovo-Fe-dolomitová (ankeritová) asociácia je zastúpená aj v žilných štruktúrach, aj okolných horninách. Výskyt kalcitovo-dolomitovej (Fe-dolomitovej) asociácie, príp. kalcitu je obmedzený výlučne na metabázity.

A Uhličitany žilných štruktúr

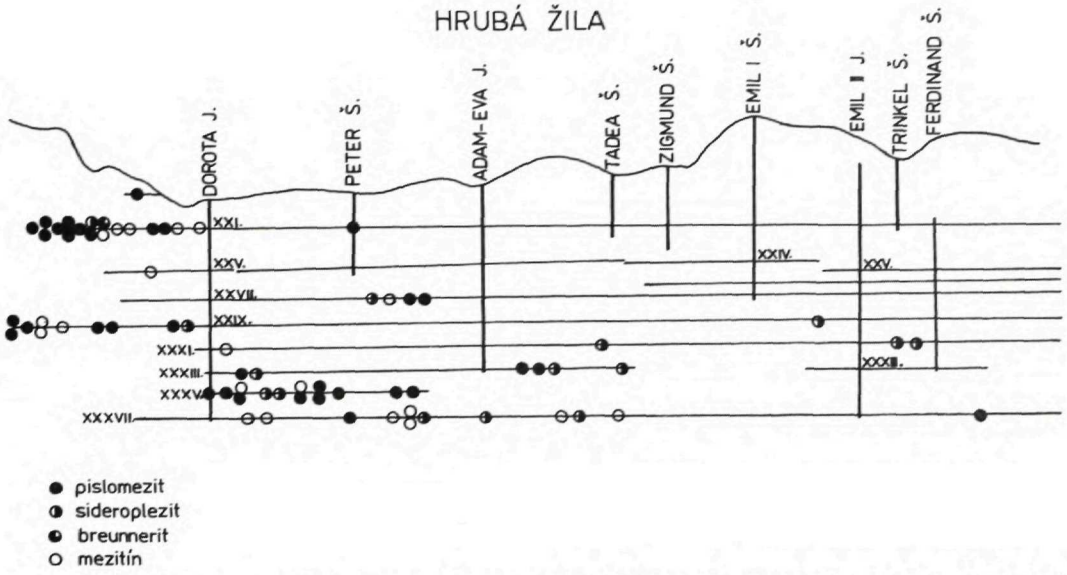
V žilných štruktúrach prevláda spravidla siderit, Fe-dolomit (ankerit) je zastúpený zriedkavejšie. Uhličitany sú stredno až hrubozrnné. Siderit často intímne prerastá Fe-dolomitom. V nerozpustných zvyškoch uhličitanov sa vyskytoval turmalín, zirkón, Ti-minerály, zriedkavejšie i apatit a ružový baryt s drobnými šupinkami hematitu.

Siderit — $(Fe, Mg)CO_3$

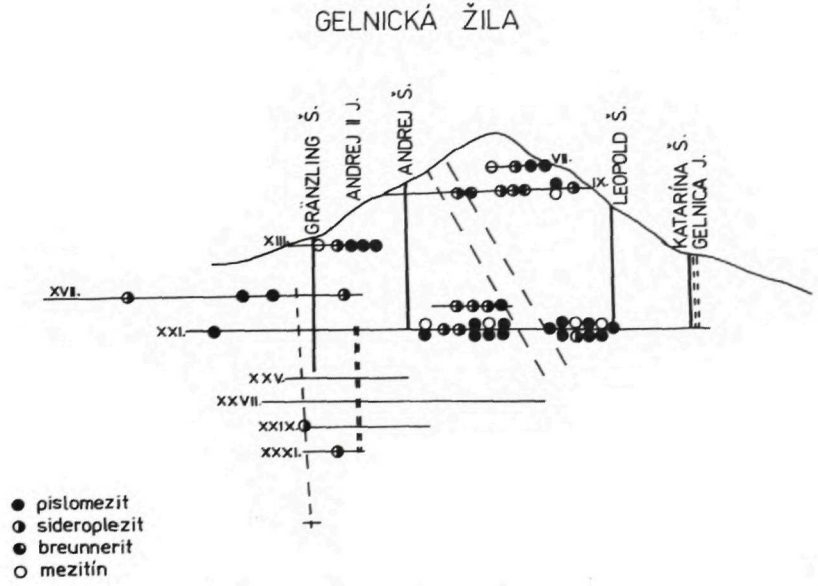
Siderit, najhojnejšie zastúpený uhličitanový minerál, je hlavným produktom tzv. sideritovej etapy vývoja slovinských žíl v zmysle REGÁSKA (1967), ŽIŽLAVSKÉHO (1968) i ANTALA (1987).

Z mineralogického hľadiska ide najčastejšie o pistomezit, menej často sideroplezit a mezitín, ojedinele až o breunnerit v zmysle klasifikácie WINCHELA—WINCHELLA (1951). Obsah horčíka dosahuje v niektorých prípadoch viac ako 50 % $MgCO_3$, bežne sa pohybuje v rozmedzí 30 až 40 % $MgCO_3$. Priestorové rozloženie jednotlivých členov izomorfného radu siderit — magnezit vidieť na obr. 2 a 3.

Obsah MgO v siderite slovinských žíl sa pohyboval v širokom rozmedzí od 5,52 do 33,89 %, obsah FeO bol adekvátny obsahu MgO. Priemerný obsah FeO a MgO v slovinskom siderite a siderite jednotlivých slovinských žíl, ako aj porovnávaných oblastí uvádzame v tab. 1.



Obr. 2 Pozdĺžny vertikálny rez s rozmiestnením izomorfných členov radu magnezit — siderit v Hrubej žile, podľa TURANOVEJ—TURANA.



Obr. 3 Pozdĺžny vertikálny rez s rozmiestnením izomorfných členov radu magnezit — siderit, v Gelnickej žile podľa TURANOVEJ—TURANA.

Priemerné chemické a minerálne zloženie sideritu

Tab. 1

Oblasť	n	MgO %	FeO %	CO_2 %	(Fe, Mg) CO_3 %	NZ %
Slovinky	134	16,08	41,08	42,78	96,80	3,29
Hrubá žila	81	17,22	39,59	43,11	96,99	3,11
Gelnická žila	53	14,35	43,37	42,28	96,52	3,56
Záhura	8	9,38	49,76	40,78	96,59	3,41
Klippbergsko-žakarovské žily	5	4,56	57,37	38,63	98,41	1,59
Rudňany+	48	4,88	53,87	37,94		

Zložky MgO, FeO, CO_2 sú prepočítané na 100 % uhličitan, hmot. % je vypočítané z manometrickej analýzy.
+ Údaje sú prevzaté z práce VARČEKA (1985).
n = počet údajov, NZ = nerozpustný zvyšok
Analyzoval: Doc. RNDr. Ján TURAN, CSc. s kolektívom, Geologický ústav PFUK Bratislava, manometrickou metódou.

Vertikálna zonálnosť, t. j. pribúdanie obsahu Mg v siderite smerom do hĺbky, nebola preukázaná ani na slovinskej Hrubej, ani Gelnickej žile (tab. 2). Rovnako vzorky odobrané z vrtu SH-3, ktorým sa sledovalo hĺbkové pokračovanie ložiska cca 150 m pod úroveň 37. obzoru, nemali zvýšený obsah MgO, dokonca nedosiahli ani priemerný obsah MgO slovinského ložiska.

Ukazuje sa však, že smerom k východu od jamy Dorotea k jame Leopold ubúda v siderite Mg a naopak, zvyšuje sa obsah Fe a Mn. Treba však zdôrazniť, že i vo východnej časti ložiska v siderite z Gelnickej žily sa vyskytuje siderit s vysokým obsahom MgO, lokálne dosahuje až 29,47 %, z čoho vyplýva, že ani horizontálnu zonálnosť nemožno jednoznačne potvrdiť.

Na druhej strane zastúpenie Fe a Mg v siderite sa často z miesta na miesto veľmi výrazne mení. Zistili sme dosť podstatné zmeny v zložení sideritu vzoriek, odobraných nielen bezprostredne vedľa seba, ale aj v rámci jednej vzorky. Zmeny v horečnatosti sideritu na malé vzdialenosti, v milimetrových i menších rozmeroch, dokumentujeme na fotografiách (obr. 4). Študovaný siderit je zonálny, do značnej miery heterogénny, s meniacim sa obsahom horčíka v jednotlivých zónach od 12,10 do 19,40 %, t. j. až o 60 % (tab. 3). Širokú variabilitu obsahu FeO a MgO v siderite potvrdili aj chemické analýzy, ktorých prepočty sme znázornili v diagrame $FeCO_3$-$MgCO_3$-$CaCO_3$ (obr. 5), i také vlastnosti, ako je merná hmotnosť a merná magnetická susceptibilita, ktoré sú determinované práve chemickým zložením (tab. 4). Na rtg-difraktogramoch sa izomorfná zámena železa horčíkom v siderite prejavila posunom hlavnej línie k nižším hodnotám, od 0,278 po 0,275 nm.

Zvláštnosti zloženia slovinského sideritu sa prejavia, aj keď nie tak výrazne, pri niektorých ďalších prvkoch. Je pomerne chudobný na izomorfné prvky. Okrem Mg sú považované za bežné tiež Mn, Ni a do určitej miery aj Ca. Zo stopových prvkov zaujímavejší obsah má iba Ni a Co, ktorý sa jednak podstatne líši od obsahu týchto prvkov v siderite z iných ložísk, jednak navzájom dobre korelujú (tab. 5).

Variabilita chemického zloženia slovinského sideritu môže mať rôzne príčiny. REGÁSEK (1967) vysvetľuje zmeny v zložení sideritu prítomnosťou prímesí makroskopicky nepozorovateľného dolomitu. I keď je pravda, že napriek starostlivej separácii sa môže dostať menšie množstvo dolomitu do separovaného sideritu, v žiadnom prípade to nemôže mať podstatný vplyv na zvýšenie obsahu Mg. Chemickou i manometrickou analýzou jednak nemožno postrehnúť len veľmi nízky obsah dolomitu v siderite (pod 1 %), ktorý by mohol ovplyvniť analýzu iba nepodstatne, jednak prítomnosť dolomitu má práve opačný dopad ako predpokladá REGÁSEK (1967), nakoľko vysokohorečnatý siderit zo Sloviniek má často vyšší obsah MgO, príp. i CO_2 ako dolomit.

VARČEK (1973, 1985) v súlade s experimen-

Priemerný obsah FeO, MgO a CO_2 v siderite z jednotlivých horizontov Hrubej a Gelnickej žily

Tab. 2

Horizont	n	FeO^+	MgO^+	CO_2
Hrubá žila				
17	8	44,46	13,54	41,90
21	22	37,41	18,70	43,62
25	1	35,89	20,14	43,97
27	1	47,98	10,82	41,20
29	17	40,03	16,95	43,02
31	2	49,75	9,46	40,80
33	9	41,28	15,96	42,73
35	13	39,31	17,51	43,18
37	8	35,18	20,70	44,13
−150	5	46,11	12,26	41,63
Gelnická žila				
7	5	44,83	13,13	41,89
9	6	39,27	17,54	43,19
13	9	45,22	12,94	41,83
17	5	47,35	11,31	41,34
19	4	48,62	10,33	41,05
21	23	41,26	15,98	42,81
31	2	49,48	9,68	40,86

Obsah FeO^+, MgO^+ a CO_2 uvedený v hmot. %, prepočítaný na 100 %, n = počet údajov
−150 — vzorky boli odobrané z vrtu cca 150 m pod úrovňou 37. horizontu.

Obsah MgO, FeO, MnO a CaO v jednotlivých zónach siderítu vzorky S-23/84

Tab. 3

	MgO		FeO		MnO		CaO	
	stan.	vyp.	stan.	vyp.	stan.	vyp.	stan.	vyp.
1	30,33	17,25	65,87	37,46	3,47	1,97	0,33	0,19
2	34,54	19,40	63,20	34,93	3,03	1,70	0,22	0,12
3	20,73	12,10	75,28	43,39	3,46	2,02	0,53	0,31
4	31,82	18,01	64,73	36,66	3,63	1,72	0,41	0,23
5	31,83	18,02	64,49	36,60	3,32	1,88	0,41	0,23
6	32,66	18,46	63,54	35,91	3,53	1,99	0,27	0,15
7	26,04	14,98	70,19	40,39	3,46	1,97	0,31	0,18
8	33,86	19,08	62,73	35,34	3,06	1,72	0,34	0,18
9	31,67	17,93	66,12	36,30	3,10	1,75	1,11	0,63
10	34,25	19,23	59,70	33,52	3,42	1,92	2,62	1,47

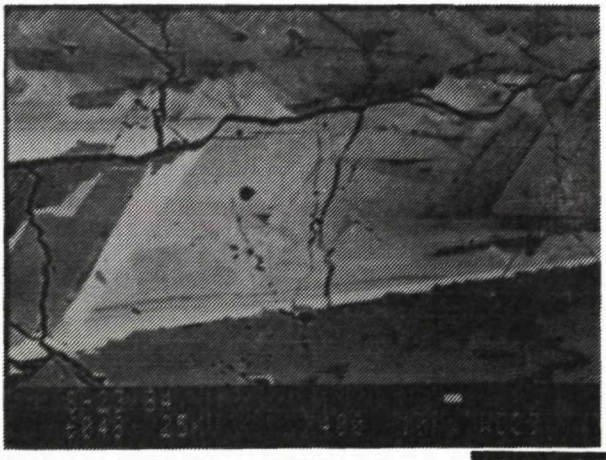
Analyzoval: RNDr. J. Krištín, CSc., Geologický ústav DŠ, Bratislava, pomocou mikroanalyzátora Edax PV 9100.

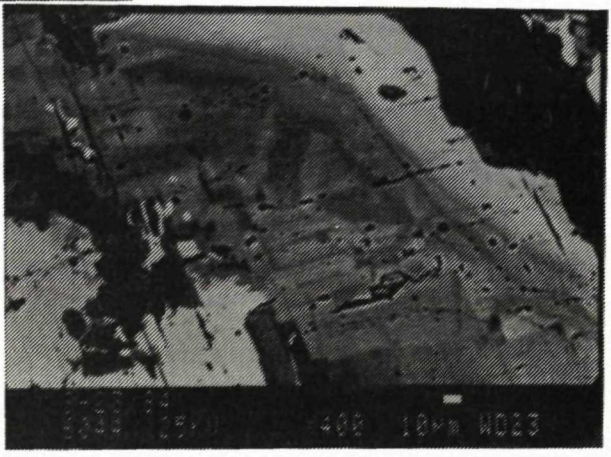
tálnymi výsledkami JOHANNESA (1970) predpokladá, že jedným z hlavných dôvodov rozdielneho obsahu Mg v siderite z rôznych ložísk Spišsko-gemerského rudohoria sú rozdielne termálne podmienky vzniku, adekvátne zodpovedajúce rôznym hĺbkam vzniku. Disproporciu medzi lokalizáciou slovinského ložiska na periférii Spišsko-gemerského rudohoria a vysokým obsahom Mg v siderite vysvetľuje hlbším erozívnym zrezom ložiska ako centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Takéto zdôvodnenie by bolo prijateľné, keby sa chemické zloženie sideritu, jednak v samotných žilách na malé vzdialenosti, jednak v priestorovo blízkych žilných ťahoch, klippbergsko-žakarovskom a záhurskom, tak veľmi nelíšilo.

IVAN et al. (1987) považuje vysokohorečnatý siderit za samostatnú mineralizačnú periódu a hľadá zdôvodnenie v tektonickej pozícii, a teda sprostredkovane aj v charaktere okolného prostredia. Určitý vzťah medzi zrudnením a okolnými horninami pozoroval už ŽIŽLAVSKÝ (1968), ale nevylúčil ani vplyv primárnych vertikálnych rozdielov v charaktere mineralizácie.

V rámci nášho výskumu sme sledovali závislosť charakteru sideritovej mineralizácie v jednotlivých typoch hornín v ložisku. Musíme však konštatovať, že vymedzenie hornín v oblasti Sloviniek nie je doteraz bez problémov. Detailná charakteristika jednotlivých hornín nie je zodpovedne určená.

V podstate možno konštatovať, že existuje





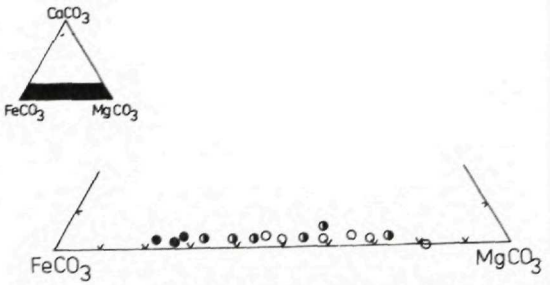
Obr. 4 Zonálny siderit, vzorka S-23/84. Kompozícia v rastrovacom elektrónovom mikroskope. Foto: Dr: F. Caňo, GÚDŠ Bratislava.

určitá, i keď nie jednoznačná, závislosť medzi chemickým zložením sideritu a horninovým prostredím, v ktorom sa siderit nachádza. Výsledky výskumu orientačne ukázali, že siderit s najvyšším obsahom Mg sa vyskytuje v žilách, v nadloží ktorých sa vyskytujú kremence a v podloží porfyroid. Naopak, najnižší obsah Mg sme zistili v siderite zo žíl, v nadloží a podloží ktorých vystupujú fylity a čierne bridlice.

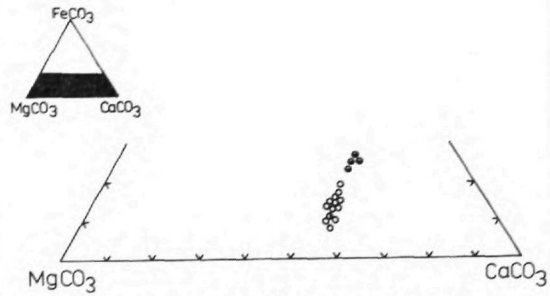
Zaujímavý je vzťah sideritovej mineralizácie k metabázikám. Ukazuje sa, že metabáziká obsahujú výlučne kalcitovo-dolomitovú (Fe-dolomitovú) uhličitanovú asociáciu.

Pri podrobnom štúdiu sideritu tejto oblasti sa zistilo, že vplyv na jeho chemické zloženie má spôsob jeho vystupovania. V prípade, ak sa siderit koncentruje v mocnejších žilných štruktúrach, je spravidla tmavohnedý, hrubozrnný, s relatívne nízkym obsahom MgO, v priemere okolo 10—14 %. Siderit, ktorý tvorí iba nepravidelné hniezda, príp. tenké žilky, spravidla spolu s kremeňom a Fe-dolomitom, je svetlohnedý, jemnozrnný a má podstatne vyšší obsah MgO, dosahujúci v priemere 24 %.

Domnievame sa, že pre objasnenie výraznej izomorfie Fe/Mg v siderite bude treba brať zreteľ na celý rad faktorov, z ktorých pravdepodobne najdôležitejším bude vhodné prostredie a z neho vyplývajúce podmienky (pH roztokov, pomer koncentrácií Fe a Mg, stupeň metamorfózy atď.).



Obr. 5 Diagram $FeCO_3$-$MgCO_3$-$CaCO_3$ s hodnotami prepočtu chemických analýz sideritov. Analyzoval: Ing. J. Polakovičová, CSc., Geologický ústav PFUK Bratislava, klasickou metódou.
○ Hrubá žila, ◑ Gelnická žila, ● Klippbergsko-žakarovské žily



Obr. 6 Diagram $FeCO_3$-$MgCO_3$-$CaCO_3$ s hodnotami prepočtu manometrických analýz uhličitanov radu dolomit-ankerit. Analyzoval: Doc. RNDr. J. Turan, CSc. s kolektívom, Geol. ústav PFUK Bratislava.
○ ankerit z Hrubej žily, ◑ ankerit z Gelnickej žily, ◒ ankerit zo žíl v doline Záhura.

Uhličitany izomorfného radu dolomit — ankerit

Uhličitany tohto izomorfného radu sú zastúpené v žilných štruktúrach podradnejšie ako siderit. Z mineralogického hľadiska ide spravidla o Fe-dolomit, lokálne i ankerit v zmysle Turana—Turanovej (1986). Obsah uhličitanovej zložky sa pohybuje v rozmedzí od 73,52 do 99,63 %, priemerný obsah = 92,10 %, priemerný obsah neuhličitanového podielu (NP) = 7,90 %.

Chemické zloženie Fe-dolomitu a ankeritu, resp. jeho prepočet vzoriek z oblasti Sloviniek a Záhury uvádzame v diagrame $CaCO_3$-$MgCO_3$-$FeCO_3$ (obr. 6). Rozsah a priemerný obsah jednotlivých zložiek v 17 analyzovaných vzorkách boli nasledujúce: MgO 14,30 až 18,58 %, $\bar{x}$ (priemerný obsah) = 15,32 %, FeO 4,72—15,69 %, $\bar{x}$ = 9,83 %, CaO 28,32 až 30,00 %, $\bar{x}$ = 29,18 %, CO_2 44,41—46,70 %, $\bar{x}$ = 45,65 %.

Priemerný obsah stopových prvkov uvádzame v tab. 5. Pre Fe-dolomit a ankerit je charakteristický zreteľný pokles obsahu Mn, Ni a Cu oproti siderítu a naopak, zvyšuje sa obsah Ba, Sr, Ti a V.

Vzájomná priestorová a časová spätosť Fe-dolomitu (ankeritu) a sideritu sa odráža v úmernom zastúpení hlavných katiónov v oboch mineráloch, čo znamená, že ak Fe-dolomit má nízky obsah Fe a vyšší obsah Mg, tak aj siderit má relatívne nižší obsah Fe a vyšší

Magnetická susceptibilita a merná hmotnosť sideritu — Slovinky

Tab. 4

Vzorka	Merná hmotnosť	Magn. suscept. $.10^{-6}cm^3g^{-1}$	FeO %	MgO %
S-13/84	3,220	592,15	28,40	24,30
S-20/84	3,501	1086,6	44,70	13,20
S-27/84	3,529	963,8	45,85	12,50
S-31/2/84	3,360	820,3	31,31	23,68
S-33/84	3,266	614,3	29,78	24,83
S-37/84	3,457	849,3	43,15	14,75
S-40/84	3,648	1037,0	44,91	13,09
S-44/84	3,361	777,8	36,90	19,35
S-45/84	3,389	870,9	41,98	17,94
S-46/84	3,400	881,8	40,00	17,00
S-47/84	3,471	921,1	40,10	17,00
S-50/84	3,656	1166,5	55,60	4,90
S-50/1/84	3,453	1004,0	48,10	10,65
S-53/84	3,637	1098,7	51,70	8,00
S-54/84	3,513	975,4	45,90	12,50
S-55/84	3,411	1009,8	48,20	10,40
S-57/2/84	3,675	1146,3	52,30	7,40
S-62/84	3,552	1031,8	48,65	10,30
S-63/84	3,573	1065,8	50,00	9,15

Analyzoval: merná hmotnosť RNDr. L. TURANOVÁ, CSc., Geologický ústav PFUK Bratislava, pyknometrickou metódou a magnetická susceptibilita — Ing. M. ŽABKA, Geologický ústav SAV Bratislava, pomocou KLY-2

Obsah FeO a MgO bol stanovený manometrickou metódou.

Priemerný obsah stopových prvkov v uhličitanoch — Slovinky

Tab. 5

	n	B	Ba	Co	Cr	Cu	Mn	Ni	Pb	Sr	Ti	V (ppm)
Siderit												
Slovinky	21	< 100	< 3,0	7,1	< 3,0	116,6	7407	22,2	< 10	4,5	13,6	34,4
Hrubá ž.	15	< 100	< 3,0	6,8	< 3,0	116,7	6950	21,3	< 10	4,4	14,8	33,4
Gelnická ž.	6	< 100	< 3,0	7,8	< 3,0	116,3	8550	24,5	< 10	4,7	10,6	36,8
Záhura	6	< 100	< 3,0	34,0	< 3,0	3,0	11233	224,0	< 10	5,6	182,8	141,6
Klippbergsko-žakarovské ž.	5	< 100	< 3,0	14,0	< 3,0	241,3	8575	72,0	< 10	4,2	22,8	52,6
Fe — dolomit												
Slovinky	15	< 100	18,3	10,4	7,3	48,4	5277	18,2	7,2	102,4	22,6	51,0
Kalcit												
Slovinky	5	< 100	14,3	5,6	6,0	54,5	1945	6,5	< 3,0	112,3	64,3	35,0

Analyzoval: M. VANČO, Geologický ústav PFUK, Bratislava, spektrochemickou metódou. n = počet údajov.

obsah Mg. Uvedenú skutočnosť konštatuje aj VARČEK (1985).

Uhličitany izomorfného radu dolomit — ankerit v klippbergsko-žakarovskom a záhurskom žilnom ťahu sú podstatne bohatšie na Fe. Kým v Fe-dolomite zo slovinských žíl obsah FeO sa pohybuje spravidla pod 10 %, v ankerite z oblasti Záhura neklesá obsah FeO pod 15 %.

Domnievame sa, že príčinou tohto stavu je intenzívny vplyv prostredia na rudotvorné hydrotermálne roztoky. Podobný názor na vplyv prostredia zastáva aj REGÁSEK (1967), ŽIŽLAVSKÝ (1968), ŠALAMON (1981) a IVAN et al. (1987). Istý vplyv litologického zloženia hornín na charakter zrudnenia popri termodynamických faktoroch pripúšťa i VARČEK (1985).

Izotopové zloženie uhličitanov

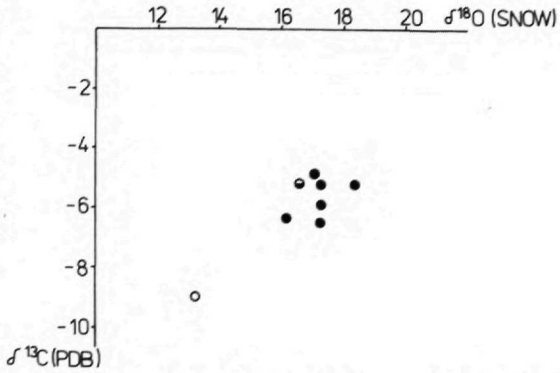
Významné údaje pre pochopenie vzniku uhličitanov môže poskytnúť analýza izotopového zloženia, výsledky ktorej uvádzame na obr. 7.

Izotopové zloženie uhlíka v študovanom súbore uhličitanov sa pohybuje v rozmedzí od −4,59 do −6,41‰, (PDB) izotopové zloženie kyslíka v rozmedzí od +13,2 do +18,4 ‰ (SMOW). Hodnoty ^{13}C v uhličitanoch majú tendenciu s rastom MgO stúpať, t. j. obohacujú sa ťažším izotopom uhlíka. Rovnaký vzťah obohatenia ťažším izotopom uhlíka so zvyšujúcim sa obsahom Mg v sideritoch a magnezitoch z oblasti Satky a Bakalu pozorovali BORŠEVSKIJ et al. (1981).

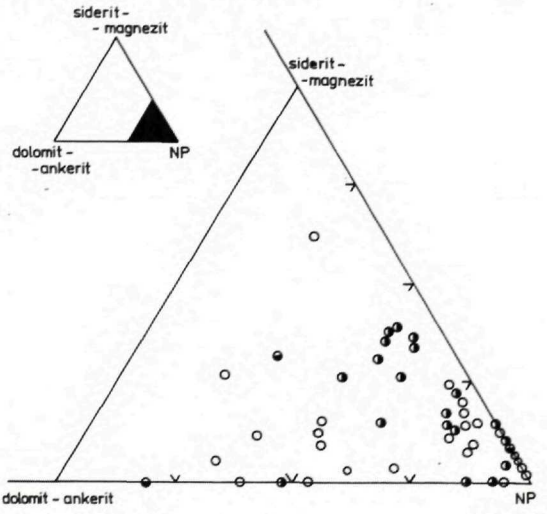
Hodnoty izotopového zloženia uhlíka v študovaných uhličitanoch poukazujú síce na hlbinný, pomerne homogénny zdroj uhlíka, ale treba mať na zreteli, že tieto hodnoty môžu byť posunuté na stranu obohatenia ľahkým izotopom uhlíka v dôsledku izotopovej zámeny pri rekryštalizácii uhličitanov. Prechod uhličitanov do hydrotermálnych roztokov a ich kryštalizácia v trhlinových zónach, zvlášť pri teplotách nad 130 °C je sprevádzané obohatením ľahkým izotopom uhlíka, nelíšiacim sa od juvenilného (GOROŠNIKOV et al. 1981).

B. Uhličitany rozptýlené v okolných horninách

Zastúpenie uhličitanov v horninách slovinsko-gelnického rudného poľa je variabilné. Uhličitany tvoria individuálne zrná alebo sa koncen-



Obr. 7 Izotopické zloženie uhličitanov z ložiska Slovinky. Analyzoval: Ing. V. ŠMEJKAL, CSc. s kolektívom, ÚÚG Praha.
● siderit, ◒ ankerit, ○ kalcit



Obr. 8 Diagram zastúpenia uhličitanov, rozptýlených v okolných horninách.
Analyzoval: Doc. RNDr. J TURAN, CSc. s kolektívom, Geologický ústav PFUK Bratislava, manometrickou metódou.

○ rozptýlené uhličitany v okolí Hrubej žily, ◑ rozptýlené uhličitany v okolí Gelnickej žily, ◒ rozptýlené uhličitany v okolí žíl v doline Záhura.

trujú v drobných žilkách. Vo všetkých typoch hornín, okrem metabázitov, sa vyskytujú uhličitany sideritovo-Fe-dolomitovej (ankeritovej) asociácie. Ich obsah v horninách sa pohybuje v rozmedzí 3—10 %. Na rozdiel od žilných štruktúr v okolných horninách sú zastúpené oba typy uhličitanov približne v rovnakom množstve. Platí to tak o frekvencii ich výskytu, ktorá dosahuje 81 % pri Fe-dolomite (ankerite) a 80 % pri siderite, ako aj o ich priemernom obsahu: 5,82 % Fe-dolomit (ankerit) a 5,95 % siderit. Minerálne zloženie uhličitanov rozptýlených v horninách uvádzame na obr. 8. Rovnaký typ uhličitanovej mineralizácie v horninách rudnianskeho rudného poľa opísali TURAN—TURANOVÁ (1985).

Chemické zloženie uhličitanov, rozptýlených v horninách slovinsko-gelnického rudného poľa, je veľmi podobné chemickému zloženiu uhličitanov v slovinských žilných štruktúrach. Toto zistenie na jednej strane nevylučuje možnosť, že uhličitany, rozptýlené v horninách, vznikli vyzrážaním z hydroterm, prenikajúcich do okolia zo žilných štruktúr, ale ani nevylučuje možnosť opačnej migrácie z okolných hornín do žíl.

V metabázitoch slovinského ložiska sa uplatňujú uhličitany kalcitovo-dolomitovej (Fe-dolomitovej) asociácie. Tvoria jednak početné, rôzne orientované, spravidla tenké, niekoľko mm až cm hrubé žilky, jednak sú rozptýlené v horninách. Výlučne kalcitové žilky sú lokalizované v tých miestach, ktoré už pred metamorfózou boli bohaté na Ca. Svedčí o tom hojné zastúpenie takých minerálov, ktoré nevyhnutne vyžadujú pre svoj vznik prostredie bohaté na Ca, napr. epidot, zoizit, tremolit-aktinolit atď.

Chemické zloženie uhličitanov v metabázitoch je dosť premenlivé. Rozsah jednotlivých zložiek a ich priemerný obsah boli nasledovné: MgO st. — 18,0 %, $\bar{x}$ (priemerný obsah) = 8,20 %, FeO st. — 11,4 %, $\bar{x}$ = 4,3 %, CaO 28,90—55,5 %, $\bar{x}$ = 40,1 %, CO_2 31,8 až 46,5 %, $\bar{x}$ = 43,0 %. Zo stopových prvkov sa v zaujímavejších koncentráciách uplatnili izomorfné prvky Mn a Sr, heterogénne sa uplatnila Cu.

Zdá sa, že kalcit možno považovať za prejav spilitizácie.

Uhličitany, rozptýlené v okolných horninách, sú všeobecne považované za produkty okolorudných premien (IVAN et al. 1987). Skutočnosť, že kvalitatívne (do určitej miery i kvantitatívne) zastúpenie uhličitanov v žilných štruktúrach sa riadi zastúpením rozptýlených uhličitanov v okolných horninách poukazuje na to, že rozptýlené uhličitany sú primárne a sú zdrojom mineralizácie pre uhličitany v žilných štruktúrach. Kvantitatívnu prevahu sideritu nad Fe-dolomitom v žilných systémoch možno vysvetliť lepšími migračnými schopnosťami Fe a jednoduchšou štruktúrou sideritu. Napokon už VARČEK (1962) upozorňuje na dôležitý vplyv prostredia, ktoré má často funkciu viac-menej významnejšieho čiastkového zdroja mineralizácie.

C. Sekundárne uhličitany

V slovinskom ložisku sme identifikovali opticky, derivatograficky a pomocou manometrickej metódy sekundárne uhličitany — malachit, azurit a aragonit.

Malachit a azurit tvoria charakteristické zelené a svetlomodré zemité povlaky na tmavohnedom siderite. Aragonit tvorí svetlé, nátekové kôry ľadvinovitého tvaru na povrchu zelenomodro zafarbené. Sekundárne uhličitany sme podrobnejšie neskúmali.

Záver

Siderit z oblasti Sloviniek sa svojím chemickým zložením výrazne líši od sideritu, pochádzajúceho z väčšiny iných sideritových ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí, najmä zvýšeným obsahom horčíka. Obsah $MgCO_3$ sa pohybuje v rozmedzí 30—40 %, v niektorých prípadoch dosahuje viac ako 50 %. Je pochopiteľné, že vysokohorečnatý siderit sa bude práve v dôsledku vysokého obsahu MgO vyznačovať celým radom zvláštností — nízkym obsahom FeO, vysokým obsahom CO_2, nižšou mernou hmotnosťou a mernou magnetickou susceptibilitou, posunom reflexov na difraktogramoch atď. Z mineralogického hľadiska ide najčastejšie o pistomezit, menej sideroplezit a mezitín, ojedinele až o breunnerit. Siderit v úzkom zmysle slova nie je zo žilných štruktúr v Slovinkách známy.

V slovinskom ložisku sme nezistili vertikálnu zonálnosť, t. j. zmeny chemického zloženia sideritu v závislosti na hĺbke. Naproti tomu možno pozorovať určitú závislosť zloženia sideritu na litologických typoch hornín, i keď nie vždy jednoznačne. Výrazné zmeny v chemickom zložení sideritu sa zistili v závislosti na jeho kvantitatívnom zastúpení v žilných štruktúrach.

Kremenno-sideritová žilovina, najmä ak siderit má vyšší obsah Mg, je spravidla bohatá na Cu-mineralizáciu. Sideritová mineralizácia môže byť indikátorom zvýšeného obsahu sulfidov. Z toho vyplýva, že v prípade, ak kremenno-sideritové žily smerom do hĺbky budú prechádzať do čisto kremenných, obsah Cu-mineralizácie sa bude pravdepodobne znižovať.

Literatúra

ANTAL, B. 1987: Výsledky a problémy mineralogicko-paragenetického výskumu slovinsko-gelnického rudného poľa. — Techn.-ekon. Sprav. ŽB, n. p. Spišská Nová Ves, 1, 33—39.

BORŠEVSKIJ, J. A.—BORISOV, S. L.—LAZUR, O. G. —MEDVEDOVSKAJA, N. I.—POPOVA, N. K.— CHODJAK, J. A. 1981: Izotopnoje ($^{18}O/^{16}O$, $^{13}C/^{12}C$) issledovanije sideritov Bakalskogo i magnezitov Satkinskogo mestorožděnij. — Zbor. Problemy osad. geol. dokum., Karbonatnoje osadkonakoplenije v dokembrii, vyp. 6, Moskva, 195—202.

GOROŠNIKOV, B. I.—KURILO, M. B.—BEREZOVSKIJ, F. I.—KOROSTYŠEVSKIJ, I. Z. 1981: Izotopnyj sostav ugleroda iz rozličnych obrazovanij Nagoľnogo krjaža i nekotoryje genetičeskije vyvody. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, serija B, Kiev, 8, 17—20.

HUDÁČEK, J. 1972: SGR — sever — VP, Cu rudy. — Manuskript, archív GP Spišská Nová Ves.

IVAN, P.—ŠMEJKAL, V.—FÖLDIOVÁ, G. 1987: Geochemický a izotopový výskum karbonátov zo slovinsko-gelnického rudného poľa — predbežné výsledky. — Techn.-ekon. Sprav. ŽB, n. p. Spišská Nová Ves, 1, 52—57.

JOHANNES, W. 1970: Zur Entstehung von Magnesitvorkommen. — Neu. Jb. Mineral. Abb., 113, Stuttgart, 3, 274—325.

REGÁSEK, F. 1967: Mineralógia, geochémia a paragenéza ložiska Slovinky v Spišsko-gemerskom rudohorí. — Geofond, Bratislava, 1—368.

ŠALAMON, M. 1981: Hĺbkové zmeny mineralizácie na ložisku Slovinky. — Manuskript, VŠT Košice, 1—68.

TURAN, J.—TURANOVÁ, L. 1985: Možnosť výskytu diagenetického sideritu v rudnianskom rudnom poli a výskyt uhličitanových konkrécií. — In: Cambel, B.—Jarkovský, J. 1985: Rudnianske rudné pole — geochemicko-metalogenetická charakteristika, Veda SAV, Bratislava, 112—129.

TURAN, J. — TURANOVÁ, L. 1986: Možnosti využitia manometrickej metódy pri štúdiu izomorfie Mg-Fe uhličitanov. — Sbor. sem. Geochemie II, Praha, 322—331.

VARČEK, C. 1962: Vývoj hydrotermálnej mineralizácie Spišsko-gemerského rudohoria v čase a priestore. — Geol. Práce, Zoš. 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 101—111.

VARČEK, C. 1973: Paragenetické a geochemické pomery ložísk SGR. — In: Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria, kniha VII, Geofond, Bratislava.

VARČEK, C. 1985: Charakteristika metalogenézy Spišsko-gemerského rudohoria a postavenie rudnianskeho rudného poľa. — In: Cambel, B.—Jarkovský, J. et al. 1985: Rudnianske rudné pole — geochemicko-metalogenetická charakteristika, Veda SAV, Bratislava, 61—77.

WINCHELL, A. N. — WINCHELL, H. 1951: Optičeskaja mineralogija. — Preklad, izd. inostr. lit., Moskva, 1—561.

ŽIŽLAVSKÝ, M. 1968: Štúdia o hĺbkovom vývoji ložiska Slovinky v závislosti na sprievodných horninách. — Manuskript, ŽB Spišská Nová Ves, 1—52.

J. TURAN—L. TURANOVÁ—O. STETTNER

Characteristics of Carbonate Mineralization in Area of Slovinky

Carbonates in the Slovinky deposit are mostly associated with vein structures but they also occur in wall rocks. From the qualitative view they are represented by Mg-siderite, Fe-dolomite, ankerite and calcite.

Carbonate minerals form separate assemblages: 1. siderite-Fe-dolomite (ankerite) and 2. calcite-dolomite (Fe-dolomite). The dominant siderite-Fe-dolomite assemblage is also present in vein structures and surrounding rocks. Occurrences of the calcite are exclusively associated with metabasites. Vein siderite from the area of Slovinky contains $MgCO_3$ ranging from 30 to 40 %, in some cases more than 50 %. From mineralogical viewpoint most frequent is pistomesite, less frequent is sideroplesite and mezitine, and occasional breunerite. Siderite in the narrow sense of word is not known from the Slovinky vein structures. Prominent changes in chemical composition of siderite are reflected in the percentage of its occurrence.

Carbonates of the isomorphic series dolomite — ankerite are less frequent in vein structures. From the view of mineralogy most frequent is Fe-dolomite, siderite is less frequent. Mutual spatial and time relations between Fe-dolomite and siderite are reflected in the proportional percentage of the main cations in both minerals. The isotopic composition values of the carbonates studied are shifted towards the enrichment with the light isotope. The enrichment may result from epigenetic changes controlled by the isotope exchange during recrystallization.

The percentage of dispersed carbonates in wall rock is variable and ranges most frequently from 3 to 10 %. The rocks of all types — except for metabasic rocks — contain carbonates of the siderite — Fe-dolomite (ankerite) assemblage. Whereas in vein structures siderite is markedly prevalent, the wall rocks contain approximately equal percentages of both types of carbonates.

Carbonates, dispersed in wall rocks, are generally regarded as the product of the wall-rock metamorphoses. The fact, that qualitative (and partly quantitative) representation of carbonates in vein structures is controlled by the percentage of dispersed carbonates in wall rock, indicates that dispersed carbonates are primary carbonates and represent the mineralization source of carbonates in vein structures.

Explanation of figures

Fig. 1 Scheme of vein structures in Slovinky — Gelnica ore field, according to Hudáček 1972.

Fig. 2 Vertical section along Hrubá žila vein, with distribution of isomorphic members of magnesite-siderite series in Hrubá žila vein. According to TURANOVÁ — TURAN.

Fig. 3 Vertical section along Gelnica vein, with distribution of isomorphic members of magnesite — siderite series in Gelnická žila vein; according to TURANOVÁ—TURAN.

Fig. 4 Zonal siderite, sample S-23/84. Composition in scanning electron microscope. Photographed by CAŇO, GÚDŠ, Bratislava.

Fig. 5 Diagram of $FeCO_3$-$MgCO_3$-$CaCO_3$ with values of recalculation of chemical analyses of siderites. Analyzed by POLAKOVIČOVÁ, GÚ PFUK, Bratislava (classical method). ○ Hrubá žila vein, ◑ Gelnická žila vein, ● Klippberg — Žakarovce vein.

Fig. 6 Diagram of $FeCO_3$-$MgCO_3$-$CaCO_3$ with values resulting from calculations of manometrical analyses of carbonates from dolomite-ankerite series. Analyzed by TURAN and coll., GÚ PFUK Bratislava.

Fig. 7 Isotopic composition of carbonates from Slovinky deposit. Analyzed by ŠMEJKAL et al., ÚÚG Praha.

Fig. 8 Diagram of percentage of carbonates dispersed in wall rock. Analyzed by TURAN et coll., GÚ PFUK Bratislava (by manometrical method).

Geologické práce, Správy 92, str. 101—105, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1991

DARINA ČABALOVÁ—FRANTIŠEK CAŇO

Štúdium diferencovanej pórovitosti skalných hornín metódou pozorovania v elektrónovom riadkovacom mikroskope

Abstract. Petrological study of unweathered rocks requires to pay much attention also to the study of the genesis, character and mainly pore size. The results of experimental-theoretical works have suggested that the content of variously large pores in rocks considerably controls their properties, especially resistance to frost. The study results of unweathered rock differentiated porosity by the method of observation in a scanning microscope are evaluated in this contribution.

Detailné štúdium pórovitosti je potrebné tak z hľadiska vysvetľovania genézy a ďalšieho formovania hornín, ako aj z hľadiska štúdia vlastností, a tým i možnosti ich využívania v technickej praxi.

Na základe doterajšieho rozsiahleho štúdia skalných hornín možno konštatovať, že rozpätie ich pórovitosti je značné. Pórovitosť v súlade so zásadami formovania vlastností hornín môže byť zapríčinená v hlavnej miere:

— pôvodom, genézou horniny (syngenetická pórovitosť),

— charakterom procesov, ktorým podľahla hornina po jej vzniku (epigenetická pórovitosť).

Pôvod horniny, jej genéza, predurčuje vznik syngenetickej pórovitosti, ktorá sa formuje zároveň so vznikom horniny. Napr. pri vzniku magmatických — sopečných hornín je daná možnosť vzniku pomerne vysokej pórovitosti v dôsledku možnosti úniku plynov a pár z lávy, ako je to u ryolitov, andezitov, niektorých typov čadičov a pod.

Procesy, ktoré formujú horniny už po ich vzniku, podmieňujú epigenetickú pórovitosť. Táto môže byť zapríčinená diagenézou, zvetrávacím procesom, rôznymi druhmi premien, tektonickým porušením a pod. Vznik epigenetickej pórovitosti môže spôsobiť tak zvýšenie pôvodnej syngenetickej pórovitosti (napr. rozkladom niektorých horninotvorných minerálov pri zvetrávaní), ako aj zníženie pôvodnej hodnoty syngenetickej pórovitosti (napr. rekryštalizáciou niektorých horninotvorných elementov pri diagenéze).

Pórovitosť odráža fyzikálny stav horniny a závisí od objemu pórov v jej jednotkovom objeme. Pórovitosť podmieňuje hutnosť hornín, ich pevnostné a deformačné vlastnosti, nasiakavosť, mrazuvzdornosť, odolnosť voči zvetrávaniu, seizmickú stálosť, priepustnosť a ďalšie vlastnosti, dôležité pre kvalitatívne hodnotenie hornín. Dôkladná znalosť charakteru pórovitosti má pre správnu interpretáciu inžinierskogeologických charakteristík skalných hornín, ako i pre hodnotenie možností ich využívania v stavebnej praxi v niektorých prípadoch, prvoradý význam.

Dlhoročné skúsenosti s využívaním rôznych skalných hornín v technickej praxi potvrdili, že nemôžeme posudzovať kvalitu horniny na základe celkového percenta pórovitosti. Číselný údaj zistenej celkovej pórovitosti (%) horniny nedáva ešte predpoklad k záverom o intenzite negatívneho vplyvu pri skúšaní vlastností hor-

Doc. RNDr. Darina Čabalová, CSc., Katedra geotechniky SvF STU, Radlinského 11, 81368 Bratislava.
RNDr. František Caňo, GÚDŠ, Mlynská dolina 1, 81704 Bratislava.

nín v styku s vodou, ako i jej odolnosti voči zvetrávaniu. U skalných magmatických a metamorfovaných hornín s pevnými kryštalickými väzbami rozhodujú o veľkosti negatívneho vplyvu pórovitosti na ďalšie vlastnosti týchto hornín do značnej miery rozmery a charakter pórov. U skalných spevnených sedimentárnych hornín s cementačnými väzbami môže byť pôsobenie pórovitosti na ďalšie vlastnosti ovplyvnené charakterom tmelu. Pri štúdiu intenzity negatívneho vplyvu pórovitosti na vlastnosti hornín má podstatný vplyv štúdium diferencovanej pórovitosti, t. j. stanovenie objemu pórov rôznych rozmerov. Stanovenie diferencovanej pórovitosti pomáha správne interpretovať výsledky, získané napr. pri skúšaní mrazuvzdornosti hornín, odolnosti hornín voči zvetrávaniu (trvanlivosti) a pod.

Doposiaľ sa u nás štúdiu diferencovanej pórovitosti nevenovala pozornosť. Pri akomkoľvek výskume hornín praktického i teoretického charakteru sa hodnotila pórovitosť v podobe celkového percenta pórovitosti. Do značnej miery bola táto skutočnosť zapríčinená nedostatkom technického prístrojového vybavenia, potrebného pre štúdium mikro a ultramikropórov. Možno konštatovať, že prístroje na zisťovanie diferencovanej pórovitosti predstavujú i v súčasnosti špičkové vybavenie laboratórií z celosvetového hľadiska. V našej republike sú ojedinelé a pracovne preťažené.

Póry rôznej veľkosti vplývajú rôznym spôsobom na správanie sa hornín pri skúšaní ich vlastností, predovšetkým mrazuvzdornosti a trvanlivosti. Ak vieme, aké veľkostné skupiny pórov v hornine prevažujú, vieme predpokladať, ako sa bude hornina správať v rôznych podmienkach. Bez štúdia diferencovanej pórovitosti a charakteru štruktúry pórov môžeme dospieť k nesprávnym záverom, ktoré môžu mať ďalekosiahly negatívny dopad pre možnosti využitia hornín v technickej praxi.

Pod termínom štruktúra pórov rozumieme veľmi zložitú geometrickú charakteristiku pórov; rozmery, konfiguráciu, vzájomné rozloženie, spätosť pórov, existenciu kapilár a ich šírku, uzavretosť pórov a pod. Všetky faktory štruktúry pórov, najmä však rozmery pórov, vplývajú na fyzikálne, mechanické a deformačné vlastnosti hornín. Dnes vieme, že horniny s rovnakým percentom celkovej pórovitosti môžu mať rozličnú štruktúru pórov, čo sa odráža na ich odlišných vlastnostiach. Doterajší výskum vlastností hornín v tomto smere poukázal definitívne na skutočnosť, že dôležitý nie je celkový objem pórov, ale charakter diferencovanej pórovitosti. Preto nás už dnes neudivuje, že niektoré hutné, pevné skalné horniny zvetrávajú ľahšie ako iné, veľmi pórovité a menej pevné horniny, resp. ak pri skúšaní pórovitejších hornín získavame priaznivejšie hodnoty mrazuvzdornosti, ako pri skúšaní hutnejších hornín.

Stanovenie diferencovanej pórovitosti hornín v súčasnosti nadobúda značný význam z hľadiska správneho hodnotenia vulkanických hornín Slovenska pre ich využívanie v stavebnej praxi (D. Čabalová 1986). V dôsledku genézy majú tieto horniny (predovšetkým ryolity a andezity) značne širokú škálu dosahovaných hodnôt celkovej pórovitosti a z toho vyplývajúcej nasiakavosti. Napr. ryolity Slovenska majú pórovitosť v rozpätí od 9 do 33 %, čo spôsobuje samozrejme i vysoké hodnoty nasiakavosti v porovnaní s inými skalnými horninami. Nasiakavosť ryolitov predstavuje hodnoty v rozpätí od 1,33 do 10,23 %. Vysoké hodnoty nasiakavosti sú príčinou, že tieto horniny v mnohých prípadoch nespĺňajú normatívne kritériá nasiakavosti, podmieňujúce možnosti využitia týchto hornín v stavebnej praxi, resp. spôsobujú ich zaradenie do nižších kvalitatívnych tried.

Na základe petrologického štúdia hornín z hľadiska ich využiteľnosti dnes vieme, že dôležitejším faktorom, ako je celkové množstvo vody v hornine (umožnené celkovou pórovitosťou), je skutočnosť, v akých veľkých póroch sa voda nachádza a ktorý exogénny činiteľ pôsobí na horninu.

Z hľadiska štúdia vlastností hornín v spojitosti s pórovitosťou, rozdeľujeme póry v horninách podľa rozmerov na tri základné skupiny (upravené podľa Z. A. Acagorcjana 1976):

1. makropóry $r > 10^{-1}$ mm
2. mikropóry (nebezpečné póry) $10^{-1} > r > 10^{-4}$ mm
3. ultramikropóry $r < 10^{-4}$ mm.

Rozdelenie na vyššie uvedené skupiny pórov je adekvátne výsledkom doterajšieho štúdia diferencovanej pórovitosti hornín. Uvedené tri skupiny pórov sa chovajú charakteristicky pri skúšaní vplyvu rôznych faktorov.

V súčasnosti existuje niekoľko metód, ktoré

nám pomáhajú pri identifikácii diferencovanej pórovitosti. Väčšina z nich však predstavuje štúdium len určitého diapazónu pórov, určitej rozmerovo obmedzenej časti diferencovanej pórovitosti.

Celkove možno všetky spôsoby štúdia diferencovanej pórovitosti rozdeliť do dvoch skupín:

a) metódy nepriameho pozorovania
b) metódy priameho pozorovania.

Medzi nepriame metódy analýzy pórovitosti patrí metóda ortuťovej pórozimetrie, metóda nízkoteplotnej adsorpcie dusíka, štúdium dynamiky nasycovania a vysúšania horninových vzoriek a metóda postupného zdrobňovania hornín (autorské osvedčenie metódy v ZSSR NO 364878).

Priamymi metódami analýzy pórovitosti rozumieme štúdium horninových vzoriek pomocou rôznych druhov mikroskopov (polarizačný, elektrónový, stereomikroskop), resp. kombináciou elektrónového mikroskopu s analyzátorom.

Metóda pozorovania polarizačným mikroskopom predstavuje v súčasnosti len zbežné, informatívne údaje o pórovitosti hornín. Možno konštatovať, že vzhľadom na spôsob získavania horninových výbrusov nepredstavujú po kvalitatívnej stránke vždy rovnaký materiál pre štúdium. Niekedy dochádza pri zhotovovaní výbrusov ku vzniku zdanlivých pórov a trhlinie k. V takomto prípade dostávame skreslený pohľad na štruktúru pórov v hornine.

Metóda pozorovania elektrónovým riadkovacím mikroskopom, na rozdiel od polarizačného mikroskopu, umožňuje vo všeobecnosti rozlišovať elementy v rozpätí od 10 mm do 9 ηm, čo je dané rozlišovacou schopnosťou elektrónového mikroskopu. Štúdium pórovitých hornín je však podmienené aj charakterom horniny a prípravou vzoriek. Použitie horninových výbrusov naparených uhlíkom (z dôvodov elektrickej vodivosti povrchu vzorky) sa javí pre štúdium štruktúry pórov ako nevhodné. Nedostatky popísané v súvislosti s pozorovaním v polarizačnom mikroskope sa pri štúdiu pomocou riadkovacieho elektrónového mikroskopu JSM-840, metódou SEI (secondary electrone image) neúmerne zvýrazňujú. Demonštrujú to mikrografy č. 2175, 2179 a 2180. Pre štúdium štruktúry pórov sú vhodné výlučne kusové vzorky malých rozmerov (pozri mikrograf č. 3124). Po zhodnotení štúdia vzoriek tak s prirodzenou lomovou plochou (nebrúsená, neleštená), ako aj s povrchovou plochou, pripravenou rezaním, možno konštatovať, že ako vhodnejšie pre štúdium diferencovanej pórovitosti hornín možno označiť vo väčšine prípadov vzorky s rezanou povrchovou plochou.

Na sérii mikrografov č. 3124, 3126, 3134 a 3135 možno sledovať ryolitovú vzorku z Hliníka n/Hronom s prirodzenou lomovou plochou, ktorá umožnila sledovať diferencovanú pórovitosť pri postupnom zväčšovaní až po 15 000-násobné zväčšenie. Vzorka ryolitu opäť z Hliníka n/Hronom, pripravená rezaním povrchovej plochy, umožnila zväčšenie až 40 000-násobne. Séria mikrografov č. 0023, 0024, 0026 a 0028 demonštruje kvalitu získaných mikrografov od 370 až po 40 000-násobné zväčšenie pri tomto spôsobe prípravy vzorky, ako i porovnanie so sériou predchádzajúcich mikrografov, získaných na prirodzenej lomovej ploche. V oboch prípadoch boli povrchové plochy určené pre štúdium, upravené vákuovým naparením mikrovrstvy zlata (naparenie mikrovrstvy zlata na povrchu vzorky sa robí za účelom intenzívnejšieho zisku sekundárnych elektrónov).

Štúdium ryolitov Slovenska metódou SEI umožňuje nielen štúdium veľkosti pórov, ale aj vzájomných vzťahov medzi charakterom pórov a minerálnym zložením v súvislosti s genézou horniny. Znázorňuje to mikrograf č. 2028.

Na základe doterajšieho rozsiahleho štúdia diferencovanej pórovitosti hornín, využívaných pre ušľachtilú a hrubú kamenársku výrobu na Slovensku metódou SEI, možno konštatovať:

— elektrónová mikroskopia poskytuje detailný obraz mikroštruktúry hornín; okrem vyčerpávajúcich údajov o druhu, veľkosti, tvare, stupni vyvinutosti a orientácii prítomných kryštalických či amorfných častíc, poskytuje i dôležité pórozimetrické údaje

— z hľadiska diferencovanej pórovitosti dáva informatívny obraz o časti makropórov, prehľad o celej škále najdôležitejšej skupiny — mikropórov (ktoré spôsobujú deštrukciu horniny vo svojom okolí pri pôsobení mrazu) a informatívny pohľad na minimálnu časť ultramikropórov ($r < 10^{-4}$ mm),

— umožňuje štúdium morfológie pórov v závislosti od genézy a formovania pórovitosti,
— neumožňuje absolútny prehľad o celej škále diferencovanej pórovitosti,
— neumožňuje kvantitatívne, matematicky vyjadrené hodnotenie diferencovanej pórovitosti.

D. ČABALOVÁ—F. CAŇO

Study of Differentiated Porosity of Unweathered Rocks by the Method of Electron Scanning Microscope Observation

Summary

Proper prognosing of unweathered rock properties and true interpretation of experimental data require a very good knowledge of their differentiated porosity.

In the submitted contribution, the results of porosity study by an electron scanning microscope are evaluated. The effect the of character of the samples studied (rock thin section, lump sample with a natural fracture plane or cut superficial plane) as well as that of sample preparation (carbon-sputtered surficial planes or those covered with a vacuum-sputtered gold microfilm) on the results of porosity studies is evaluated. It is stated that lump samples with a cut surficial plane covered with a vacuum-sputtered gold microfilm are most suitable for the study of rock differentiated porosity by the electron scanning microscope JSM-840.

The so far most extensive study of rock differentiated porosity by this method in Slovakia resulted in the following facts:
— as regards differentiated porosity, this method gives informative data about some macropores ($r > 10^{-1}$mm), review of the whole scale of the most important group-micropores (e. g., which are responsible for rock destruction by frost in their surroundings) and informative review of a minimal part of ultramicropores ($r < 10^{-4}$mm),
— it allows the study of pore morphology in relation to the genesis and formation of porosity,
— it is not capable of a quantitative, mathematically expressed evaluation of differentiated porosity.

Translated by Ľ. Böhmer

Explanations of micrographs

Micrograph 2175: rhyolite, Hliník n./Hronom (quarry).
Morphology of sample surface. Magn. 15×. Distinct pores. Thin-section studied.

Micrograph 2179: sandstone, Lúky pod Makytou (quarry).
Magn. 100×. Presumable parts torn out during thin-section treatment.

Micrograph 2180: andesite, Breding (quarry).
Magn. 190× — without any possibility of pore identification and their distinction from damaged parts in thin-section.

Micrograph 3124: rhyolite, Hliník n./Hronom.
View of natural fracture plane of entire test sample treated by vacuum steaming of Au-microlayer.

Micrograph 3126: rhyolite, Hliník n./Hronom.
Pore structure. Magn. 200×.

Micrograph 3134: rhyolite; Hliník n./Hronom.
Structure of pores. 900×.

Micrograph 3135: rhyolite, Hliník n./Hronom.
Pores of microcrystalline phase of rhyolite on contact between dangerous pores and ultramicropores. Magn. 15 000×.

Micrograph 0023: rhyolite, Hliník n./Hronom.
Structure of pores. Magn. 370×.

Micrograph 0024: rhyolite, Hliník n./Hronom.
Structure of pores. Magn. 1500×.

Micrograph 0026: rhyolite, Hliník n./Hronom.
Pores of microcrystalline phase of rhyolite on contact between dangerous pores and ultramicropores. Magn. 10 000×.

Micrograph 0028: rhyolite, Hliník n./Hronom.
View of ultramicropores. Magn. 40 000×.

Micrograph 2028: rhyolite, Hliník n./Hronom.
Macropore with marked margin (H). Grey areas represent abraded surfaces (K_b) of microcrystalline quartz. Microcrystalline phase (Mk) with porosity characteristic of rhyolite (in form of reticulate relief). Inner morphology of macropore is modelled by ma-

crocrystals of quartz. Relief of rock surface is emphasized by modulation in direction of coordinates of y and z.

Vysvetlivky k mikrografom

Mikrograf č. 2175: ryolit, Hliník n/Hronom (kameňolom).
Znázornenie morfológie povrchu vzorky pri 15-násobnom zväčšení. Póry sú jasne rozoznateľné. Štúdium na výbruse.

Mikrograf č. 2179: pieskovec, Lúky pod Makytou (kameňolom).
Pri 100-násobnom zväčšení dáva len predpoklad k úvahe, že ide o vytrhnuté časti pri spracúvaní výbrusu.

Mikrograf č. 2180: andezit, Breziny (kameňolom).
Pri 190-násobnom zväčšení nedáva predpoklad k identifikácii pórov, resp. k ich rozlíšeniu od porušených miest vo výbruse.

Mikrograf č. 3124: ryolit, Hliník n/Hronom.
Pohľad na prirodzenú lomovú plochu celej skúšobnej vzorky, upravenej vákuovým naparením mikrovrstvy zlata.

Mikrograf č. 3126: ryolit, Hliník n/Hronom.
Štruktúra pórov pri 200-násobnom zväčšení.

Mikrograf č. 3134: ryolit, Hliník n/Hronom.
Štruktúra pórov pri 900-násobnom zväčšení.

Mikrograf č. 3135: ryolit, Hliník n/Hronom.
Póry mikrokryštalickej fázy ryolitu na rozhraní nebezpečných pórov a ultramikropórov pri 15 000-násobnom zväčšení.

Mikrograf č. 0023: ryolit, Hliník n/Hronom.
Štruktúra pórov pri 370-násobnom zväčšení.

Mikrograf č. 0024: ryolit, Hliník n-Hronom.
Štruktúra pórov pri 1500-násobnom zväčšení.

Mikrograf č. 0026: ryolit, Hliník n/Hronom.
Póry mikrokryštalickej fázy ryolitu na rozhraní nebezpečných pórov a ultramikropórov pri 10 000-násobnom zväčšení.

Mikrograf č. 0028: ryolit, Hliník n/Hronom.
Pohľad na ultramikropóry pri 40 000-násobnom zväčšení.

Mikrograf č. 2028: ryolit, Hliník n/Hronom.
Makropór s vyznačenou hranicou (H). Sivé plochy predstavujú zbrúsené plochy (Kb) mikrokryštalického kremeňa. Mikrokryštalická fáza (Mk) s charakteristickou pórovitosťou pre ryolit (v podobe sieťového reliéfu). Vnútorná morfológia makropóru je modelovaná makrokryštálmi kremeňa. Reliéf povrchu horniny je zvýraznený moduláciou v smere súradníc y a z.

Geologické práce, Správy 92, str. 107—115, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1991

ZOLTÁN SPIŠÁK—ERIKA POLAŠČINOVÁ

Svahové deformácie medzi Hubošovcami a Kapušanmi

6 obr., 1 tab.

Abstract. In the geological structure of the northernmost part of the Košická kotlina basin most significant are morphologically conspicuous domed andesite extrusive bodies. In the time of their formation they penetrated through claystone — siltstone Paleogene sequences. The extrusive bodies deformed the sequences and caused their thermic alteration at the contact.

The depth erosion, mainly during the Quaternary on the bodies periphery produced favourable conditions for slope deformations. At present the deformations disturb more than 80 % of the periphery of the extrusive bodies.

The slope deformations are ranged to the group of landslides. The slope movements result in areal current- and frontal-, potential- and active landslides. The technical operations enabled the approximate determination of the depth course of shear planes on active landslides near Fintice and Fulianka and the determination of physical-mechanical properties of earths of landslide bodies and of the undisturbed basement.

Významné postavenie v geologickej stavbe najsevernejšej časti Košickej kotliny majú morfologicky výrazné kupolovité andezitové extruzívne telesá, ktoré pri svojom vzniku prenikli cez ílovcovo-prachovcové súvrstvie paleogénu, tieto výrazne deformovali a pri kontakte čiastočne termicky premenili.

Hĺbkovou eróziou, hlavne v období kvartéru, na obvode týchto telies boli vytvorené priaznivé podmienky pre svahové deformácie, ktoré v súčasnosti porušujú viac ako 80 % ich obvodu.

Svahové deformácie zaraďujeme do skupiny zosúvania, pričom výsledkom svahových pohybov sú plošné prúdové a frontálne — potenciálne a aktívne zosuvy. Na základe uskutočnených technických prác bolo možné približne stanoviť hĺbkový priebeh šmykových plôch na aktívnych zosuvoch pri Finticiach a Fulianke a stanoviť fyzikálno-mechanické vlastnosti zemín zosuvných telies a neporušeného podložia.

Významnou zložkou prírodného prostredia sú svahové deformácie, ktoré sa hlavne v posledných desaťročiach stali stredobodom pozornosti širokého okruhu odborníkov. Tento záujem je podmienený predovšetkým negatívnym vplyvom svahových porúch na činnosť človeka v územiach, ktoré sú týmito deformáciami porušené.

Je možné konštatovať, že stupeň poznania zákonitostí vzniku a rozvoja svahových porúch na území Slovenska a celej ČSFR je na vysokej úrovni. Zvlášť vysokú úroveň dosahujú poznatky a závery z regiónu terciérnych vulkanitov Slovenska, ku ktorým patrí aj vulkanické pohorie Slanských vrchov. K tomuto vulkanickému

Ing. Z. SPIŠÁK—Ing. E. POLAŠČINOVÁ, Geologický ústav Dionýza Štúra, Garbanova 1, 040 11 Košice

pohoriu geneticky patrí aj niekoľko samostatných kupolovitých vulkanických telies medzi Hubošovcami a Kapušanmi, po obvode ktorých vznikol celý rad výrazných svahových porúch.

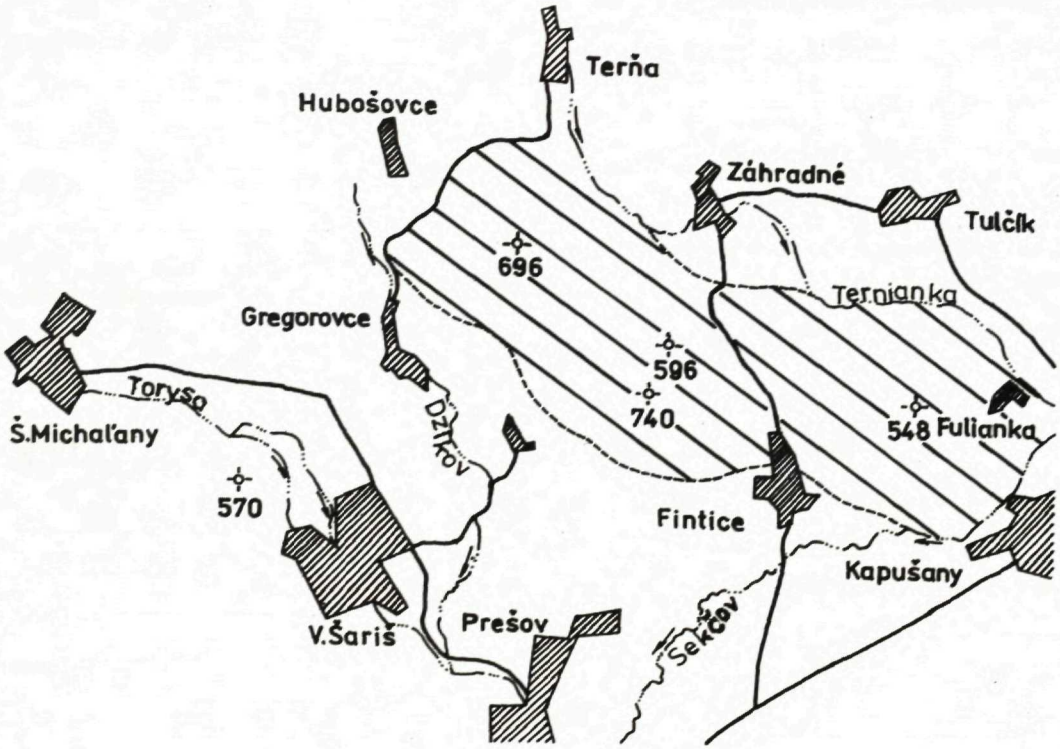
Geomorfológia územia a jeho geologická stavba

Orograficky patrí územie medzi Hubošovcami a Kapušanmi do oblasti Spišsko-šarišského medzihoria, Košickej kotliny a Beskydského predhoria (E. MAZÚR—M. LUKNIŠ, 1986).

Predstavuje výraznú morfologickú eleváciu, oddeľujúcu podcelok Toryskej pahorkatiny na juhu od podcelku Záhradnianskej brázdy na severe. Mierny pahorkatinný reliéf paleogénu a neogénu ostro kontrastuje s nápadnými kupolovitými vulkanickými telesami podcelku Stráže. Hydrograficky patrí územie do povodia Torysy, pričom porušené územie je odvodňované tokmi Dzikova, Ternianky a Sekčova (obr. 1).

Územie je budované paleogénnymi a neogénnymi sedimentárnymi horninami, v ktorých vystupujú aj telesá neogénnych vulkanitov. Podľa M. KALIČIAKA et al. (in press) andezitové extrúzie v pruhu od Hubošoviec po Kapušany tvoria samostatné izolované telesá variabilných rozmerov a tvarov, vystupujúce v jadre pozdĺžnej antiklinálnej paleogénnej štruktúry — kapušianskej hraste.

Hrasť je tvorená sedimentami vnútrokarpatského paleogénu. J. MOLNÁR (in J. MOLNÁR et al. 1986) radí súvrstvia s prevahou pieskovcov nad prachovcami a ílovcami medzi Kapušanmi a Finticami k zuberskému súvrstviu a ílovcovo-prachovcový vývoj paleogénu s vložkami pies-



Obr. 1 Situácia širšieho okolia záujmového územia s hlavnými tokmi

kovcov a zlepencov medzi Kanašom a Gregorovcami priraďuje k hutnianskemu súvrstviu.

Z neogénnych sedimentov sa na geologickej stavbe územia podieľajú spodnomiocénne súvrstvia egenburgu a karpatu. S. KAROLI (in J. MOLNÁR, l. c.) vymedzil severne od Prešova dva odlišné litologické vývoje egenburgu, a to čelovské súvrstvie s ílovcovo-pieskovcovým vývojom a prešovské súvrstvie, ktoré v celom profile predstavuje striedanie ílovcov, prachovcov a pieskovcov. Sedimenty karpatu sú zastúpené teriakovským súvrstvím. Severne od Prešova sú to prevažne prachovce a prachovité ílovce s polohami pieskovcov, v okolí Fintíc a Kapušian prevládajú ílovce s vložkami a polohami montmorillonitických ílov. Do karpatu pravdepodobne patria aj relikty ryolitových epiklastík z. od Fintíc, pričom však na nedoriešenosť ich presnej stratigrafickej pozície upozorňuje M. KALIČIAK (in J. MOLNÁR, l. c.).

Uvedený autor extruzívnym andezitovým telesám na základe rádiometrických údajov prisudzuje strednosarmatský vek. Na základe štruktúrnej analýzy stavby andezitových telies boli vyčlenené nepravidelné izometrické telesá a nepravidelné eliptické telesá rôzneho petrografického zloženia.

Z kvartérnych sedimentov treba spomenúť hlavne akumulácie hlinito-kamenitých delúvií po obvode vulkanických telies a fluviálne sedimenty väčších tokov (Dzikova, Ternianky a Sekčova).

Svahové deformácie

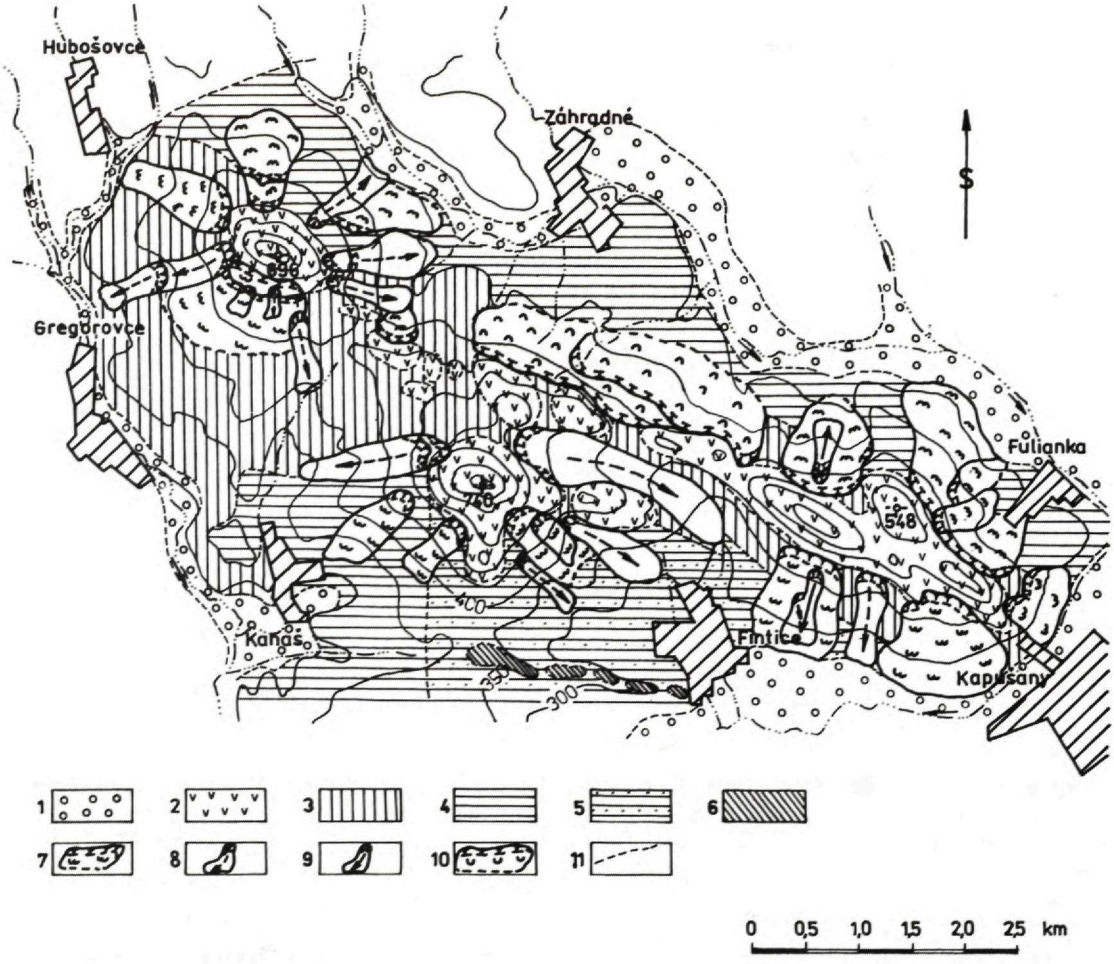
Ako je vidieť na obr. 2, plošná rozloha porušeného územia medzi Hubošovcami a Kapušanmi je značná. Svahovými poruchami je postihnutých cca 9,717 km^2 svahov. Na aktívne deformácie v súčasnosti pripadá 0,475 km^2 územia. Na túto skutočnosť upozornil už B. LEŠKO (1957), ktorý opísal rozsiahle zosuvné územie hlavne v okolí kóty Lysej Stráže a Stráže. Podrobnejšie boli tieto deformácie spracované J. MALGOTOM (1969), pričom zosuvné územia hlavne v okolí Lysej Stráže pokladá za najvyššie štádium vývoja zosuvných svahov.

Nové geologické mapovanie územia a zostavenie inžinierskogeologickej mapy širšieho okolia (Ľ. PETRO et al. 1987) poskytli dostatok nových údajov, ktoré dovoľujú spresniť názory na vznik a rozvoj svahových deformácií po obvode extruzívnych telies v danom území.

V zmysle klasifikácie svahových pohybov, zostavenej A. NEMČOKOM—J. RYBÁŘOM—J. PAŠEKOM (1974), všetky svahové poruchy po obvode vulkanických telies môžeme zaradiť do skupiny zosúvania, pričom výsledkom svahových pohybov sú plošné, prúdové a frontálne zosuvy. Prevažná väčšina týchto zosuvov je potenciálnych, v okolí Gregoroviec, Fintíc a Fulianky bolo zmapovaných aj niekoľko aktívnych zosuvov. Zosuvy svojimi odlučnými hranami spravidla zasahujú až na okraje extruzívnych telies a sčasti ich aj porušujú. Celková morfológia zosuvných území nasvedčuje rotačno-planárnemu priebehu šmykových plôch s ich výrazným zakrivením v odlučných častiach. Postupné, stupňovité zaklesávanie povrchu zosuvov v najvyššej časti porušených svahov (po spádnici dole svahom) poukazuje na existenciu paralelných dielčích šmykových plôch, ktoré postupne do hĺbky prechádzajú do jednej hlavnej, výraznej šmykovej plochy, ako to potvrdili technické a mapovacie práce na aktívnych zosuvoch z. od Fulianky sv. od Fintíc.

Zosúvaním sú porušené a navzájom prehnietené mocné polohy hlinito-kamenitých až hlinito-balvanitých akumulácií po obvode vulkanických telies a zvetraná (silne porušená) zóna paleogénneho, resp. neogénneho podložia. Aktívny zosuv z. od Fulianky úplne devastoval lesný porast na ploche cca 0,094 km^2, zosuv pri Finticiach poškodil poľnohospodársky využívanú pôdu na ploche cca 0,175 km^2. Pomalým — creepovým pohybom zosuvných hmôt sz. od Fintíc je neustále deformovaná a poškodzovaná štátna cesta z Fintíc do Záhradného a podzemné vedenie plynovodu. Technickými prácami boli šmykové plochy týchto aktívnych zosuvov overené v hĺbkach 10 až 15 m pod terénom.

Zachovaná morfológia starších porušených území a tiež charakter porušených území aktívnymi zosuvmi poukazujú na polycyklický vývoj zosuvov po obvode extruzívnych andezitových telies, čo nás oprávňuje domnievať sa, že aktivizáciou pohybov v určitej časti územia sa výrazne menia pomery stability širšieho územia, ktoré sa stáva náchylnejším na porušenie zosuvmi.



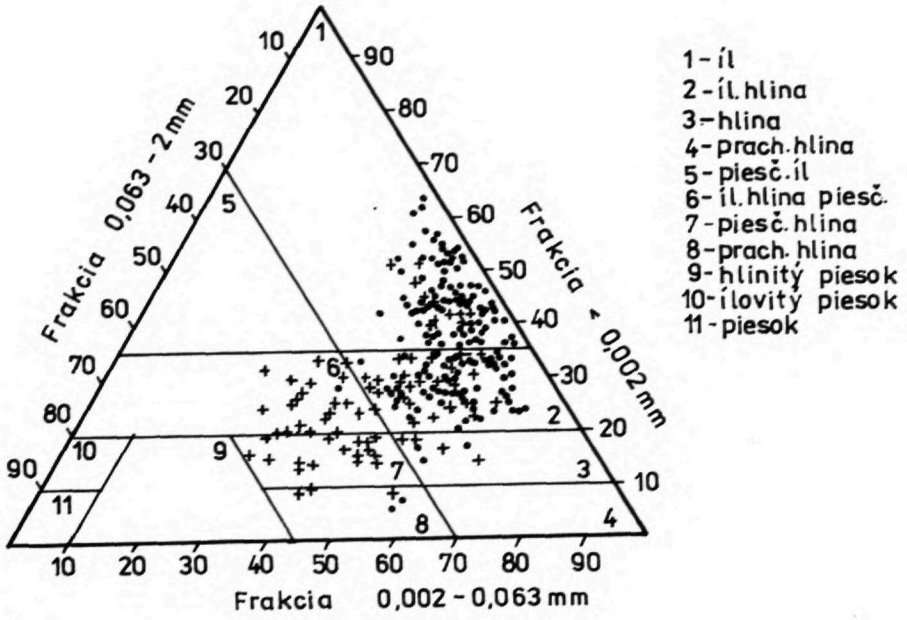
Obr. 2 Mapa svahových deformácií medzi Hubošovcami a Kapušanmi 1 — aluviálne náplavy, 2 — extruzívne telesá andezitov, 3 — flyšové súvrstvia paleogénu, 4 — sedimenty egenburgu, 5 — sedimenty karpatu, 6 — ryolitové epiklastiká, 7 — plošné, potenciálne zosuvy, 8 — prúdové, potenciálne zosuvy, 9 — aktívne prúdové zosuvy, 10 — frontálne, potenciálne zosuvy, 11 — geologické hranice

Fyzikálno-mechanické vlastnosti zemín zosuvných území

Dostatočný počet technických prác v zosuvných územiach poskytol dostatok cenných údajov o fyzikálno-mechanických vlastnostiach zemín v zosuvných telesách a zemín zosuvmi neporušeného paleogénneho a neogénneho podložia.

Kritériom vymedzenia hĺbkového dosahu zosuvov bol hlavne makroskopický popis vrtov, prítomnosť úlomkov andezitov v prehnietenej ílovitej zemine, výrazné zmeny konzistencie a zmeny vlhkosti vo vertikálnom profile vrtov, ako aj ostré a výrazné zmeny litológie hornín, zachytených vo vrtnom jadre.

Zeminy zosuvných telies môžeme na základe trojuholníkového diagramu (obr. 3) charakterizovať ako íly, ílovité hliny, ílovité hliny piesčité



Obr. 3 Trojuholníkový diagram zemín zosuvných telies
◒ vzorky zemín bez úlomkov, + vzorky zemín s úlomkami

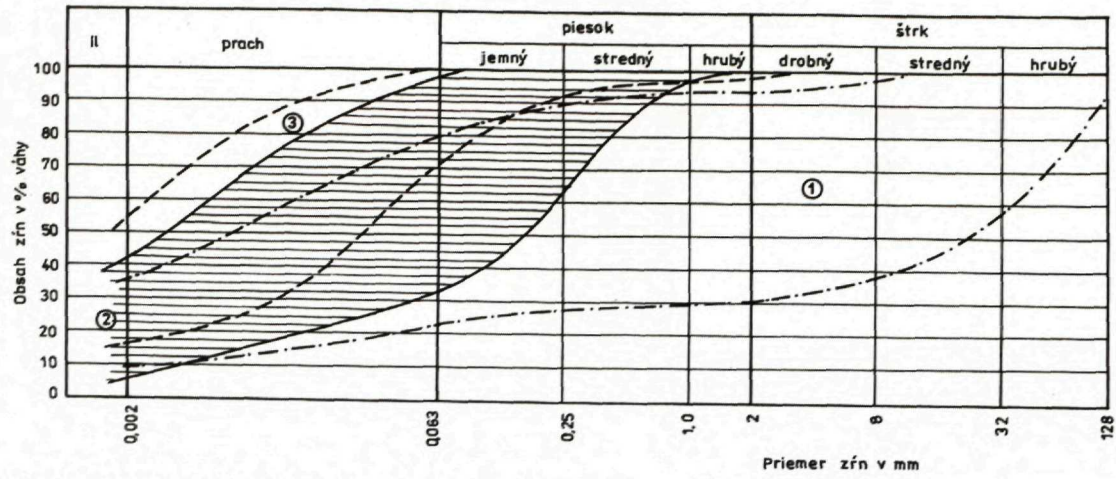
a piesčité hliny s premenlivým obsahom ostrohranných úlomkov, hlavne zvetraných andezitov s percentuálnym zastúpením od 7 % do 65 %, a tiež ako íly a ílovité hliny bez úlomkov. Do tohto súboru boli zahrnuté zeminy zosuvmi porušeného neogénneho a paleogénneho podložia a zosunutých kvartérnych akumulácií.

Granulometrické zloženie uvedených zemín dobre dokumentuje obr. 4, kde sú znázornené ich obalové čiary kriviek zrnitosti. Pre tento je charakteristická priemerná hodnota prirodzenej vlhkosti $W_N = 23{,}1$ % (7,6 %—37,4 %), čo zodpovedá číslu konzistencie $k = 0{,}95$ (0,27 až 1,41) pri priemernej hodnote pórovitosti $n = 41{,}1$ %. Ostatné hodnoty fyzikálno-mechanických vlastností zemín zosuvných telies sú uvedené v tab. 1, v kolónke kvartér (zeminy zosuvných telies).

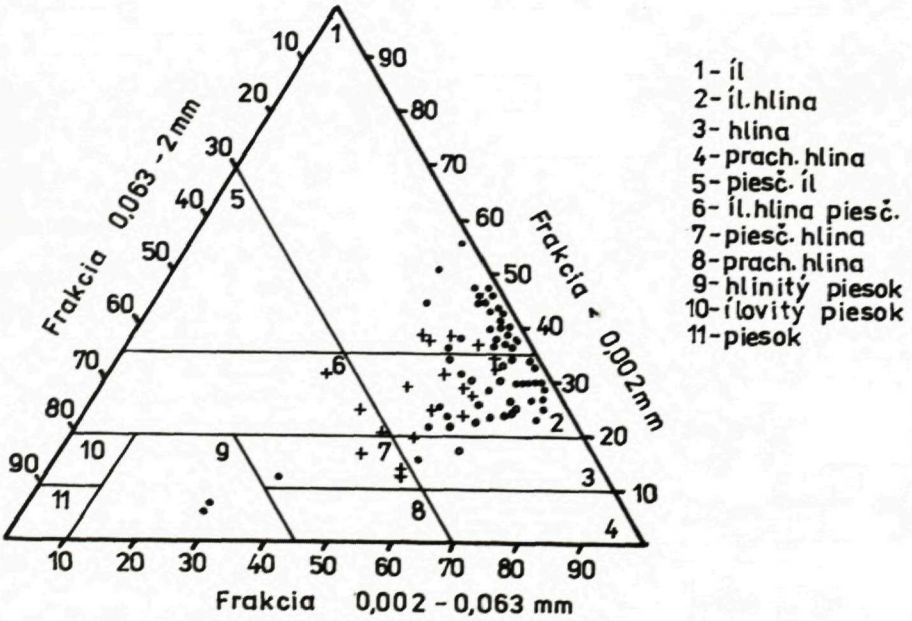
Je zaujímavé, že vzorky zemín z okolia Lysej Stráže, kde je podložie tvorené prevažne ílovcovo-prachovcovým vývojom paleogénu, sa vyznačujú pomerne vyššou vlhkosťou ($W_N = 27{,}1$ % a $k = 0{,}79$ v priemerných hodnotách). Na základe uvedeného možno očakávať určitý vplyv zmeny litológie podložia na zmenu fyzikálno-chemických vlastností zemín zosuvných telies, a tým aj na rozsah a intenzitu svahových porúch v územiach s rozdielnou litológiou podložia.

Z mechanických vlastností treba spomenúť hodnoty efektívnych parametrov, stanovované pre celý súbor zemín zosuvných telies, kde bola stanovená priemerná hodnota efektívneho uhla vnútorného trenia $\varphi' = 23°24'$ pri priemernej hodnote efektívnej súdržnosti $c' = 0{,}027$ MPa. T. Mahr—J. Malgot (1975) z oblasti Handlovskej kotliny udávajú pre ílovité zeminy na paleogéne priemernú hodnotu $\varphi' = 21°12'$ ($c' = 0{,}011$ MPa) a pre ílovité zeminy na neogéne priemernú hodnotu $\varphi' = 21°48'$ ($c' = 0{,}010$ MPa).

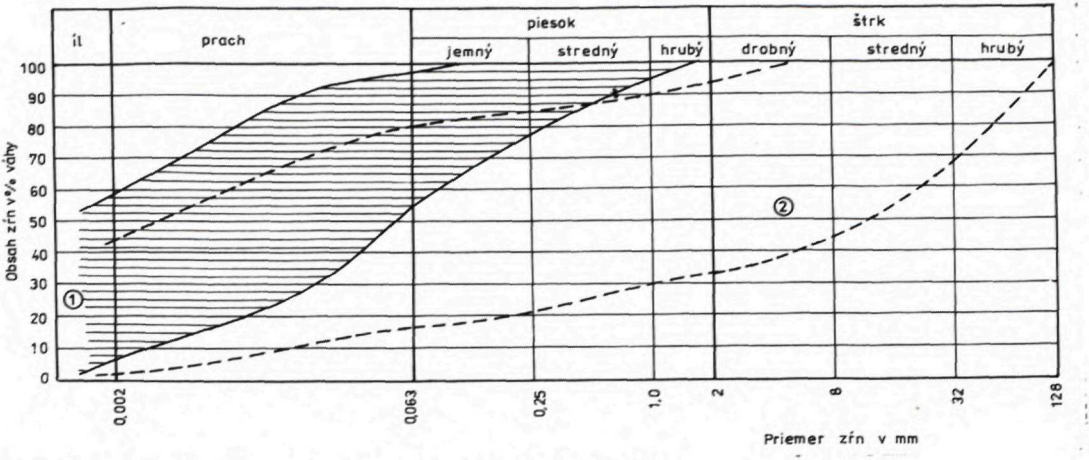
Vzájomným porovnaním hodnôt efektívnych parametrov z Handlovskej kotliny a z územia medzi Hubošovcami a Kapušanmi vidíme ich číselnú podobnosť a môžeme usudzovať aj o ich blízkych reziduálnych parametroch šmykovej pevnosti, ktoré v oblasti severne od Prešova neboli stanovované. Pritom však



Obr. 4 Obalové čiary kriviek zrnitosti zemín zosuvných telies
1 — vzorky zemín bez úlomkov, 2 — vzorky zemín s úlomkami



Obr. 5 Trojuholníkový diagram zemín neporušeného podložia
○ — vzorky zemín paleogénneho podložia s úlomkami,
+ — vzorky zemín paleogénneho podložia bez úlomkov,
● — vzorky zemín neogénneho podložia bez úlomkov



Obr. 6 Obalové čiary kriviek zrnitosti zemín neporušeného podložia
1 — vzorky zemín paleogénneho podložia s úlomkami,
2 — vzorky zemín paleogénneho podložia bez úlomkov,
3 — vzorky zemín neogénneho podložia bez úlomkov

VLASTNOSTI	KVARTÉR (zeminy zosuvných telies)						NEOGÉN						PALEOGÉN					
	$\bar{x}$	x_{max}	x_{min}	v %	σ	N	$\bar{x}$	x_{max}	x_{min}	v %	σ	N	$\bar{x}$	x_{max}	x_{min}	v %	σ	N
Prirodzená vlhkosť W_N %	23,1	37,4	7,6	19,5	4,5	292	16,8	31,4	6,3	34,5	5,8	46	18,8	47,7	11,3	28,7	5,4	74
Medza tekutosti W_L %	47,4	72,4	29,1	18,8	8,9	283	45,8	62,2	33,2	11,8	5,4	46	46,7	59,7	33,7	12,4	5,8	84
Medza tvárlivosti W_P %	21,9	34,1	16,6	13,9	3,1	283	21,5	29,0	16,3	12,1	2,6	46	21,6	27,9	16,7	9,7	2,1	84
Číslo plasticity I_P	25,4	46,1	10,4	30,3	7,7	283	24,3	35,9	15,2	17,3	4,2	46	25,5	36,7	13,4	18,0	4,6	84
Číslo konzistencie k	0,95	1,41	0,27	18,9	0,18	269	1,15	1,86	0,79	19,1	0,22	39	1,12	1,59	0,64	15,2	0,17	71
Objemová hmotnosť vlhkej zeminy ϱ_N (gcm^{-3})	1,97	2,14	1,81	3,6	0,07	100	2,06	2,14	1,95	-	-	11	1,99	2,10	1,72	5,0	0,10	16
Merná hmotnosť ϱ_D (gcm^{-3})	2,71	2,84	2,60	1,8	0,05	100	2,74	2,83	2,68	-	-	11	2,75	2,80	2,63	14,5	0,04	16
Objem pórov n %	41,1	47,8	33,4	7,8	3,2	100	36,7	45,7	30,0	-	-	11	39,1	49,2	34,8	9,9	3,9	16
Stupeň nasýtenia S_N %	88,9	100,0	62,0	12,6	11,2	100	86,6	94,9	62,9	-	-	11	83,2	100,0	60,6	11,9	9,9	16
Obsah uhličitanov O_u %	11,4	20,6	0,5	50,9	5,8	29	12,8	22,2	3,6	-	-	13	13,9	20,3	3,9	-	-	11
Totálny uhol vnútorného trenia φ_u °	7,9	20,0	2,1	50,6	4,0	34	13,6	19,0	8,4	-	-	4	11,1	14,8	9,5	-	-	4
Totálna súdržnosť c_u (MPa)	0,07	0,110	0,024	28,6	0,02	34	0,10	0,124	0,08	-	-	4	0,062	0,077	0,05	-	-	4
Efektívny uhol vnútorného trenia φ' °	23,4	33,0	13,8	20,5	4,8	19	23,2	26,6	19,9	-	-	4	29,9	-	-	-	-	1
Efektívna súdržnosť c' (MPa	0,027	0,065	0,007	48,1	0,013	19	0,022	0,035	0,01	-	-	4	0,028	-	-	-	-	1

Tab. 1 Tabuľka fyzikálno-mechanických vlastností zemín zosuvných telies a neporušeného neogénneho a paleogénneho podložia

musíme prihliadať k určitým špecifickým podmienkam, existujúcixh v týchto dvoch oblastiach.

Zeminy neogénneho a paleogénneho podložia (neporušené zosuvmi) charakterizujeme prevažne ako íly a ílovité hliny, menej ako ílovité hliny piesčité a piesčité hliny s úlomkami hornín zvetraného podložia (obr. 5).

Obalové čiary kriviek zrnitosti na obr. 6 dokumentujú granulometrické zloženie tohto súboru zemín. Jeho fyzikálno-mechanické vlastnosti uvádza tab. 1.

Porovnaním hodnôt napr. prirodzenej vlhkosti, čísla konzistencie, objemu pórov a iných veličín vidieť podstatnejšie rozdiely oproti hodnotám, stanoveným v súbore zemín zosuvných telies, resp. oproti hodnotám z oblasti Lysej Stráže.

Zhodnotenie podmienok vzniku a rozvoja svahových porúch

Tak, ako aj v iných lokalitách, za hlavné podmienky pre vznik a vývoj svahových deformácií považujeme geologické, geomorfologické a hydrogeologické pomery územia.

Geologické pomery územia, jeho geomorfologická tvárnosť, hydrogeologické a klimatické pomery predstavujú súbor prírodných podmienok, ktoré sú rozhodujúce z hľadiska vzniku a rozvoja svahových pohybov. Prvoradé miesto v tomto súbore a rozhodujúci vplyv na charakter svahovej deformácie má geologická stavba územia a jeho vývoj v období kvartéru až po súčasnosť. V území medzi Hubošovcami a Kapušanmi sú svahové deformácie viazané na významnú geologicko-geomorfologickú zosuvnú štruktúru, ktorá vznikla prenikom extruzívnych andezitových telies na povrch a následnou deformáciou prerážaných súvrství neogénu a paleogénu. Tieto súvrstvia boli intenzívne porušené, stlačené, kontaktne metamorfované a vyzdvihnuté z pôvodného subhorizontálneho uloženia do polohy s úklonom vrstiev 70°—80°, ako to výrazne dokumentuje odkryv v opustenom lome v blízkosti Záhradného.

Následnou hĺbkovou eróziou dochádzalo k postupnému uvoľňovaniu horizontálnych napätí stlačených súvrství a k vzniku ťahových zón hlavne v blízkosti styku extrúzií so sedimentami. Existencia týchto oslabených zón mala za následok intenzívne pôsobenie zvetrávacích procesov so vznikom mocnej zvetranej zóny hornín so zhoršenými fyzikálno-mechanickými vlastnosťami, nerovnomernou distribúciou vlhkosti v zeminách, (prevlhčovanie týchto zemín do väčšej hĺbky). Tým boli vytvorené priaznivé podmienky pre následné porušenie svahov zosuvmi.

Geomorfologické pomery územia charakterizujú hlavne elevačné formy vulkanických telies s vysokou energiou reliéfu, vystupujúce v okolitom, hladko modelovanom pahorkatinnom reliéfe plastických sedimentov. Existencia zarovnaných povrchov reliéfu, riečnych terás a proluviálnych kužeľov poukazuje na rozhodujúci význam kvartéru na celkovom vývoji geomorfologickej tvárnosti územia, ako ju vidíme v dnešnej podobe. Poznanie tejto geomorfologickej tvárnosti územia umožňuje spätne dešifrovať rozsah a charakter svahových pohybov v jednotlivých obdobiach vývoja tohto územia.

Hydrogeologické pomery sú dané hlavne stupňom porušenia extruzívnych telies andezitov a priepustnými polohami v paleogénnych a neogénnych sedimentoch. Jediným zdrojom podzemných vôd sú atmosferické zrážky, ktoré v extruzívnych telesách prestupujú nepravidelným systémom puklín a porušených zón, ktoré hlavne v odlučných hranách zosuvov vystupujú na povrch vo veľkom počte prameňov. V hlbších častiach infiltrujúca zrážková voda môže využívať priepustnejšie polohy v sedimentárnych súvrstviach a vytvárať horizonty s napätou hladinou a s nepriaznivými vztlakovými účinkami v zosuvných oblastiach, resp. výrazne mení fyzikálno-mechanické vlastnosti hornín porušeného územia, a tým aj jeho celkovú stabilitu.

Zrážkovými pomermi územia a teplotou vzduchu sú charakterizované klimatické podmienky vzniku a rozvoja svahových deformácií, ktoré sa výrazne podieľali na celkovej stabilite územia, hlavne v starších obdobiach kvartéru s výraznými teplotnými a zrážkovými osciláciami. V súčasnosti na reaktivizáciu zosuvov v danej oblasti najviac vplýva množstvo zrážok v priebehu roka. Zvýšené množstvo zrážok v rokoch 1985 a 1986 malo za následok reaktivizáciu zosuvov pri Finticiach, Fulianke a pri Hubošovciach.

Záver

Poznatky získané terénnym mapovaním, vyhodnotením realizovaných technických prác a následným laboratórnym spracovaním vzoriek pomerne širokého súboru zemín z územia porušeného zosuvmi medzi Hubošovcami a Kapušanmi môžeme zhrnúť do nasledujúcich bodov:

1. Prenikom extruzívnych andezitových telies cez staršie sedimentárne paleogénne a neogénne súvrstvia a následnou hĺbkovou eróziou vznikla výrazná geologicko-geomorfologická zosuvná štruktúra s výraznými prejavmi svahových deformácií, prevažne typu zosúvania.

2. Zosuvy porušujú zvetrané časti deformovaného paleogénneho a neogénneho podložia a mocné hlinito-kamenité delúviá.

3. Intenzita a charakter porušenia sú priamo závislé na litológii podložia. V území budovanom paleogénnymi súvrstviami v ílovcovom vývoji sú prejavy zosúvania omnoho nápadnejšie ako v území s ílovcovo-pieskovcovým vývojom. V území budovanom sedimentárnym neogénom na intenzitu porušenia svahov majú rozhodujúci vplyv polohy montmorillonitických ílov (hlavne v sedimentoch karpatu).

4. Fyzikálno-mechanické vlastnosti zemín zosuvných telies a zvetranej zóny paleogénneho a neogénneho podložia vo vzťahu k celkovej stabilite územia sa prejavujú ako veľmi nepriaznivé, t. zn., že územie je náchylné na reaktivizáciu zosuvov. Túto skutočnosť dokumentujú vyššie opísané aktívne zosuvy okolí Fintíc, Fulianky a Hubošoviec.

5. Rozhodujúci vplyv na reaktivizáciu zosuvných pohybov v súčasnej dobe má množstvo a intenzita atmosferických zrážok a pravdepodobne recentný výzdvih kapušianskej hráste.

Literatúra

KALIČIAK, M et al. 1987: Pozícia a stavba neovulkanitov v terciérnych sedimentoch severne od Prešova (in press).

LEŠKO, B. 1957: Geológia a geomorfológia územia severne od Prešova. — Geol. Práce, Zoš. 47, Geol Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—25.

MAHR, T.—MALGOT, J. 1975: Vplyv vlastností hornín na vznik zosuvov v Handlovskej kotline. — Geotechnický zborník, Alfa, Bratislava, 21—34.

MALGOT, J. 1969: Vývoj zosuvných území na okrajoch vulkanických pohorí Slovenska. — Kandidátska dizertačná práca. Archív Kat. geotechniky SVŠT, Bratislava, 103—107.

MAZÚR, E.—LUKNIŠ, M. 1986: Geomorfologické členenie SSR. — Slovenská kartografia n. p., Bratislava.

MOLNÁR, J. et al. 1987: Vysvetlivky k listu 37—444 (Sabinov — 4). — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Košice, 1—90.

NEMČOK, A.—RYBÁŘ, J.—PAŠEK, J. 1974: Dělení svahových pohybů. — Sbor. geol. Věd, Ř. HIG. Praha, 77—97.

PETRO, Ľ. et al. 1987: Základná inžinierskogeologická mapa 1:10 000 severnej časti Košicko-šarišského urbanizačného regiónu (Š. Michaľany). — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Košice, 2—172.

Explanations of Figures

Fig. 1 Situation of wider surroundings of area studied, and main streams.

Fig. 2 Map of slope deformations between Hubošovce and Kapušany.
1 — alluvia, 2 — extrusive andesite bodies, 3 — Paleogene flysch sequences, 4 — Eggenburgian sediments, 5 — Karpathian sediments, 6 — rhyolite epiclastics, 7 — areal potential landslides, 10 — frontal potential landslides, 8 — flow-type potential slides, 9 — active flow-type slides, 11 — geological boundaries.

Fig. 3 Triangular diagram of landslide bodies earths and earth samples with fragments.

Fig. 4 Cover lines of earths grain-size curves of landslides, 1 — earth samples without fragments, 2 — earth samples with fragments.

Fig. 5 Triangular diagram of earths of undisturbed basement ○ — Paleogene basement earths samples with fragments, + — Paleogene basement earths samples without fragments, ● — Neogene basement earths samples without fragments.

Fig. 6 Cover lines of earths grain-size curves of undisturbed basement
1 — Paleogene basement earths samples with fragments, 2 — Paleogene basement earths samples without fragments, 3 — Neogene basement earths samples without fragments.

Table 1 Table showing physical-mechanical properties of earths of landslide bodies and of undisturbed Neogene and Paleogene basements.

Geologické práce, Správy 92, str. 117—133, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1991

IVAN GNOJEK—PETER KUBEŠ

Reinterpretace geomagnetického pole Podunajské nížiny

9 obr., anglické resumé

Abstract. The north-western boundary of the Pannonian basin is trimmed by a belt of striking magnetic anomalies mainly distributed in north--western Hungary, but extending to Styria and to south-western Slovakia, i. e. to the central part of the Neogene Danube basin. On the territory of Czechoslovakia the belt was delimited by ground magnetometry at the end of the 1950s. Another two extensive zones of magnetic anomalies were mapped by airborne magnetometry in the northern and the north--eastern embayments of the Czechoslovak part of the Danube basin. The few boreholes drilled in the area revealed volcanic rocks of andesite type as the main sources of magnetic anomalies both in the central part and in the north-eastern embayment of the basin. Some pre-Neogene crystalline basement rocks, however, may be contributing sources to these anomalies.

The present paper is concerned with the extent of the volcanites of central Slovakia covered with Neogene sediments in the north--eastern margin of the basin, as well as with the extent and depth of the so called Danube volcanites buried in the central part of the basin. The magnetic anomaly in the northern embayment of the Danube basin, W of the Tribeč Mts., is also interpreted. Its origin is ascribed either to diorite type intermediate granitoids of the Tatricum tectonic basement unit or even to basement basic rocks rather rarely occurring in the Mesozoic series of the Inner West Carpathians. The lithological substance of these sources will have to be proved by drilling.

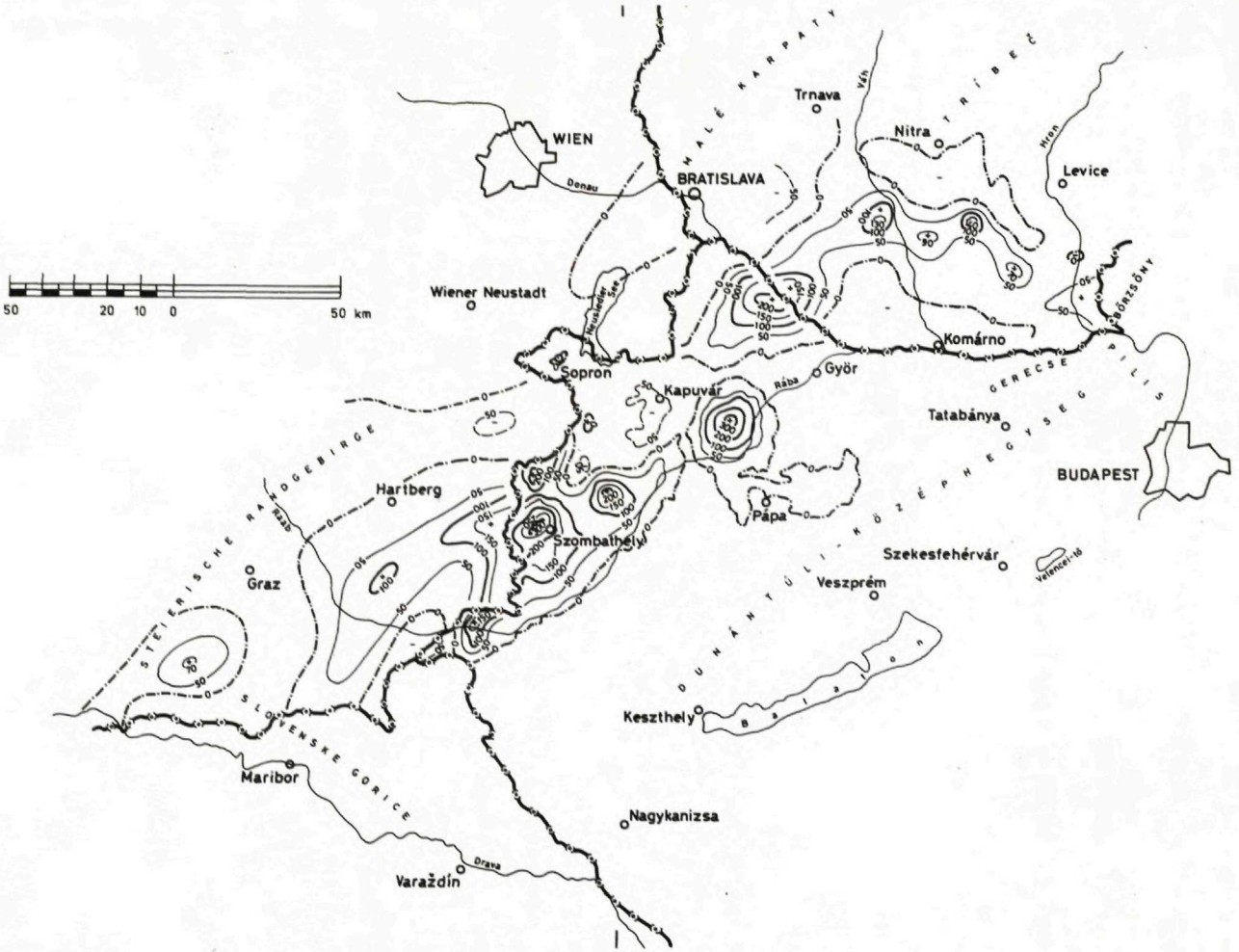
Úvod, přehled starších poznatků

Uplatňování geofyzikálních metod v Podunajské pánvi vždy úzce souviselo s výzkumem její ropo a plynonadějnosti. První mapování magnetického pole československé části tohoto území bylo prováděno v letech 1947 a 1948 geofyzikálními pracovišti Státního ústavu geodetického v Bratislavě a Ústředního ústavu geologického v Praze. V padesátých letech tato měření souhrnně zpracoval K. MÜLLER (1958) a předložil tak první ucelenou mapu anomálií vertikální složky ($_{\Delta}Z$) geomagnetického pole této oblasti.

Pozoruhodnosti Müllerem předložené mapy daly Československým naftovým dolům (ČND) v Hodoníně podnět k podrobnějšímu prozkoumání a zhodnocení magnetického pole v návaznosti na prováděný vrtný vyhledávací průzkum a komplexní geologický výzkum oblasti. Zpřesňující pozemní magnetometrie byla pak závodem Geofyziky ČND provedena v letech 1958 až 1961, z níž novou mapu izanomál vertikální složky geomagnetického pole s krokem 10 nT předložil O. MAN (1962).

V mapách obou autorů byly s různou podrobností zobrazeny tři charakteristické rysy pole, a to (1) záporně porušené monotonní pole v z. části území, (2) výrazné kladné anomální pásmo 80 km dlouhé, obloukovitě vyklenuté podél spojnice obcí Gabčíkovo—Šaľa—Šurany

RNDr. I. GNOJEK, Geofyzika, n. p. Ječná 29a, 612 46 Brno
RNDr. P. KUBEŠ, Geofyzika, n. p. z. Bratislava, Geologická 18, Bratislava



Obr. 1 Geomagnetické pole (ΔZ) sz. okraje Panonské pánve. Sestaveno s použitím geomagnetické mapy Rakouska měř. 1:1 000 000 W. SEIBERLA (1972), geomagnetické mapy Maďarska měř. 1:500 000 G. SZÉNÁSE (1966) a mapy izanomál Z-složky geomagnetického pole Malé dunajské nížiny měř. 1:200 000 O. MANA (1962).

—Dubník a (3) detailně proměnlivé anomální pole sv. uzávěry Podunajské nížiny. Oba autoři předložili v citovaných pracích rovněž své názory na geologický význam zjištěných anomálií, zejména pak na význam vyklenutého kladného anomálního pásma. MÜLLER (1958) uvedl tři možné zdroje těchto anomálií, a to (1) vulkanity v sedimentární výplni pánve v hloubce 4 až 6 km, (2) bázické horniny v podloží pánve (s odvoláním na poznatky geologů Dlabače a Adama) a konečně (3) akumulace valounů andezitů v kvartérních štěrcích pánve. MAN (1962) vyloučil kvartérní štěrky jako zdroj kladných anomálií a ponechal na jejich vzniku jen účinek vulkanitů v pánvi a účinek podložních hornin. Kvantitativní interpretací určil hloubku horního okraje vulkanosedimentárního souvrství j. od Šale okolo 2 km při mocnosti asi 1 km, pro vulkanity v okolí Gabčíkova hloubku 4 až 5 km, v ostatních částech kladného anomálního pásma stanovil mocnost vulkanitů řádově ve stovkách metrů, s výjimkou v okolí Šuran, kde upozornil na mocnost podstatně vyšší.

Při interpretaci tíhového pole Podunajské nížiny věnovali hodnotitelskou pozornost výsledkům magnetometrie K. Müllera rovněž J. IBRMAJER a L. MOTTLOVÁ (1963) konstatující, že průběh anomálního magnetického pole zde nesouvisí se zkoumaným reliéfem podloží pánve.

Předkládaná reinterpretace využívá v s. zálivu topoľčanském a sv. uzávěru Podunajské nížiny map anomálií totálního vektoru pole ΔT z edice leteckých map vnitřních Západních Karpat, předložené I. GNOJKEM a F. JANÁKEM (1986), ve zbývající větší části území se opírá o mapu anomálií vertikální zložky ΔZ z pozemních měření O. MANA (1962), neboť podrobné letecké mapování, uskutečněné v 70. a 80. letech, vlastní Podunajskou nížinu nepokrylo.

Typy anomálních polí a jejich výklad

Obloukovitě vyklenutý pás kladných magnetických anomálií, vymapovaný na jz. Slovensku, představuje sv. ukončení rozsáhlého pásma magnetických anomálií, které se táhne od hranice Rakouska a Maďarska s jugoslávským Slovinskem, přes v. část Štýrska a sz. Maďarsko, odkud přechází na československé území (obr. 1). Toto anomální magnetické pásmo, vyvolané zdroji v hloubkách několika kilometrů a představující vnitřní lem z. okraje rozsáhlé Panonské pánve, má plošně i amplitudou největší dílčí anomálii v rakousko-maďarském pohraničí v širším okolí města Szombathely; dalšími výraznými magnetickými vrcholy tohoto pásma jsou výrazné anomálie v. Kapuváru a sz. Győru, z nichž poslední je součástí dílčí anomálie gabčíkovské na Slovensku. Ve srovnání se jmenovanými výraznými anomáliemi, nacházejícími se převážně v Maďarsku, jsou naše dílčí anomálie těšedíkovská (jz. od Šale) i šuranská jen drobnými elevacemi pole v sv. oblouku zmíněného pásma.

Celkově monotonní geomagnetické pole ve v. předpolí Malých Karpat i v trnavském zálivu Podunajské nížiny svědčí o absenci výrazných magnetických zdrojů jak v neogénní výplni, tak i v tatriku, budujícím zde podloží pánve, jak bylo prokázáno řadou vrtů (BIELA, A. 1978).

Pozoruhodné magnetické anomálie, vázané podle mapy O. FUSÁNA et al. (1979) na tutéž podložní tektonickou jednotku tatrika, uvádějí GNOJEK a JANÁK (1986) až v topoľčanském zálivu (obr. 2). Rozsáhlé kladné anomální pole, vystupující mezi obcemi Výčapy—Opatovce a Topoľčany, zaujímá z větší části jv. polovinu topoľčanského zálivu, podstatným dílem však zasahuje i sz. území jaderného pohoří Tríbeč. Přibližně podél sz. okraje tohoto pohoří lze vyčlenit magnetické rozhraní, oddělující hlouběji uložené zdroje v topoľčanském zálivu od blíže k povrchu uložených, avšak ne zcela na povrch vystupujících zdrojů anomálií v Tríbeči. Zatímco v jádru pohoří byla určena hloubka magnetických hornin na 100 až 400 m, zdroje anomálií v topoľčanském zálivu s. Výčap — Opatovců interpretujeme v hloubce 1200 až 1500 m a vjv. Topoľčan v hloubce okolo 800 m, tedy v podloží, při mocnostech zdrojů 1 až 2 km (obr. 3). S ohledem na velmi nízké magnetické susceptibility amfibolitů z krystalinika Tríbče, doložené D. OBERNAUEREM et al. (1985), nemůžeme připisovat původ zdejších anomálií těmto horninám, což by se najsnáze nabízelo. Musíme tedy konstatovat, že druh magnetických hornin tatrika zde neznáme nebo nanejvýš předpoklá-

dat, že může jít o granodiority či křemenné diority, (eventuálně bazika v triasu ?).

Pestře diferencované magnetické pole, detailně vysledované podrobným leteckým mapováním v sv. části Podunajské nížiny, umožnilo vymezit hranici dosahu vulkanických hornin středoslovenských neovulkanitů do Podunajské pánve v území mezi Tríbečem a Ipeľskou pahorkatinou. Kvalitativním rozborem anomálního pole bylo možno vymezit rozšíření sedimenty zakrytých sarmatských a svrchnobádenských vulkanitů štiavnických až ke spojnici obcí Zlaté Moravce—Červený Hrádok—Vráble—Tehla—Tekovský Hrádok—Levice j. okraj (obr. 2). V území omezeném obcemi Hronský Beňadik—Červený Hrádok—Vráble—Tehla—Levice—Hronský Beňadik, tj. na ploše cca 350 km^2, vytvářejí tyto vulkanity sice komplikovanou, avšak v generelu izometrickou magnetickou strukturu s centrem (event. i zakořeněním ?) u Malých Kozmálovců. Kvantitativní interpretací bylo určeno, že v převážné části této struktury se vulkanity nacházejí v hloubkách od 200 (300) do 800 (1500) m, v jz. části u Vráblů se kromě těchto relativně mělce uložených vulkanitů vyskytuje i těleso těchto hornin v hloubkovém intervalu 1000—2500 m. Zde se tedy štiavnické vulkanity dostávají nejblíže k hlouběji uloženým, převážně bádenským vulkanitům podunajským, jejichž vymezení interpretujeme (na obr. 2) z obloukového pásma kladných anomálií, prezentovaných O. Manem (1962).

Původ anomálií s velmi pozvolnými horizontálními gradienty v území Ipeľské pahorkatiny v širším okolí Čaty a Želiezovců je připisován převážně podložním zdrojům veporika bez podstatné účasti neogénních zdrojů v jeho nadloží. Nepravidelně rozmístěné magnetické horniny se susceptibilitou řádu 10^{-3} j. SI lze zde očekávat v hloubkách okolo 3 km i větších (viz. v. část obr. 2).

Konečně poslední odlišný charakter magnetického pole vykazuje jv. část Podunajské nížiny mezi Komárnem a Štúrovem. Severní omezení tohoto odlišného pole probíhá po spojnici Hurbanovo—Gbelce, kde izanomály nabývají převládající směr V-Z. Specifická lokální členitost pole v nevelkém rozpětí 50 nT je zřetelně ukázána v práci O. Mana (1960). Na rozhraní posledních uvedených typů polí vymezujeme dvě diskontinuity magnetického pole, jednu karpatského sv.-jz. směru od Patinců přes Novou Viesku, Farnou, Žemliare do Pukaneckého zálivu a druhou ve směru V — Z, která souhlasí s průběhem hurbanovského zlomu, na němž Fusán et al. (1979) udávají rozhraní podložních tektonických jednotek veporika a maďarského středohoří.

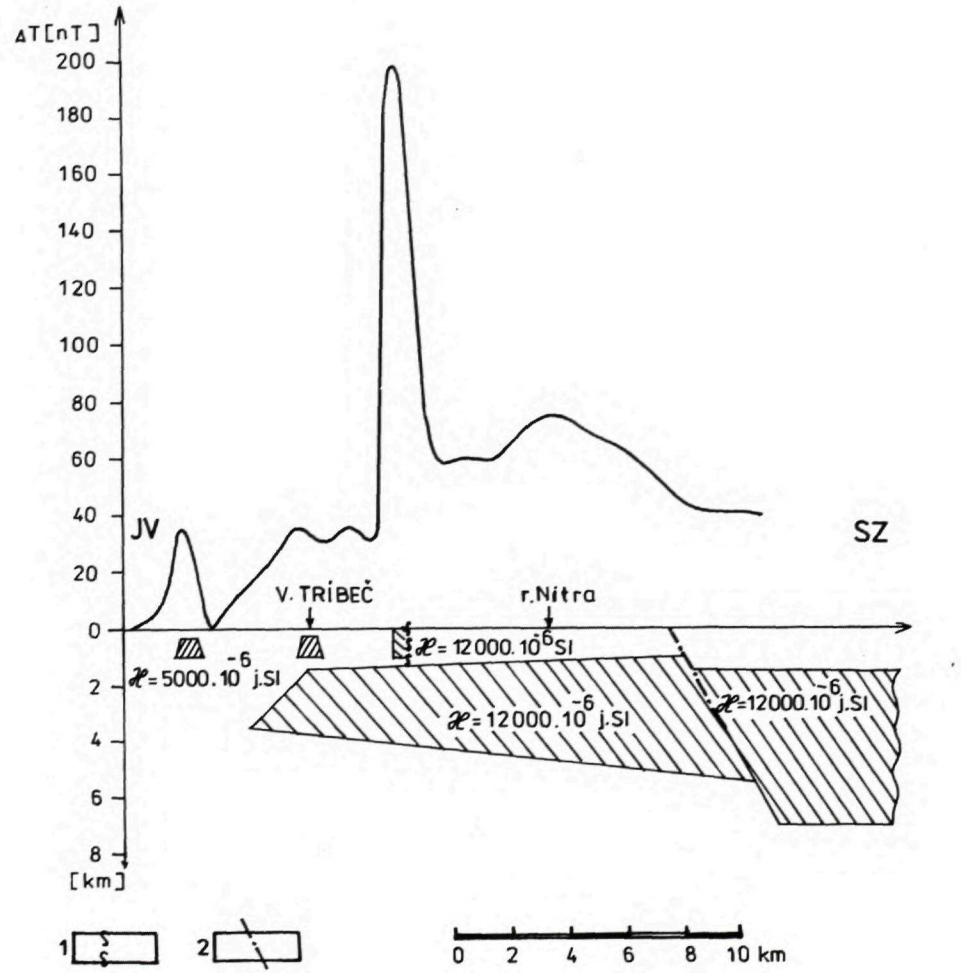
Reinterpretace

Nové zhodnocení a výklad geomagnetického pole Podunajské nížiny umožnily (1) nové geologické poznatky, syntetizující regionální strukturně-tektonické studie s výsledky hlubinných vrtů, (2) poslední souhrnně zpracované výsledky seizmického průzkumu a (3) novější interpretační postupy v magnetometrii, zvládnutelné pomocí malé výpočetní techniky.

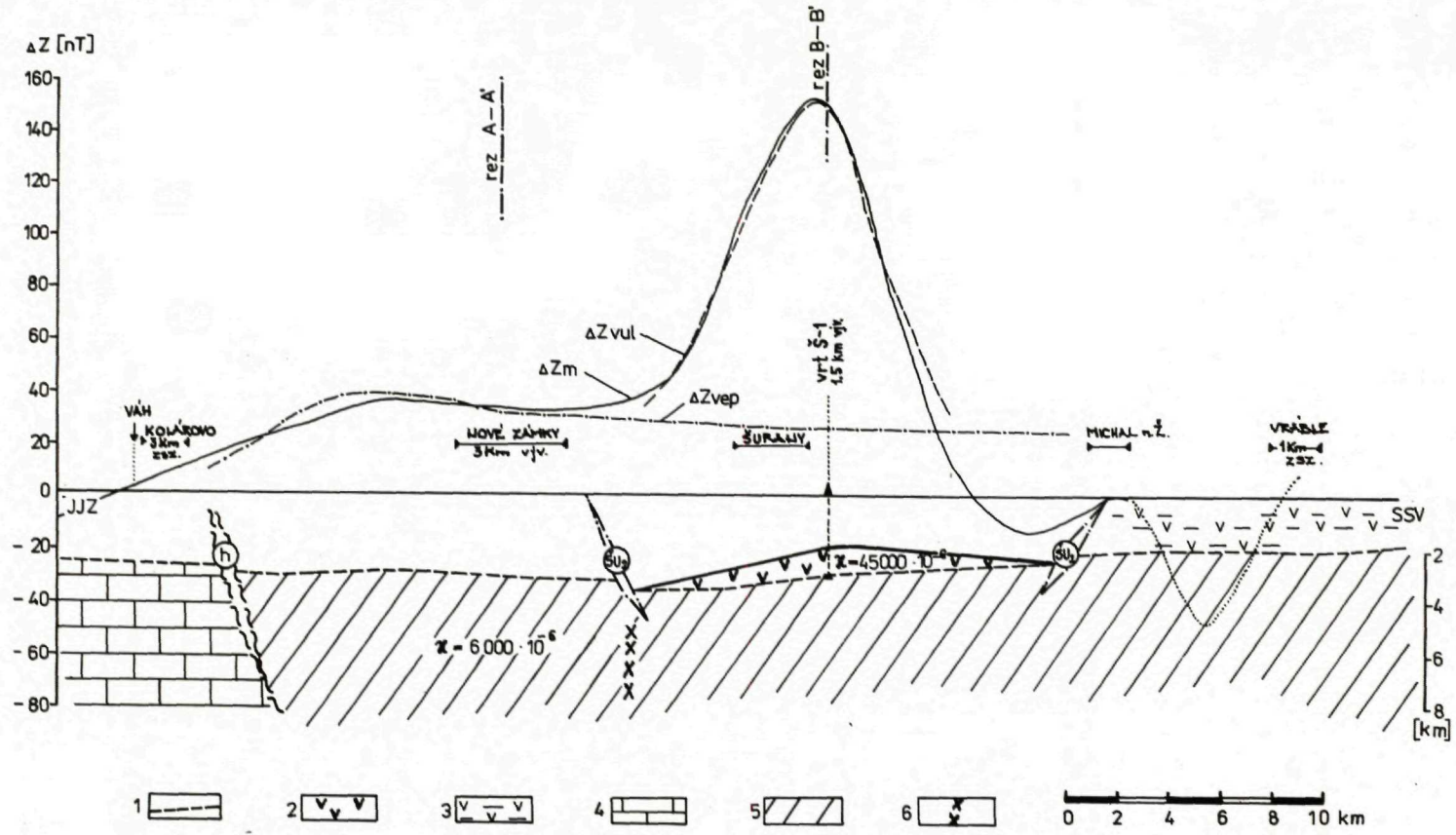
Srovnáváním Manovy mapy anomálií Z-složky magnetického pole se strukturním schematem báze neogénu, sestaveným na základě údajů seizmiky a vrtů V. Pěničkovou v rámci práce B. Gaži et al. (1985) lze zjistit, že dílčí magnetická anomálie šuranská (A) se nachází v z. okraji levické hrástě, dílčí anomálie palárikovská (B) je situována v komjatické depresi, dílčí anomálie těšedíkovská (C) leží na jz. svazích nitranské hrástě, zatímco dílčí anomálie gabčíkovská (D) zaplňuje podstatnou část tzv. centrální deprese pánve (obr. 2). Je tedy logické, že palárikovská dílčí anomálie B vykazuje ve srovnání s anomáliemi A a C nižší amplitudu (jen 90 nT), neboť horní okraj jejího zdroje je zřejmě uložen hlouběji pod povrchem než zdroje anomálií A a C. Geologická mapa podloží vnitřních Západních Karpat, sestavená O. Fusánem et al. (1979) udává, že v. část podloží pánve, tedy šuranská dílčí anomálie A a další jv. křídlo anomálního pásma, vyznívajícího u Dubníku, má v podloží tektonickou jednotku veporika, zatímco zbývající tři dílčí západní anomálie B, C, D mají v podloží tektonickou jednotku tatrika.

Pro kvantitativní interpretaci metodou Talwaniho a Heirtzlera (1964), připravenou pro modelování zdrojů magnetických anomálií J. Švancarou (1985), je podstatným identifikačním parametrem zdroje jeho susceptibilita.

Hodnoty magnetické susceptibility z hlubokých vrtů Podunajské nížiny nejnověji uvádějí J. UHMANN a V. DVOŘÁKOVÁ (1985). Konkrétně pro vrt Šurany Š-1, který (kromě vrtu Dubník D-1, situovaného na v. okraji pásma magnetických hornin) jako jediný provrtal úplnou mocnost neogénního vulkanického souvrství v hloubkovém rozmezí od 1 820 do 2 700 m, byly na 21 vzorku z bádenských vulkanických hornin zjištěny magnetické susceptibility v rozmezí od 100 do 45 400 . 10^{-6} j. SI, z nichž vyplývá průměrná hodnota 23 570 . 10^{-6} j. SI. Výpočtem se však lze přesvědčit, že účinkem lávového příkrovu o této susceptibilitě nemůže být šuranská anomálie vyvolána. Díky znalosti úplné mocnosti a hloubky vulkanických hornin — andezitových tufů a andezitů — ve vrtu Š-1, byla pro těleso uvedené v řezu na interpretač-



Obr. 3 Tríbečská regionální anokálie, interpretační profil 0—0' (P. KUBEŠ—M. FILO 1987)
ΔT_{mer} — anomálie ΔT zjištěná pozemní detailizací původní aeromagnetické anomálie, ΔT_{vyp} — vypočtená anomálie ΔT pro tělesa, uvedená v řezu
1 — magnetická diskontinuita představující sz. ukončení výskytů připovrchových magnetických zdrojů v pohoří Tríbeč, 2 — předpokládané s. pokračování velkozálužských zlomů



Obr. 4 Šuranská dílčí anomálie A, interpretační profil 1—1′ (I. GNOJEK—L. PUTNA 1987) ΔZ_m — naměřené pole, ΔZ_{vul} — vypočtený účinek podunajských vulkanitů, ΔZ_{vep} — vypočtený účinek veporika aproximovaného nekonečnou vodorovnou deskou v hloubkovém intervalu 3 až 8 km 1 — rozhraní neogén/podloží určené seizmikou, 2 — podunajské vulkanity vymezené interpretací magnetometrie, 3 — štiavnické vulkanity, 4 — maďarské středohoří, 5 — veporikum, 6 — zlom v podloží vymezený O. FUSÁNEM, h — hurbanovský zlom, $šu_2$ — jeden ze série šuranských zlomů.

ním profilu 1—1′ (obr. 4) vypočtena reprezentativní hodnota magnetické susceptibility $45\,000 . 10^{-6}$ j. SI, s níž vyznačený lávový příkrov způsobí účinek odpovídající naměřenému poli dílčí šuranské anomálie.

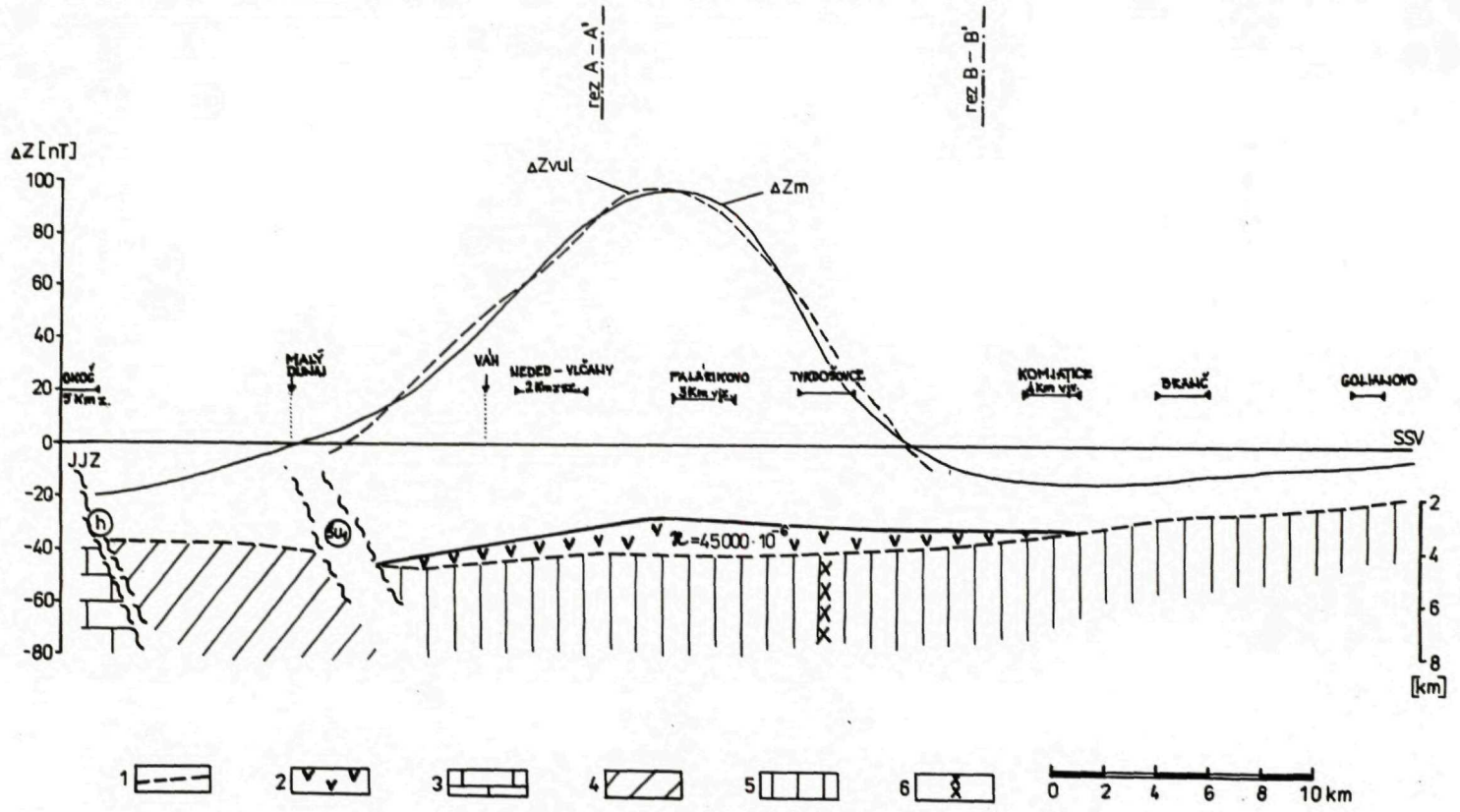
V této v. části pánve se však na výsledném anomálním poli podílí ještě magnetické zdroje situované v podložní jednotce veporika. V širším okolí šuranské anomálie lze ocenit účinek těchto podložních zdrojů na 30 až 35 nT. Aproximujeme-li podložní veporikum vodorovnou deskou, uloženou v hloubkovém intervalu 3 až 8 km, obdobně výpočtem zjistíme, že uvedený magnetický účinek vyvolají horniny o prům. susceptibilitě $6\,000 . 10^{-6}$ j. SI. Takto odvozená průměrná susceptibilita veporika dobře koresponduje s hodnotami tohoto parametru, uváděnými pro středně magneticky aktivní krystalinické oblasti, k nimž jak dokazuje aeromagnetická mapa jz. části Slovenského rudohoří I. Gnojka a F. Janáka (1986), veporikum dozajista patří. Náhodný výběr osmi vzorků z veporika, které měli Uhmann a Dvořáková (1985) k dispozici z vrtu Dubník D-1, umožnil opět určit sníženou průměrnou susceptibilitu veporika pouhých $1\,580 . 10^{-6}$ j. SI.

Jelikož zdroje z. a jz. části magneticky anomálního pásma nebyly nikde v úplné mocnosti provrtány, nejsou z tohoto území známy žádné reprezentativní údaje o magnetických vlastnostech hornin. Vrt. Kráľová Kr-1 jz. od Šale provrtal v intervalu 2 685 až 2 974 m jen 289 m bádenských andezitových tufů a byl v nich ukončen; zjištěné susceptibility z 8 vzorků těchto tufů se pohybují od 130 do $9\,070 . 10^{-6}$ j. SI a je zřejmé, že takto slabě magnetické horniny, nacházející se v hloubce přes 2,5 km, nemohou přilehlou dílčí anomálii těšedíkovskou (C) vyvolat. Zbývající dva vrty Dubník D-1 a Nová Vieska NV-1, které se nacházejí až v jz. ukončení anomálního pásma vulkanitů, odhalily: vrt D-1 dvě 20 m polohy bádenských andezitů v hloubkách okolo 2 400 a 2 600 m a dvě cca 100 m polohy tufitických jílů a vrt NV-1 jedinou 20 m polohu sarmatských andezitů v hloubce 950 až 970 m a v hloubkách přesahujících 1 550 m pak čtyři nepříliš mocná souvrství bádenských tufitických jílů a jílů s vulkanickou příměsí (A. Biela 1978). Jejich průměrné susceptibility, určené z dat Uhmanna a Dvořákové, jsou pro D-1 $7\,400 . 10^{-6}$ j. SI a pro NV-1 $4\,270 . 10^{-6}$ j. SI.

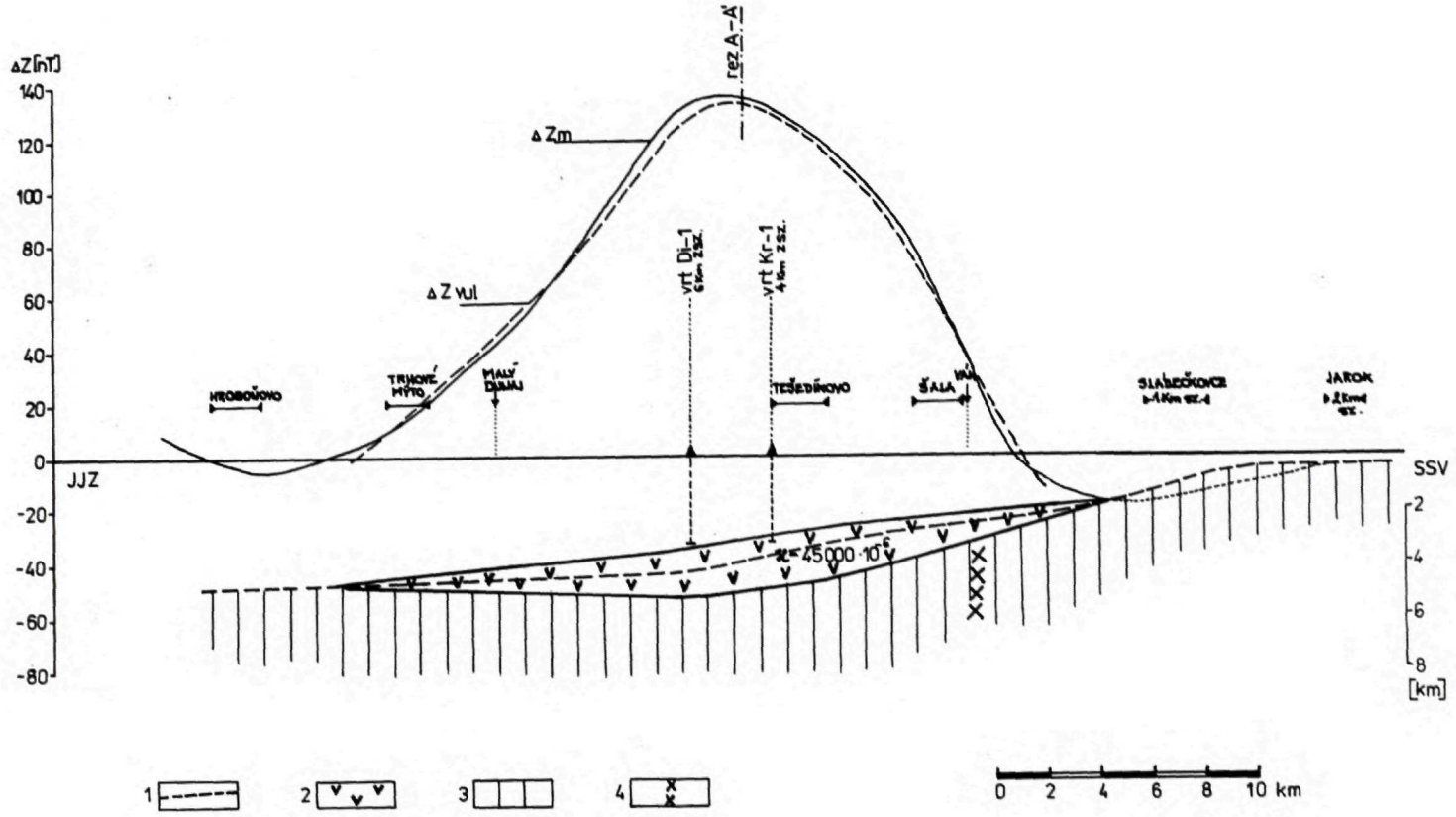
Tyto nízké hodnoty magnetické susceptibility opět nelze považovat za reprezentativní pro celé obloukovité anomální pásmo, když jsme již prokázali, že pro šuranskou anomálii (A), u níž jsou vulkanické magnetické horniny nejblíže k povrchu, potřebujeme po odečtení magnetického účinku podložního veporika susceptibilitu vulkanitů $45\,000 . 10^{-6}$ j. SI. Z uvedených důvodů, jimiž jsou obsence susceptibilit v z. části anomálního území a nereprezentativnost susceptibilit z řídce (po 50 m) vzorkovaného, neúplného výnosu vrtných jader ve v. části zkoumaného území, byly modely těles magnetických vulkanitů na dalších interpretačních profilech 2—2′ až 4—4′, vedených přes dílčí elevace magnetického pole, počítány také pro susceptibilitu $45\,000 . 10^{-6}$ j. SI, odvozenou ze zdroje magnetické elevace šuranské.

Interpretační profil 2—2′, vedený napříč anomálním pásmem v území dílčí anomálie palárikovské (obr. 5), vymezuje magnetické vulkanity v apikální části nejblíže pod povrchem v hloubce 2 800 m, většinou však v hloubce 3 000 m, v místě jjz. vyklínění až v hloubce přes 4 000 m. Přesto, že anomálie dosahuje svým maximem necelých 100 nT, mocnost vulkanitů zde nabývá až 1 200 m, tj. cca o 300 m větší, než v území anomálie šuranské.

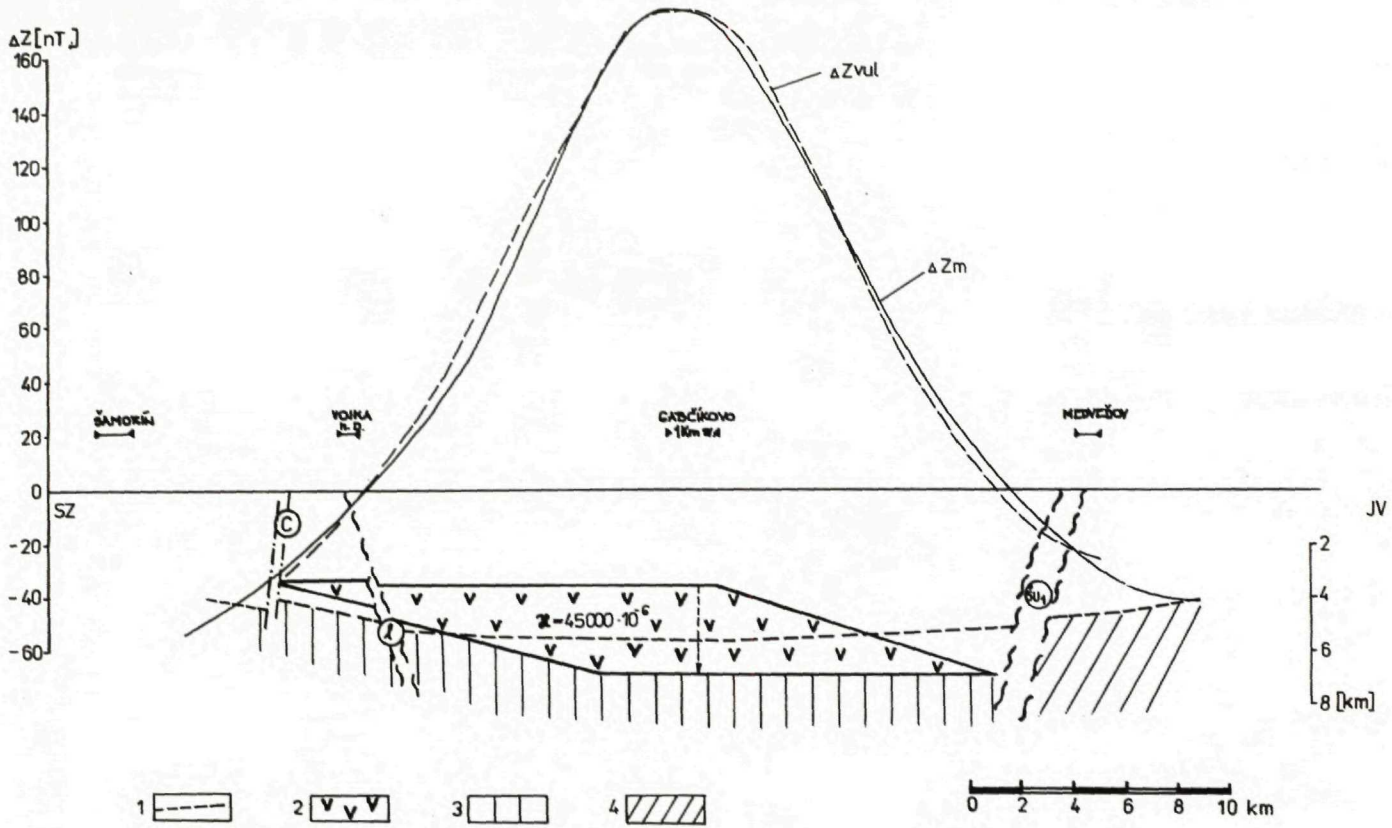
Je-li těšedíkovská anomálie (C) vyvolána horninami o téže susceptibilitě, pak jí způsobuje příkrov vulkanitů (obr. 6), nasedající na bázi pánve u Sládečkovců v hloubce 1 700 m, dosahující největší mocnosti až 2 000 m u Těšedíkova, kde leží v hloubkách 2 500 až 3 000 m a vykliňuje u Trhového Mýta v hloubce 4 500 m. Vypočtená geometrie tělesa vulkanitů, uvedeného na profilu 3—3′, respektuje 200 až 300 m interval andezitových tufů, odhalených posledními metry vrtu Kráľová n. V. (Kr-1) i skutečnost, že vrt Diakovce (Di-1) hloubkou 3 300 m vulkanické souvrství nedosáhl, neboť byl již vytýčen na svazích hluboké galantské deprese. Na interpretačním profilu 3—3′ se však dostáváme tímto vymezením vulkanitů do rozporu s interpretačními závěry seizmiky, která zde podloží neogénu udává v hloubce až o 1 000 m menší. Spodní plochu příkrovu vulkanických hornin, předpokládanou podle interpretace profilu 3—3′, lze sice zvýšit až k hloubkové úrovni, v níž M. Pěničková podle seizmiky udává podloží, ovšem za cenu více jak dvojnásobně



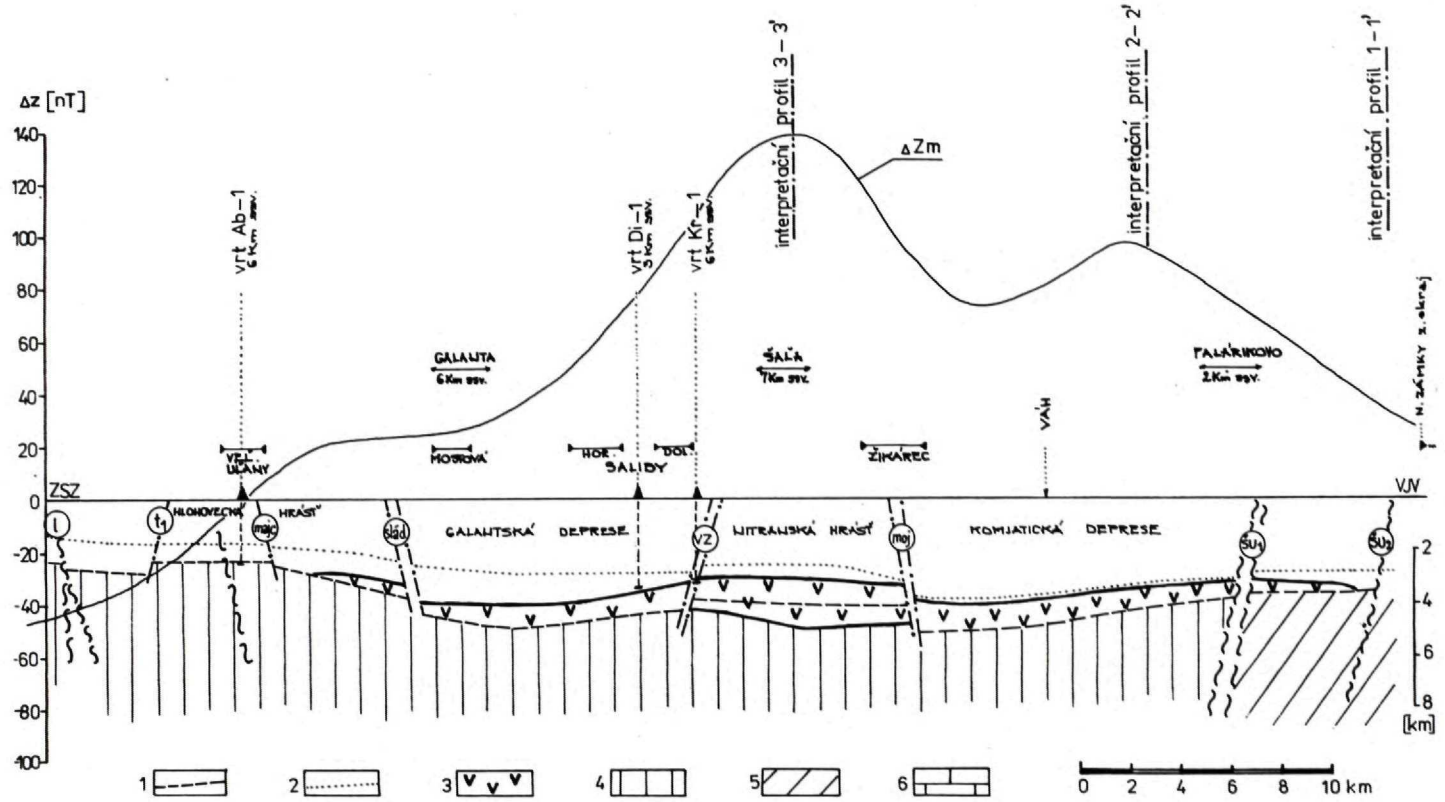
Obr. 5 Palárikovská dílčí anomálie B, interpretační profil 2—2′ (I. GNOJEK — L. PUTNA 1987)
ΔZ_m — naměřené pole,
ΔZ_{vul} — vypočtený účinek podunajských vulkanitů
1 — rozhraní neogén/podloží zjištěné seizmikou, 2 — podunajské vulkanity vymezené interpretací magnetometrie, 3 — maďarské středohoří, 4 — veporikum, 5—tatrikum, 6—zlom v podloží vymezený O. FUSÁNEM, h — hurbanovský zlom, $šu_1$ — hlaní zlom ze série šuranských zlomů



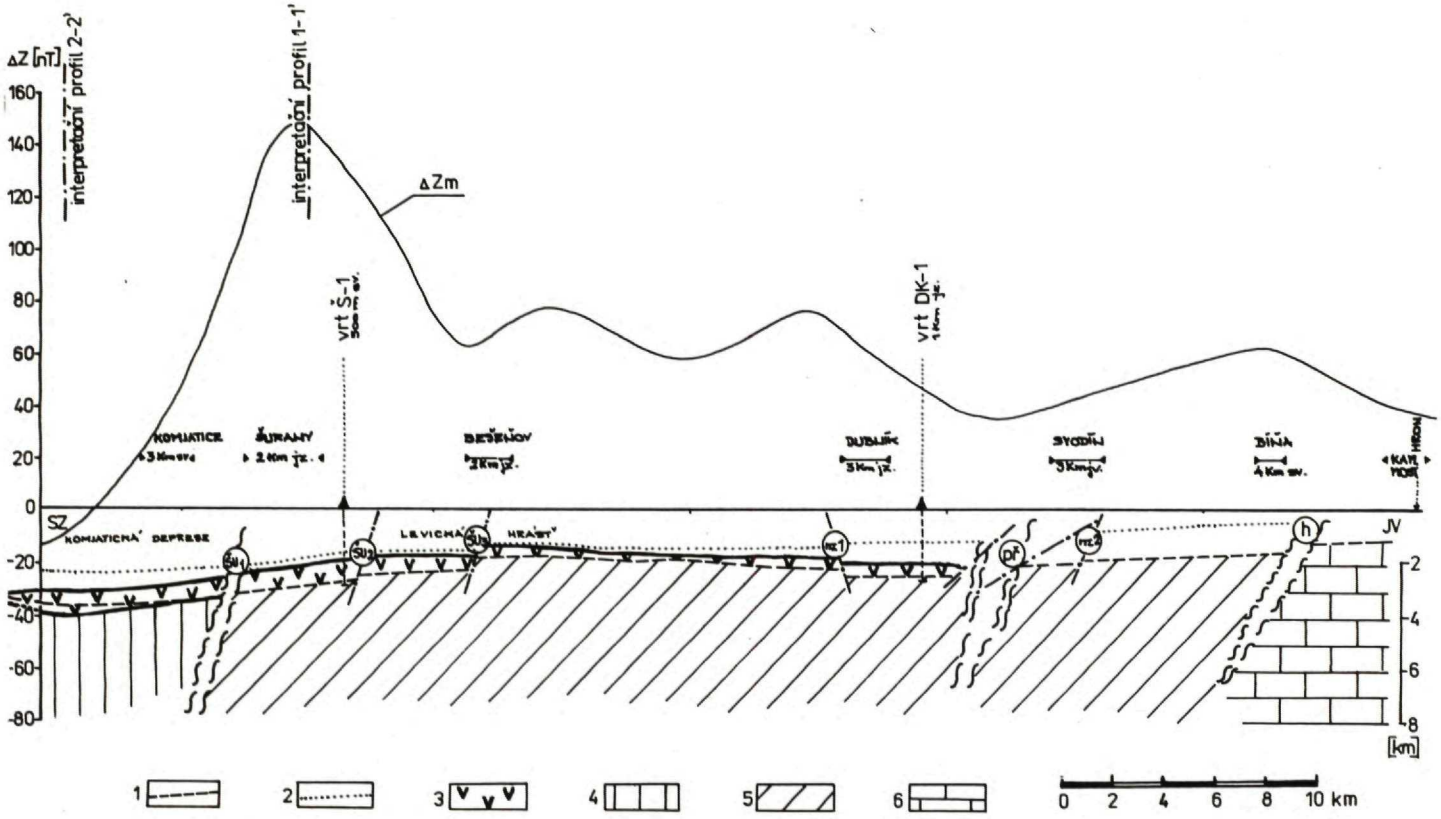
Obr. 6 Tešedíkovská dílčí anomálie C, interpretační profil 3—3′ (I. GNOJEK — L. PUTNA 1987)
ΔZ_m — naměřené pole, ΔZ_{vul} — vypočtený účinek podunajských vulkanitů
1 — rozhraní neogén/podloží zjištěné seizmikou 2 — podunajské vulkanity vymezené interpretací magnetometrie, 3 — tatrikum, 4 — zlom v podloží vymezený O. FUSÁNEM.



Obr. 7 Gabčíkovská anomálie D, interpretační profil 4—4′ (I. Gnojek — L. Putna 1987)
ΔZ_m — naměřené pole, ΔZ_{vul} — vypočtený účinek podunajských vulkanitů
1 — rozhraní neogén/podloží předpokládané z interpretací seizmiky, 2 — podunajské vulkanity vymezené interpretací magnetometrie, 3 — tatrikum, 4 — veporikum, c — cíferský zlom, l — lehnický zlom, $šu_1$ — hlavní zlom ze série šuranských zlomů.



Obr. 8 Řez A—A′ Senec — Nové Zámky (I. GNOJEK 1987)



Obr. 9 Řez B—B′ Mojmírovce — Šurany — Kamenný Most (I. GNOJEK 1987)

Společná legenda pro obr. 8 a 9:
ΔZ_m — naměřené pole, 1 — rozhraní neogén/podloží určené seizmikou, 2 — rozhraní báden/sarmat určené seizmikou, 3 — podunajské vulkanity vymezené interpretací magnetometrie, 4 — tatrikum, 5 — veporikum, 6 — maďarské středohoří.
Označení zlomů je totožné s obr. 2.

vyšší průměrné susceptibility vulkanitů, tj. cca $120\,000 . 10^{-6}$ j. SI, což by z petrofyzikálního hlediska již nemuselo být přijatelné. O. JAKEŠ et al. (1978) přitom konstatují, že zisk užitečného seizmického signálu z hloubek větších než 3 000 m je slabý. Nelze tedy vyloučit, že reflexy, interpretované jako projevy podložního krystalinika, jsou ve skutečnosti odrazy od vlnovými odpory se lišících poloh vnitřní stavby vulkanitů.

Výraznou anomálii gabčíkovskou, jen zpola vyvinutou na československém území, lze horninami o téže susceptibilitě $45\,000 . 10^{-6}$ j. SI vysvětlit (obr. 7) tělesem magnetických hmot 2 500 až 3 000 m mocným, situovaným mezi cíferským zlomem na SZ a šuranským zlomem na JV, většinou v hloubce 3 500 až 3 700 m. Svým spodním okrajem se tento magnetický zdroj nachází až v hloubce 7 000 m, tj. o 1 500 m níže, než je zde interpretátory seizmiky udávána hloubka podloží. Důvody nesouladu s výsledky seizmiky zde mohou být obdobné jako důvody, uvedené v předchozím odstavci. Jsou-li zdejší magnetické vulkanity především bádenské či nanejvýš sarmatské, pak z magnetometrie interpretovaná hloubka horní plochy tělesa je v souladu s předpokladem geologů (GAŽA et al. 1985), kteří očekávají v gabčíkovské depresi 3 500 až 3 800 m mocné souvrství sedimentů pliocénu a panonu.

Schématické geologicko-geofyzikální řezy, vedené po spojnici Senec—Nové Zámky (řez A—A′, obr. 8) a po linii Mojmírovce—Šurany—Kamenný Most (řez B—B′, obr. 9) dokreslují strukturní pozici vulkanitů ve směru přibližně kolmém na tři interpretační profily. Interpretované rozšíření vulkanitů v čs. části Podunajské pánve uvádí obr. 2. Hluboké vrty Sereď Se-5, Zlaté Moravce ZM-1, Vráble VR-1 a Pozba P-3, situované vně vymezeného prostoru rozšíření vulkanitů, navrtaly pouze tufity, pískovce nebo jíly s vulkanogenní příměsí, tj. redeponovaný vulkanický materiál, a to v mladších, post-spodnobádenských souvrstvích. Spodnobádenské andezity, andezitové tufy a tufity, uváděné A. BIELOU (1978) ve vrtu Salka K-5 v hloubkovém intervalu od 430 do 780 m, k námi vymezeným podunajským vulkanitům nepřiřazujeme. Považujeme je za součást maďarského vulkanického pohoří Börzsöny.

Závěr

Předložená reinterpretace geomagnetického pole přispívá k podrobnějšímu poznání prostorové pozice štiavnických i podunajských miocénních vulkanitů a přináší do značné míry také odpověď na v 50. a 60. letech zcela otevřenou otázkou, jak dalece zjištěné magnetické pole souvisí s reliéfem podloží pánve. Odhaluje rovněž závažnost role systému šuranských zlomů, z nichž průběh zlomu $šu_1$ se ztotožňuje na bázi neogénu s linií styku podložních tektonických jednotek tatrika a veporika, jak ukazují FUSÁN et al. (1979). Protože tento šuranský zlom zřetelně dislokuje a posouvá pásmo magnetických anomálií, jehož původ můžeme s vysokou pravděpodobností připisovat především bádenskému vulkanizmu, znamená to, že pohyby svrchní kůry podél této dislokace probíhaly také v době pobádenské. Z výsledného stavu anomálního magnetického pásma lze odvodit, že veporická tektonická jednotka je vůči tatriku relativně posunuta k SV a zůstala zde vůči tatriku relativně vyzdviženou krou. Proto ve v. části Podunajské nížiny podestlané veporikem nacházíme menší plošné rozšíření i menší mocnost vulkanických hornin.

Vulkanotektonická deprese, jejíž propadání, jak ukazují velké mocnosti vulkanogenního souvrství, probíhalo velmi rychle — v období bádenu až o několik kilometrů — se vyvíjela nejvýrazněji v naší nejjižnější části tektonické podložní jednotky tatrika j. a jz. od Nitry. Strmost poklesu neogénem zakrytých svahů Tríbeče (propadání nitranské hrástě) do centrální deprese zjištěné seizmikou je impozantní. Na svazích prudce se vynořující nitranské hrástě v okolí Sládečkovců se proto nacházejí s. okraje dosahu vulkanických hornin. V centrální depresi pánve u Gabčíkova lze očekávat podstatně větší hloubku podloží než 5,6 km, kterou udává seizmika, a to okolo 7 km. Přitom na vzniku výrazných anomálií těšedíkovské i gabčíkovské nemůžeme vyloučit spoluúčast magnetických hornin předneogénního podloží.

Vymezení „eruptivních center" bádenského vulkanismu MANEM (1962) v místech vrcholů dílčích anomálií — šuranské, palárikovské, těšedíkovské a gabčíkovské — naše interpretace nepotvrzují. Výpočtem dodatkového účinku

magnetických hmot o susceptibilitě $45000 . 10^{-6}$ j. SI, vyplňujících „nekonečně dlouhou" 200 m mocnou přívodní jízvu od spodního okraje vulkanického tělesa do hloubky 20 km v prostoru těšedíkovské dílčí anomálie, bylo zjištěno, že tato jizva, vyhojená spojitě takovými magnetickými horninami, ovlivní danou anomálii pouze v nejbližším okolí jejího vrcholu, a to pouhými 10 nT, což představuje pouze 7 % z hodnoty maxima anomálie. Příspěvek přívodních kanálů k celkové velikosti anomálií je tedy téměř zanedbatelný. Dílčí maxima anomálního pásma indikují především místa největších akumulací magnetických hmot, jak ukazují interpretační profily 1—1′ až 4—4′ (obr. 4 až 7). Poloha výstupních kanálů a „erupčních center" je zřejmě podstatně ovlivněna především hlubokou disjunktivní tektonikou, umožňující komunikaci dna pánve se svrchním pláštěm a nemusí být vůbec totožná s polohou apikálních částí magnetického anomálního pásma.

Za pravděpodobný přívodní systém vulkanitů považujeme korové disjunkce, které jsou součástí zde probíhajícího pásma veporského lineamentu nově definovaného jako diskontinuita litosférického významu J. Šefarou et al. (1987). K oslabení kůry v tomto pásmu mohly přispět též starší příčné zlomy sz.-jv. směru v podložních jednotkách pánve.

Nakonec k novým poznatkům ještě dodejme, že analýzami vrtných jader v rámci práce Uhmanna a Dvořákové (1985) byly ve vrtu Kráľová n. V. Kr-1 odhaleny v bádenském souvrství andezitových tufů a andezitů v hloubkovém intervalu 2 696 až 2 939 m (v sérii 5 sousedních vzorků) vysoké koncentrace draslíku od 6 do 8,5 % K bez doprovodu zvýšených koncentrací thoria, takže hodnoty poměru Th/K na nich jsou menší než 2. Tato fakta dokazují i zde draslíkem bohatý magmatizmus, jehož projevy podél výrazné, již zmíněné geofyzikální diskontinuity-veporského lineamentu- konstatujeme v práci J. Šefary et al. (1987) dále k SV v Pohronském Inovci, Štiavnických vrších a nejdále až v sz. výběžcích Slovenského rudohoří. Lze jen litovat, že jádra z vrtu Šurany Š-1 nebyla na koncentrace K, U a Th analyzována. Ve vulkanitech vrtů Dubník D-1 a Nová Vieska NV-1 již takto vysoké koncentrace draslíku nebyly zjištěny.

Literatura

Biela, A. 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát, díl I. Záhorská nížina a Podunajská nížina. — Region. Geol. Západ. Karpát, 10, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Fusán, O.—Biely, A.—Plančár, J. 1979: Geologická stavba podložia terciéru Západných Karpát. — Čiastková záverečná správa za r. 1979. Geofond, Bratislava.

Gaža, B.—Pěničková, M.—Dvořáková, Vlad.—Jihlavec, F.—Němeček, V.—Uhmann, J.—Dvořáková, Vlast. 1985: Závěrečná zpráva vyhledávacího průzkumu na živice v Podunajské pánvi v letech 1973—1983. — Manuskript, MND Hodonín, Geofyzika, n. p. Brno.

Geomagnetická mapa Maďarska 1960 — anomálie vertikální složky pole k epoše 1950,0; — Maďar. geofyz. ústav L. Eötvöse, věd. redaktor G. Szénás, M = 1:500 000.

Geomagnetická mapa Rakouska 1972 — anomálie vertikální složky pole k epoše 1970,0; autor W. Seiberl, M = 1:1 000 000.

Gnojek, I.—Janák, F. 1986: Souhrnné zpracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Karpat do měřítka 1:50 000. — Manuskript-archív Geofyzika, n. p. Brno.

Ibrmajer, J.—Mottlová, L. 1963: Zhodnocení tíhových a magnetických měření v Podunajské nížině. — Sbor. geol. Věd. užitá Geofyz. 1, 69—90.

Jakeš, O.—Jihlavec, F.—Lukešová, R.—Nečas, V.—Němeček, V.—Soukeník, K.—Zbořil, A.—Havelková, V.—Kocák, A. 1978: Zpráva o reflexně seizmickém měření v Podunajské pánvi v roce 1977. — Manuskript-archív Geofyzika, n. p. Brno.

Kubeš, P.—Gnojek, I. 1987: Pozemné overenie a interpretácia leteckých geofyzikálnych anomálií — Podunajská nížina-severovýchod. — Manuskript-archív Geofyzika n. p. Brno.

Man, O. 1960: Závěrečná zpráva o magnetickém průzkumu prováděném v r. 1959 — Malá dunajská nížina — v. část. — Manuskript-archív Geofyzika n. p. Brno

Man, O. 1962: Magnetický průzkum v Malé dunajské nížině. — Manuskript, ČND — Hodonín závod Geofyzika, Geofyzika, n. p. Brno.

Müller, K. 1958: Regionální magnetický průzkum a tektonická stavba v MDN (Malé dunajské nížině). — Kand. dis. práce. Manuskript-ČND — závod Geofyzika a PřFUK Praha.

Obernauer, D. — Kurkin, M. — Bujňáková, V. 1985: Gravimetrické mapovanie 1:25 000 v pohorí Tríbeč. — Manuskript-archív Geofyzika n. p. Brno.

Šefara, J. et al. 1987: Štruktúrno-tektonická mapa

vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk — geofyzikálne interpretácie. — Manuskript-archív SGÚ Bratislava.

ŠVANCARA, J. 1985: Program Talwani ΔT pro výpočet přímé magnetometrické úlohy na kalkulátoru TI-59. — Manuskript, Geofyzika, n. p. Brno.

TALWANI, M.—HEIRTZLER, J. 1964: Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape. — In: Computers in mineral industries, part I, Stanford Univ. Publ. geol. Sci. 9, 464—480.

UHMANN, J.—DVOŘÁKOVÁ, VLAST. 1985: Fyzikální vlastnosti hornin Podunajské nížiny. — Manuskript-archív Geofyzika, n. p. Brno.

IVAN GNOJEK—PETER KUBEŠ

Reinterpretation of the geomagnetic field of the Danube basin — Podunajská nížina lowland (Czechoslovakia)

Summary

The presented reinterpretation* of geomagnetic field of the Danube Basin (Fig. 1) in the SW Slovakia (Czehoslovakia)** contributes to a better knowledge of the spatial position of both the Central Slovakian (Štiavnické vrchy Mts.) and the so-called Danube (Podunajská nížina Lowland) Miocene neovolcanics. Simultaneously it answers, to a large extent, the question, quite open at the end of the 50-ies and in the 60-ies, to what extent the measured magnetic field is connected with the relief of the basement. It also reveals the importance of the role of the Šurany fault system (Fig. 2) of which the course of the $Šu_1$ fault (the main Šurany fault) identifies, at the bottom of the basin, with the touch line between the Tatricum and the Vepor basement tectonic units (as was supposed by FUSÁN et al. 1979).

Because this Šurany fault distinctly dislocates and shifts the zone of magnetic anomalies caused probably mainly by the Baden andesite volcanism, it suggests that the upper crust movements along this dislocation took place also in the post-Baden period. From the resulting state of the anomalous magnetic zone it can be deduced that the Vepor tectonic unit is, in relation to the Tatricum, shifted relatively to the NE and remained (in relation to the Tatricum) a relatively upthrown block. Therefore smaller areal extent and smaller thickness of volcanic rocks are found in the eastern part of the Podunajská nížina Lowland, underlied with the Vepor tectonic unit.

Volcano-tectonic central depression of the Danube basin (between the towns of Dunajská Streda, Mosonmagyárorovár and Győr) whose subsidence, as evidenced by great thickness of the volcanogenic formation, took place very quickly — in the Baden period it sank several kilometers — has developed most conspicuously in the southernmost part of the Tatricum basement tectonic unit, i. e. to the S and SW of the town od Nitra (SW Slovakia). The steepness of the Neogene covered Tribeč Mts. slopes (the Tatricum Nitra horst sinking) trending towards the central depression and discovered with the help of seismic methods is impressive. On the slopes of the sharply outcropping Nitra horst near the village of Sládečkovce there are, therefore, northern margins of the Danube volcanic rocks reach. In the central depression of the basin near the village of Gabčíkovo a basement depth of nearly 7km is expected while seismic methods indicate a depth of only 5,6 km. Still, we cannot exclude the participation of pre-Neogene

* accepted for publication in the periodical Geologické práce — Správy, in May 1988;

** the overwhelming majority of the area was measured using the ground magnetometry (Z-component) and processed by O. MAN (1962), the NE part of the territory was mapped using airborne detail magnetometry presented by I. GNOJEK and F. JANÁK (1986) in the set of aeromagnetic maps covering the Central and the Inner West Carpathians.

basement magnetic rocks, in the origin of the conspicuous Tešedíkovo (C) and Gabčíkovo (D) partial anomalies.

The Man's delimitation (1962) of Baden volcanism eruption centres and feeding channels at the top parts of the partial anomalies — the Šurany (A), Palárikovo (B), Tešedíkovo (C) and Gabčíkovo (D) ones — is not confirmed by our interpretation. Computing the supplementary effect of magnetic substances with a susceptibility as high as 45.000×10^{-6} SI units that fill the "endlessly long" 200 m thick lava fed gap from the lower margin of the volcanic body into the depth of 20 km (i. e. in the area of the Tešedíkovo partial anomaly (C)), it was found out that this gap of the above given parameters increases the anomaly in question only in the nearest surroundings of its top part by only 10 nT, which represents mere 7% of the Tešedíkovo anomaly maximum value. Therefore, the contribution of feeding channels to the total value of anomalies is nearly negligible. It is presumed that partial maxima of the anomalous zone indicate, first of all, spots of largest accumulations of magnetic substances, as is shown on interpretation profiles 1—1′ up to 4—4′ (Figs. 4 to 7). The position of the feeding channels and the „eruption centres" is probably, to a large degree, influenced especially by deep faults which make communication between the basin bottom and the upper mantle possible and which need not be identical with the position of apical parts of the magnetic anomalous zone.

Crustal disjunctions are considered to constitute the probable feeding system of the volcanics. These disjunctions form, in this area, a part of the Vepor deep fault zone which was by J. Šefara et al. (1987) newly defined as a discontinuity of lithospheric significance. Even older transverse faults of the NW — SE direction in the basement units might have contributed to the weakening of the crust in this zone.

In the end let us add that through the analysis of borehole core samples taken from the Kr-1 borehole situated in the northern part of the Tešedíkovo (C) anomaly, high abundances of potassium, from 6 to 8,5 %, were detected in the Baden andesite tuffs and andesite formation in the depth interval 2 696—2 939 m (in a series of 5 adjecent samples). The potassium occurence is not accompanied with an increased abundance of thorium, so that the ratio between Th and K is also anomalous — smaller than 2. This proves that even here, in the Danube basin, the volcanism was rich in potassium, as well as in outcropping Central Slovakian neovolcanics in the Pohronský Inovec Mts. and the Štiavnické vrchy Mts., that means in the areas adjacent, from both sides, to the Vepor deep fault zone.

Fig. 1 Geomagnetic field (Z-component anomalies) at the NW margin of the Pannonian basin.
Compiled with the use of geomagnetic maps of Austria on the scale of 1:1 000 000 by W. Seiberl (1972), of Hungary on the scale of 1:500 000 by G. Szénás (1966) and the SW Slovakia — Podunajská nížina Lowland- on the scale of 1:200 000 by O. Man (1962).

Fig. 2 The Podunajská nížina Lowland: Geomagnetic field — Interpretation.
1 — positive, zero and negative contours of the vertical component anomalies (ΔZ) according to O. Man (1962), A, B, C, D + quantitatively interpreted partial positive anomalies on profiles 1—1′ to 4—4′; 2 — positive contours of the total vector anomalies (ΔT) obtained by airborne survey — Gnojek and Janák (1986); 3 — faults with a sign of dipping and denotation of their names, detected by seismic measurements in the Neogene basin or even in its basement according to Gaža et al. (1985).
c, c_1 — Cífer faults, t_1 — Trnava fault, l — Lehnice fault, majc — Majcíchov fault, slád — Sládkovičovo fault, se — Sereď fault, vz, vz_{1-3} — Velké Zálužie faults, moj, moj_{1-4} — Mojmírovce faults, $šu_{1-4}$ — Šurany faults, nz, nz_{1-2} — Nové Zámky faults, př — příčný (transverse) fault, h — Hurbanovo fault,
The $šu_1$ and h faults represent, at the same time, magnetic field discontinuities. 4 — borehole which struck volcanic rocks — andesites and their tuffs; 5 — borehole which proved the presence of sediments with volcanogenic admixture; 6 — the borehole ended above the volcanic formation; 7 — faults in basement complexes delimited by O. Fusán et al. (1979); 8 — conspicuous and less conspicuous discontinuities of the magnetic field; 9 — the extension of the Central Slovakian neovolcanics buried beneath the Danube basin sediments interpreted from the airborne magnetometry data; 10 — the extension of the Danube neovolcanics (predominantly Badenian) at the bottom of the Danube basin — Podunajská nížina Lowland — interpreted from the ground magnetometry data; 11 — predominance of magnetic rocks in the basement (the Vepor tectonic unit); 12 — Interpretation profiles: 0—0′ in the Tríbeč Mts. (northern margin of the area); 1—1′ to 4—4′ in the Podunajská nížina Lowland (Danube basin); 13 — schematic geological — geophysical cross-sections A—A′ Senec (NW) — Nové Zámky (SE) and B—B′ Mojmírovce (NW) — Šurany — Kamenný Most (SE); 14 — boundary of a detail airborne geophysical mapping in the years 1976—1983, the area N of this boundary was covered by airborne survey.

Interpretation profiles

Fig. 3 Tríbeč regional anomaly, interpretation profile 0—0′ (P. KUBEŠ—M. FILO 1987)
T_{mer} — ΔT anomaly detected by ground detail examination of the former aeromagnetic anomaly;
T_{vyp} — ΔT anomaly calculated for bodies given in the cross-section, 1 — magnetic discontinuity representing NW utmost occurrence of near-surface magnetic sources in the Tríbeč mountain range, 2 — presumed N continuation of the Velké Zálužie faults

Fig. 4 Šurany partial anomaly (A), interpretation profile 1—1′ (I. GNOJEK—L. PUTNA 1987)
Z_m — measured field,
Z_{vul} — calculated effect of the Danube neovolcanics,
Z_{vep} — calculated effect of the Vepor tectonic unit approximated by an endless horizontal plate in the depth interval 3 to 8 km,
1 — boundary Neogene/basement delimited by seismic survey, 2 — Danube neovolcanics delimited by interpretation of magnetic data, 3 — Central Slovakian neovolcanics of the Štiavnické vrchy Mts., 4 — Transdanubian Central Range (Mesozoic), 5 — Vepor tectonic unit, 6 — basement fault delimited by O. FUSÁN, h — Hurbanovo fault, $šu_2$ — one of the series of Šurany faults.

Fig. 5 Palárikovo partial anomaly (B), interpretation profile 2—2′ (I. GNOJEK—L. PUTNA 1987)
Z_m — measured field, Z_{vul} — calculated effect of the Danube neovolcanics 1 — boundary Neogene/basement detected by seismic survey, 2 — Danube neovolcanics delimited by interpretation of magnetic data, 3 — Transdanubian Central Range, 4 — Vepor tectonic unit, 5 — Tatricum tectonic unit, 6 — fault in the basement delimited by O. FUSÁN, h — Hurbanovo fault, $šu_1$ — main fault from the series of Šurany faults.

Fig. 6 Tešedíkovo partial anomaly (C), interpretation profile 3—3′ (I. GNOJEK—L. PUTNA 1987)
Z_m — measured field, Z_{vul} — calculated effect of the Danube neovolcanics
1 — boundary Neogene/basement detected by seismic survey, 2 — Danube neovolcanics delimited by interpretation of magnetic data, 3 — Tatricum tectonic unit, 4 — fault in the basement delimited by O. FUSÁN.

Fig. 7 Gabčíkovo partial anomaly (D), interpretation profile 4—4′ (I. GNOJEK—L. PUTNA 1987)
Z_m — measured field, Z_{vul} — calculated effect of the Danube neovolcanics
1 — Neogene/basement boundary interpreted from seismic data (GAŽA et al. 1985), 2 — Danube neovolcanics delimited by interpretation of magnetic data, 3 — Tatricum tectonic unit, 4 — Vepor tectonic unit, c — Cífer fault, l — Lehnice fault, $šu_1$ — main fault from the series of Šurany faults.

Schematic geological-geophysical cross-sections

Fig. 8 Cross-section A—A′ Senec (NW) — Nové Zámky (SE) (I. GNOJEK 1987)

Fig. 9 Cross-section B—B′ Mojmírovce (NW) — Šurany — Kamenný Most (SE) (I. GNOJEK 1987)

Common symbols

Z_m — measured field, 1 — Neogene/basement boundary detected by seismic survey, 2 — Baden/Sarmatian boundary detected by seismic survey (both N 1 and 2 according to GAŽA et al. 1985), 3 — Danube neovolcanics delimited by interpretation of magnetic data, 4 — Tatricum tectonic unit, 5 — Vepor tectonic unit, 6 — Transdanubian Central Range.
The fault symbols are the same as in Fig. 2.

Geologické práce, Správy 92, str. 135—151, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1991

MIROSLAV KRS—MARTA KRSOVÁ—RICHARD CHVOJKA—MICHAL POTFAJ[+]

Paleomagnetic investigations of the flysch belt in the Orava region, Magura unit, Czechoslovak Western Carpathians

9 obr., slovenské resumé

Abstract. Paleomagnetic investigations were focussed on the flysch belt in the region of Orava, which is represented by the Magura nappe formed of sediments of the Cretaceous and Paleogene. Samples were collected in fifteen localities, of which only four yielded results suitable for the computation of paleomagnetic poles. In one locality, planes of remagnetization were determined, which were used for some paleotectonic interpretations. The rock samples were subjected to combined tests of stability, thermal demagnetization was effected with the use of a system providing magnetic vacuum, called MAVACS (Magnetic Vacuum Control System). Anti-clockwise paleotectonic rotation was found as proved earlier in rock of the Silesia and Dukla units. The computed position of paleomagnetic poles points to a palaeogeographic affinity of the region studied to the African lithospheric plate.

Paleomagnetic investigations in the Czechoslovak Western Carpathians meet with some difficult methodological problems in the studies of palaomagnetic directions. The rocks affected by Alpine tectonic are usually intensively remagnetized and the natural remanent magnetization (NRM) frequently contains more magnetization components, even minerals magnetically soft are generaly carriers of NRM. That is why a new-developed thermal demagnetizer working in the medium of magnetic vacuum, MAVACS (cf. K. Příhoda et al., in press), was used to extensive stability tests and to the multicomponent analysis of remanence. In addition to the results of geophysical and geological interpretation, some methodological findings were obtained.

Outline of geology and lithological characteristics of the study area

Palaeomagnetic investigations were concentrated on the flysch belt in the region of Orava to follow up with complex geological research conducted by specialists of the Dionýz Štúr Institute of Geology in Bratislava.

The flysch belt under investigation is represented by the Magura nappe formed of flysch sediments of the Upper Cretaceous and Paleogene, which were successively folded in the neo-Alpine tectonic process and displaced over the external structure units in the direction to the North-European Platform. A complicated tectonic development in the plastic flysch sequences created the present nappe imbricate structure with individualized lithofacially-tectonic partial units. Individual structures are relatively steeply inclined, even reversed at the southern margin. Towards the north, the inclinations become milder, and the nappe as a whole is relatively flat-lying. This circumstance influenced the selection of localities for the collection of oriented samples, therefore, we paid most attention to notherly structures at the Czechoslovak-Polish frontier.

New stratigraphic data on the succession of strata in the flysch belt of the Magura nappe

Geofyzika, S. C., Geologická 2, 152 00 Praha 5 — Barrandov
[+] Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

have recently been obtained. The stratigraphy of the Orava-Magura unit has changed, new series have been singled out; the geographic extent of the Malcov formation is obviously larger than initially assumed (M. POTFAJ 1983, 1989). For the purpose of palaeomagnetic investigations such series were selected, whose tectonic appurtenance or stratigraphic range is doubtless. It concerns above all the Beloveža formation with well defined fauna and typical lithofacial characteristics.

Lithological, also the Bystrica formation would be suitable for palaeomagnetic investigations, however, it lacks a sufficient number of localities with convenient tectonic positions. In the case of the Bystrica formation we were restricted to the region west of the "Zázrivá line", where the formation is affected by relatively monotonous regional tectonics. East of the "Zázrivá line", the formation is disturbed by faults, and local rotations of partial blocks cannot be excluded, either.

In the study area we investigated four formations which can be characterized as follows:

Bystrica formation contains sandstones alternating with claystones, the latter prevailing in layers 1—12 m thick. Of sandstones, the most frequently represented are quartz — to arcose--sandstones with glauconite, in banks 10—150 cm thick. The total thickness of the formation is about 1,2 km, its age corresponds, to the Middle Eocene to the lower part of the Late Eocene.

Beloveža formation represents fine rhythmical flysch with a high index of bedding (ca 10). It contains fine-grained muscovitic sandstones with ripple bedding 1—15 cm thick, alternating with green-grey and grey-blue claystones, mostly non-calcareous, 1—10 cm thick. In the lower part of the formation there are intercalations of violet-red claystones. The thickness of the formation is about 250 m. Stratigraphically it is classified as the Palaeocene to the Early Eocene; oriented samples were mostly collected in the upper part of the series, whose fauna evidences the Early Eocene.

Vychylovka formation is characterized by alternation of the Beloveža and Bystrica faciotypes. Stratigraphically it is situated between the Beloveža and Bystrica formation in the Bystrica unit, its age corresponds to the Middle Eocene. Its maximum thickness attains 150 m.

"Inoceramian" formation at the foot of the mountain Pilsko was new-identified in our study area. Fine-grained sandstones alternate with non-calcareous green claystones with intercalations of red and green-grey marlstones. The thickness of claystones is 15—190 cm, the red intercalations do not exceed the thickness of 50 cm. The formation age is Campanian, the total thickness is estimated over 100—150 m. This series has a good subhorizontal tectonic position, the exposures, however, are localized in a limited area of an anticlinal saddle in the valley of Ráztoky.

Table 1 gives a survey of collections of oriented samples, which were subjected to extensive laboratory research into palaeomagnetic stability with the use of alternating and thermal fields and the multicomponent analysis of remanent magnetization. Figure 1 shows the localities of samples collection. Greater part of the samples proved to be unsuitable for palaeomagnetic investigations because of completely unstable properties and distinct phase changes of minerals in the course of laboratory thermal treatment. Four localities and partly another one yielded positive results so that in the final evaluation the problem in question was solved.

Stability tests and multicomponent analysis of remanent magnetization

In the first stage of laboratory research, pilot samples of the respective localities were subjected to laboratory stability tests with the use of alternating field up to a maximum intensity of 100 m̃T, and of thermal field up to the Curie temperature unless the samples exhibited distinct phase changes of minerals. The samples of localities 3 and 8 (see Tab. 1) were so friable that they had to be exluded from laboratory research. In a number of samples it proved to be effective to clean them first with the use of alternating field up to intensities of 9 to 15 m̃T and then with the use of thermal field. Most of the samples were weakly magnetic and therefore they were measured exclusively on sensitive

Table 1

Review of oriented samples

No. of locality	Locality	Nos of oriented samples	Geographical coordinates		Age, tectonic unit, lithology
			Latitude	Longitude	
1	1 km W of the Pilsko Mt.	4243A—4261A	49°31.61′N	19°18.00′E	Upper Cretaceous, Rača unit
2	NW of the Sihelné village	4262A—4272A	49°31.36′N	19°23.71′E	Paleocene, Bystrica unit, Beloveža formation
3	1 km N of the Magura peak 1117.9 m	4273A—4288A	49°30.95′N	19°22.21′E	Paleocene, Beloveža formation
4	Oravské Veselé	4289A—4302A	49°28.095′N	19°23.04′E	Paleocene, Bystrica unit, grey sandstones
5	Mutné	4303A—4308A	49°27.39′N	19°19.02′N	Paleocene, Bystrica unit, clayey sandstones
6	SE of Šudovia	4309A—4320A	49°23.59′N	19°04.69′E	Paleocene — L. Eocene, Bystrica unit
7	Vychylovka, skansen	4321A—4329A	49°23.15′N	19°05.81′E	U. Eocene, Bystrica unit, Bystrica fm., sandstones
8	NE of Vychyľovka, stream Chmura	4330A—4335A	49°23.23′N	19°06.69′E	U. Eocene, Bystrica unit, Bystrica fm., claystones
9	Vychyľovka, stream Rycierka	4336A—4348A	49°22.36′N	19°04.35′E	M. Eocene, Bystrica unit, Vychyľovka fm., sandstones
10	3.2 km NWN of Mutné	4349A—4360A	49°29.26′N	19°18.27′E	Paleocene, Rača unit, Beloveža fm., sandstones
11	SW of the Jedličnik peak	4361A—4366A	49°29.50′N	19°18.38′E	Paleocene, Rača unit, Beloveža fm., claystones
12	SW of Beňadovo, quarry close to the road	4367A—4379A	49°25.81′N	19°19.49′E	Eocene, Bystrica unit, Bystrica fm., sandstones
13	Novoť, peak 803.9 m	4380A—4393A	49°27.24′N	19°14.49′E	Paleocene, Bystrica unit, Bystrica fm., sandstones
14	Prislop	4394A—4405A	49°17.70′N	19°21.00′E	U. Eocene, Orava — Magura unit, transition beds, red claystones
15	Terchová, Biely potok	4406A—4420A	49°15.58′N	19°03.83′E	U. Eocene, Podtatranská group, red claystones

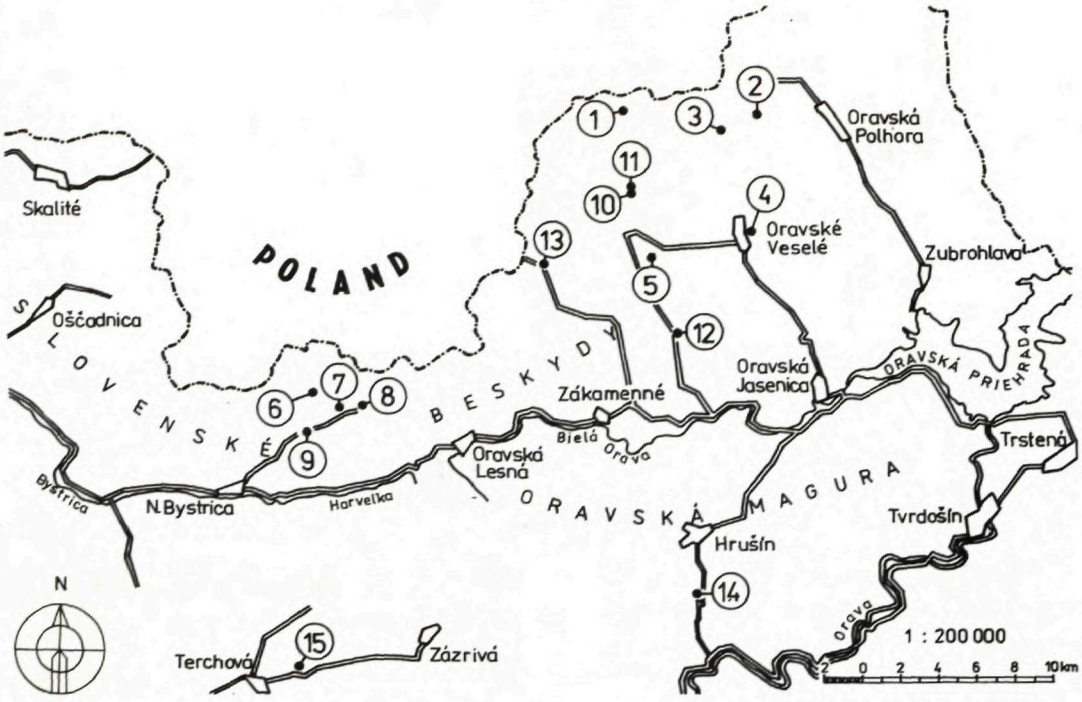


Fig. 1 Sketch of collection of oriented samples for palaeomagnetic research, flysch zone, Orava region.

spinner magnetometer JR-4. For thermal demagnetization, we applied the recently developed demagnetizer that takes advantage of a high magnetic vacuum, called MAVACS (Magnetic Vacuum Control System, K. Příhoda et al. in press). Demagnetization with the use of alternating field was effected with the help of apparatus Schonstedt GSD-1.

From the alternating field tests it ensues that the studied rocks exhibit a greater portion of unstable, obviously viscous remanent magnetization (VRM), which must pronouncedly influence the direction of natural remanent magnetization (NRM).

Figure 2 gives representative normalized graphs of thermal demagnetization of the moment (M_t) of a sample exposed to thermal field at temperature t (°C), M_o is the magnitude of the natural remanent magnetic moment. In order to study the phase changes of magnetically active minerals, we also measured apparent volume magnetic susceptibility in the course of thermal demagnetization. Volume magnetic susceptibility ($\varkappa$) was measured by means of Kappa-bridge KLY-2. Symbol $\varkappa_t$ denotes the volume magnetic susceptibility of a sample subjected to thermal demagnetization at temperature t (°C), $\varkappa_o$ being the susceptibility of a sample in natural condition. In most samples, magnetite is the magnetization carrier, haematite only in a part of samples. Beyond the temperature of 350 °C, phase changes of mineral were frequently observed.

Pilot samples of localities 4, 6, 9 and 13 (see Tab. 1) were subjected to isothermal magnetization with the use of a strong direct magnetic field up to intensity 1 T, and the saturation remanent magnetization (J_{rs}) having occurred was subjected to thermal demagnetization (Fig. 3). The normalized graphs make it evident that in these samples, pure magnetite with well-defined Curie temperature of 580 °C, is the magne-

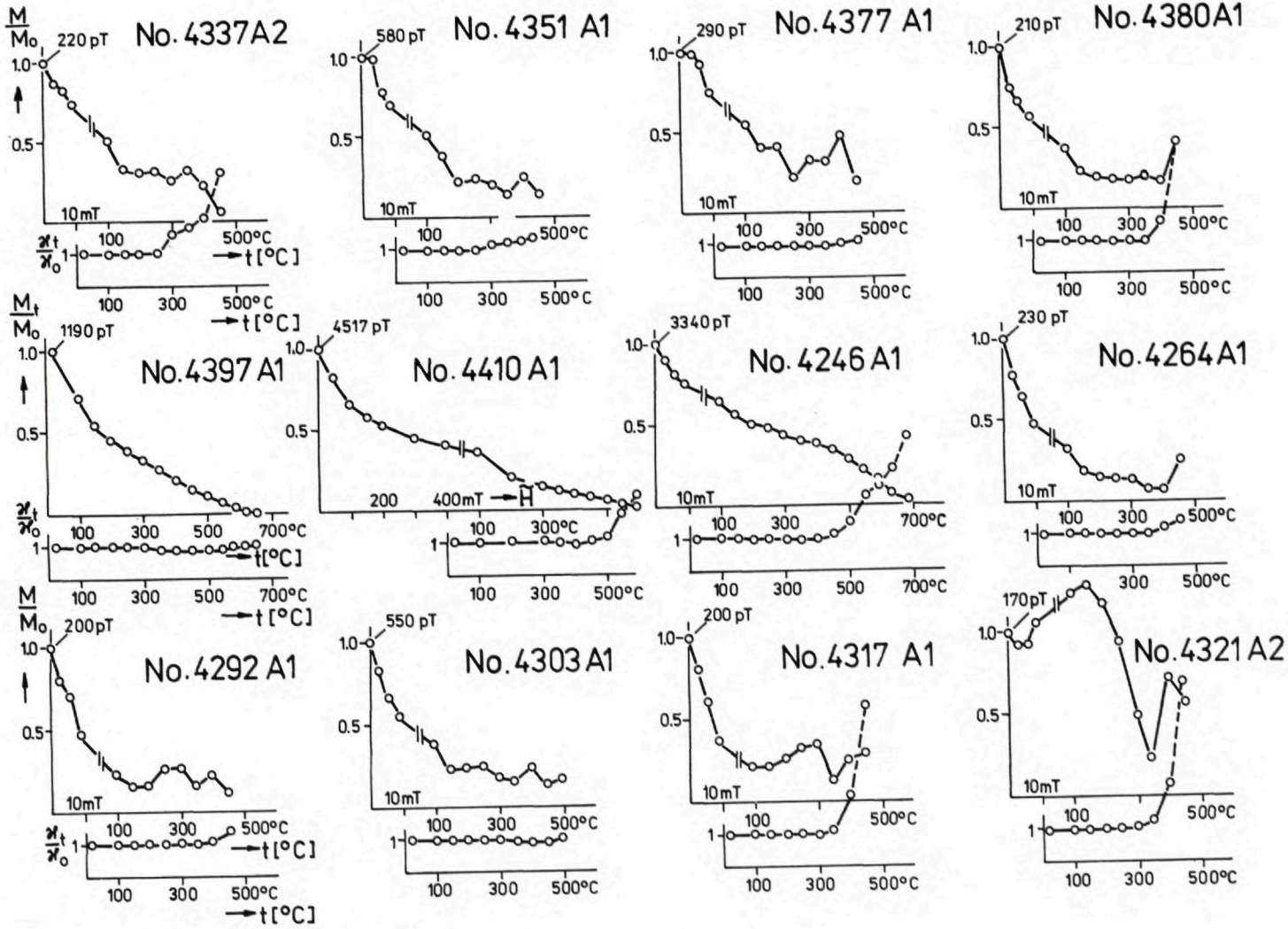


Fig. 2 Thermal demagnetization of representative samples.

tization carrier. Beyond the temperature of 350 °C, phase changes of magnetically active minerals set in. Repeated heating of samples led to a systematic decrease of the Curie temperature.

Samples of localities 1, 14 and 15 (see Fig. 2) showed that also the haematite component took certain part in the total NRM. With locality 14 phase changes of minerals were either not observed up to the Curie temperature of haematite, or at higher temperatures, a partial decrease of magnetic susceptibility, by 20 % at most, was recorded. Figure 4 gives representative normalized graphs M_t/M_o, $\varkappa_t/\varkappa_o$ and Zijderveld' s diagrams for locality 14, i. e. component diagrams in the course of progressive thermal demagnetization. Analogous data were found with all samples of this locality. In Zijderveld's diagrams the projection on the horizontal plane is denoted by a full circle and on the vertical plane by an open circle. The rocks contain magnetization components with a large range of the blocking temperature, in fact, minerals with a large range of coercivity spectra and therefore exhibit pronounced circles of remagnetization. Since these circles allow us to indicate the direction of palaeomagnetization, we devoted proper attention to the analysis of this complex magnetization.

The results of thermal or combined cleaning were processed by algorithm LINEFIND (J. T. KENT, J. C. BRIDEN, and K. V. MARDIA 1983).

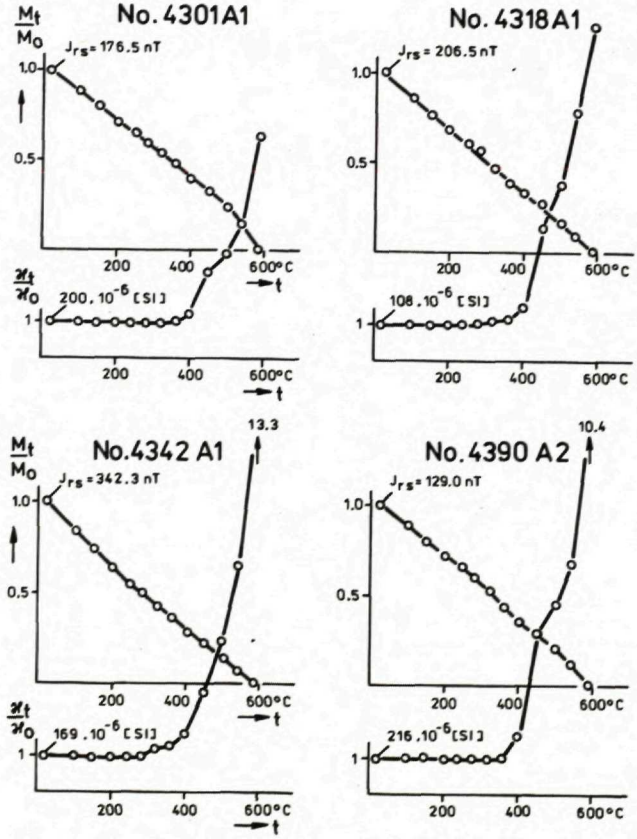


Fig. 3 Thermal demagnetization of samples subjected to isothermal magnetization, up to the saturation state (J_{rs}).

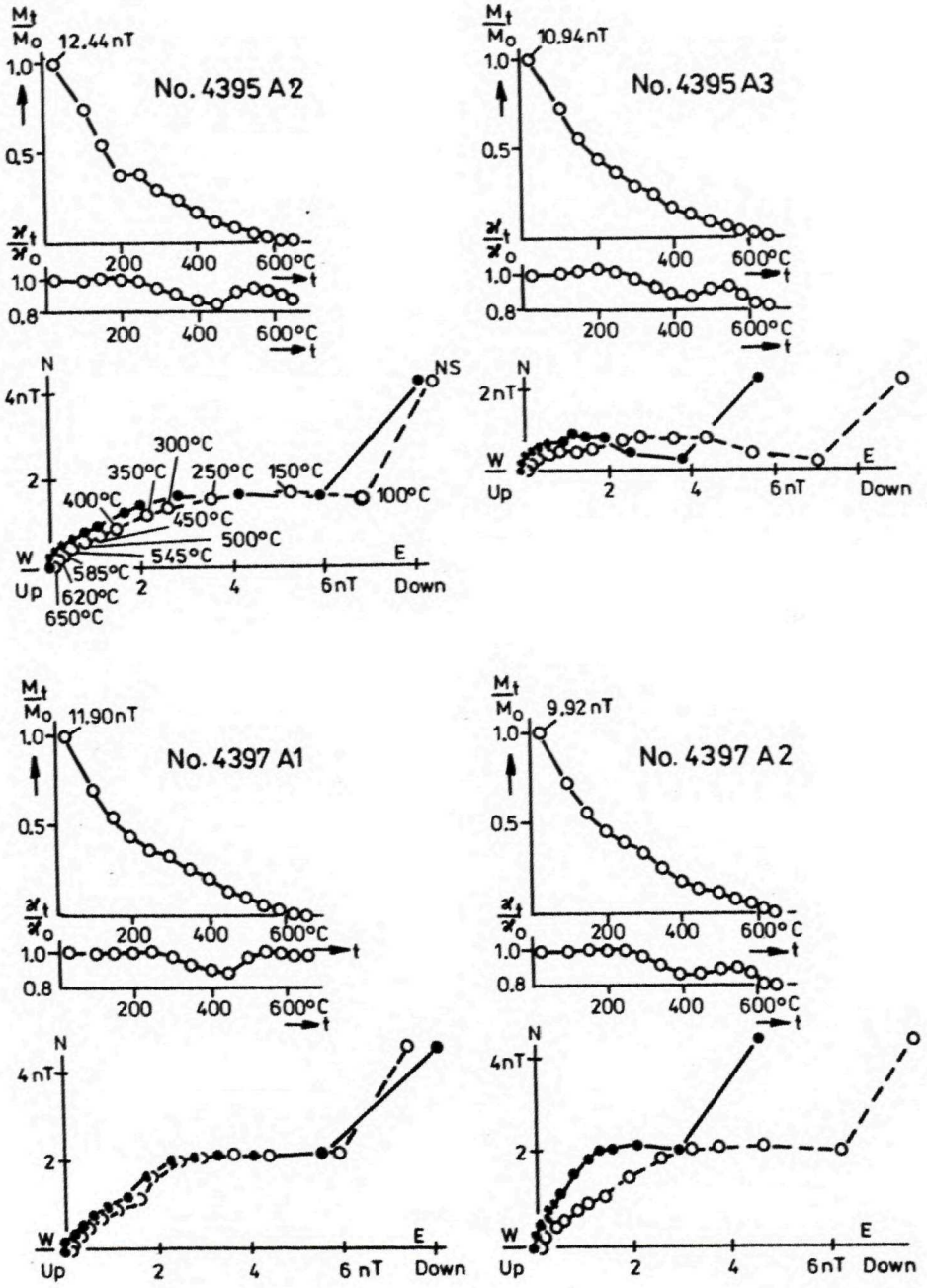


Fig. 4 Thermal demagnetization of samples from the locality 14, see Table 1. Normalized graphs of remanent magnetic moment, dependence of volume magnetic susceptibility (H) on temperature, Zijderveld's diagrams.

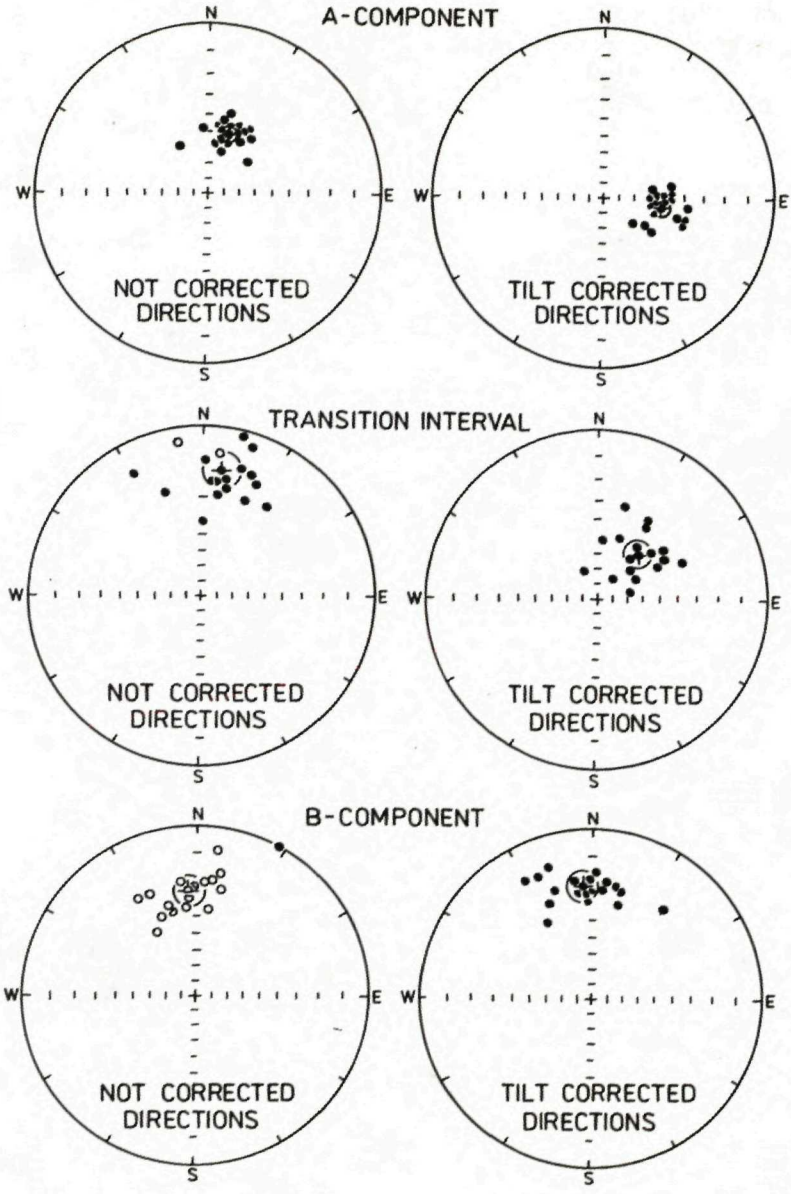


Fig. 5 Stereographic projection of remanent magnetization directions derived during different stages of progressive demagnetization. Locality 14.

An analysis of the dispersion of the directions derived from individual samples was made (P. L. Mc. Fadden and P. W. Schmidt 1986), and all other computations were performed with unit weights of all samples. The results suggest the presence of two dominant components. Component A, isolated in the initial steps of demagnetization, roughly corresponds in its direction to the recent geomagnetic field (Fig. 5). In the higher steps of demagnetization we managed to define in the majority of samples linear segments — component B, however, due to a certain curvature of the demagnetization trajectories in most samples, we cannot be sure wheter these vectors really represent the primary component. For this reason, the method of remagnetization circles was simultaneously used for the eastimate of the mean direction (Fig. 6). The estimete was obtained by processing statistically the poles of the planes containing selected segments of demagnetization trajectories with the aid of Watson's distribution (G. S. Watson 1965; R. C. Bailey and H. C. Halls 1984; M Krs, R. Chvojka and F. Valín 1988). The degree of deviation in the estimate of the mean direction by the method of converging great circles depends on the angular distance of both components, and on the ratio of their concentration parameters (P. W. Schmidt 1985). In the situation under analysis, component A is relatively well grouped, the intersection of remagnetization circles may be rather

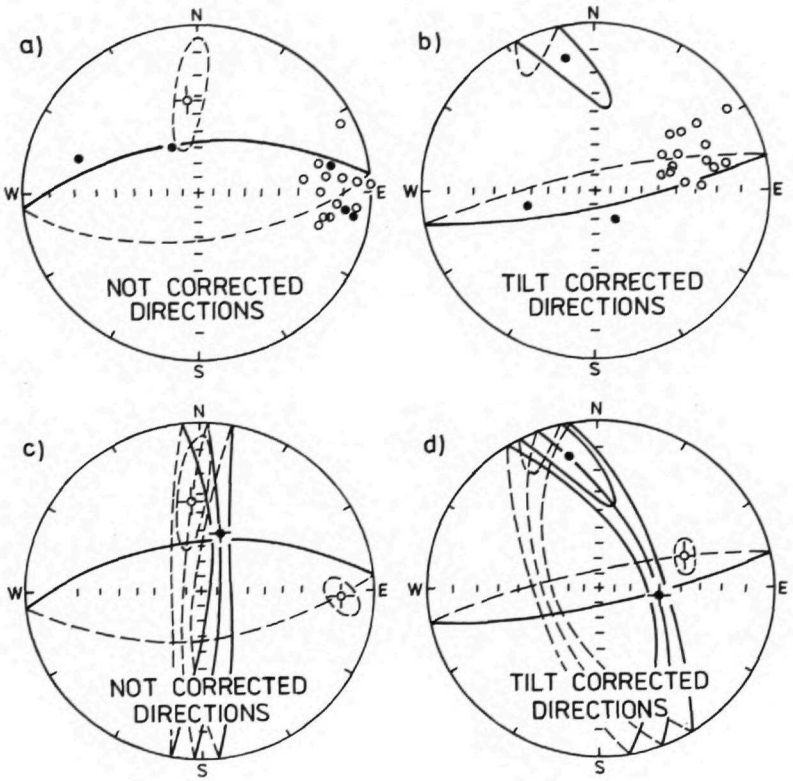


Fig. 6 Locality 14, a,b) Stereographic projection of poles of remagnetization planes, intersection of remagnetization planes with the confidence cone and corresponding equatorial plane (Watson's distribution). c,d) Stereographic projection of the mean direction of component A, intersection of remagnetization planes, mean remagnetization plane with confidence intervals of this plane and corresponding pole (see text).

Combined cleaning

Table 2

Locality	Demagnetizing field	Mean direction of remanent magnetization		α_{95}	k	n
		Declination	Inclination			
4	Natural state	13,3°	35,5°	7,4°	16,9	24
	100 °C	9,4°	44,9°	31,2°	1,9	24
	150 °C	64,5°	−64,1°	23,8°	2,5	24
	200 °C	94,8°	−68,4°	19,7°	3,2	24
	250 °C	121,5°	−63,8°	17,7°	3,8	24
	280 °C	118,3°	−62,2°	15,4°	4,7	24
	310 °C	123,9°	−63,0°	16,3°	4,3	24
	340 °C	122,6°	−61,4°	13,5°	5,8	24[x]
	380 °C	148,3°	−51,0°	19,7°	3,3	24
	420 °C	149,3°	−47,8°	16,8°	4,1	24
5	Natural state	70,5°	60,7°	5,9°	66,8	10
	100 °C	109,1°	53,5°	6,9°	49,6	10
	150 °C	98,5°	32,5°	14,6°	9,4	10
	200 °C	89,5°	0°	19,9°	6,8	10
	250 °C	90,8°	−5,7°	20,4°	6,5	10
	300 °C	81,8°	−24,8°	13,9°	13,1	10
6	Natural state	31,2°	21,2°	18,9°	8,3	9
	3m̃T	61,1°	34,4°	33,0°	3,4	9
	6m̃T	84,6°	28,9°	44,8°	2,3	9
	9m̃T	89,9°	9,7°	54,1°	1,9	9
	80 °C	105,9°	0°	57,3°	1,8	9
	130 °C	117,9°	−53,1°	42,0°	2,5	9
	180 °C	117,0°	−60,7°	29,9°	3,9	9
	230 °C	124,8°	−58,3°	26,2°	4,8	9[x]
	280 °C	126,9°	−57,4°	26,4°	4,8	9
	320 °C	117,4°	−58,0°	32,2°	3,5	9
	350 °C	87,9°	−44,7°	68,6°	1,5	9
9	Natural state	60,0°	9,9°	8,7°	31,9	10
	3m̃T	79,3°	16,2°	12,3°	16,4	10
	6m̃T	90,9°	9,9°	14,9°	11,5	10
	9m̃T	98,0°	2,1°	17,9°	8,3	10
	100 °C	100,9°	−6,5°	14,3°	12,5	10
	150 °C	103,8°	−37,0°	25,8°	4,5	10
	200 °C	100,2°	−45,3°	23,9°	5,1	10
	250 °C	90,4°	−48,8°	24,5°	4,9	10
	285 °C	109,6°	−48,2°	21,7°	5,9	10[x]
	320 °C	85,6°	−59,7°	29,0°	3,7	10
12	Natural state	80,9°	33,7°	18,7°	13,8	6
	3m̃T	98,4°	29,2°	24,3°	8,6	6
	6m̃T	103,3°	27,6°	25,6°	7,8	6
	10m̃T	108,2°	18,8°	23,0°	9,4	6
	90 °C	112,1°	10,1°	32,9°	5,1	6
	150 °C	124,5°	−22,9°	66,1°	2,0	6
	200 °C	137,7°	−58,1°	44,6°	3,2	6
	250 °C	158,6°	−62,4°	42,3°	3,5	6[x]
	285 °C	156,1°	−63,4°	45,4°	3,1	6
	325 °C	38,1°	−33,4°	72,7°	1,8	6

[x] Optimum cleaning data.

Table 3

Palaeomagnetic data calculated from the present study (localities 4, 6, 9, 12; see Table 1)

Reogion	Age, lithology	Geographical coordinates		Mean palaeomagnetic directions		α_{95}	k	n	N	Palaeomagnetic pole positions		Ovals of confidence		Notes
		Latitude φ	Longitude φ	D	I					λ_p	φ_p	δ_m	δ_p	
Slovenské Beskydy, Oravská Magura	U. Paleocene — M. Eocene	49.416°N	19.215°E	122.93°	−58.82°	9.82°	5.29	49	4	49,15°S	117.66°E	14.62°	10.89°	Combined demagnetization, multi-component analysis
Slovenské Beskydy, Oravská Magura	U. Paleocene — M. Eocene	49.416°N	19.215°E	126.62°	−58.83°	14,44°	41,44	49	4	51,53°S	115.24°E	21.50°	16.01°	Combined demagnetization, multi-component analysis

n — number of samples, N — number of localities

Mean pole position calculated from four virtual pole positions (localities 4, 6, 9, 12): $\varphi_p = 50.74°S$; $\lambda_p = 123.34°E$; $\alpha_{95} = 23.67°$; $k = 16.04$.

deflected. Figure 6c, d demonstrates the position of the so-called mean remagnetization plane, i.e. the plane defined by means of the mean direction of component A and of the intersection of remagnetization circles. This plane should presumably contain the mean direction of the other component, which could not be isolated directly.

For the construction of the mean remagnetization plane two non-colinear random vectors are used. One of them is the estimate ot the intersection of remagnetization circles, the other is the estimate of the mean direction of component A. To assess the accuracy of the determination of this plane position, we assume for the sake of simplifying an otherwise rather complicated problem that both these directions have Watson's distribution with full axial symmetry, known values of concentration parameters, and are mutually independent. For this purpose the mean direction of component A is estimated by means of bipolar Watson's distribution (K. V. MARDIA 1972; R. CHVOJKA 1981). The confidence cone for the pole of the mean remagnetization plane is constructed by the maximum likelihood ratio method (see e. g. K. V. MARDIA et al. 1979) at the significance level of $P = 0.025$.

Palaeomagnetic data

The results of earlier palaeomagnetic studies of the outer Czechoslovak Western Carpathians are presented in (M. Krs et al. 1982). The work required a comprehensive study of palaeomagnetic stability. Also the collection of palaeomagnetic samples in the flysch belt of the Orava region was made on a greater number of outcrops (see Tab. 1). Of the total number of fifteen localities, some of which contain more outcrops, ten localities had to be excluded because of the instability of samples. The Orava region proved to contain the least stable rocks so far studied in the outer Western Carpathians.

Each sample group was subjected to progressive demagnetization and the multicomponent analysis. The result of statistical processing are only given in localities with positive results.

Figure 7 presents the stereographic projection of the mean directions of remanent magnetization for five localities. The projection of the remanence vector on the lower (upper) hemisphere is denoted by a full (open) circle, NS denoting the natural state. With the exception of locality 5, whose progressive demagnetization could not be accomplished due to the phase changes of minerals, in temperature intervals above 200 °C reverse palaeomagnetic directions with a high inclination were reproduced in the second quadrant. At a temperature of about 300 °C, 70 to 95 % of the initial NRM magnitude was demagnetized. Table 2 presents statistical data computed according to R. Fisher (1953) in the course of progressive demagnetization. Despite a greater data scatter, the results of cleaning are acceptable.

Table 3 presents palaeomagnetic data derived from four localities (4, 6, 9, 12). In the first line there is the palaeomagnetic pole position calculated from palaeomagnetic directions of all samples (n = 49), in the second line the pole position calculated from the mean palaeomagnetic directions of the respective localities (N = 4). Finally, the positions of four virtual poles were calculated from four mean palaeomagnetic directions corresponding to four localities, and the mean position of the pole was calculated from them (the last line of Tab. 3).

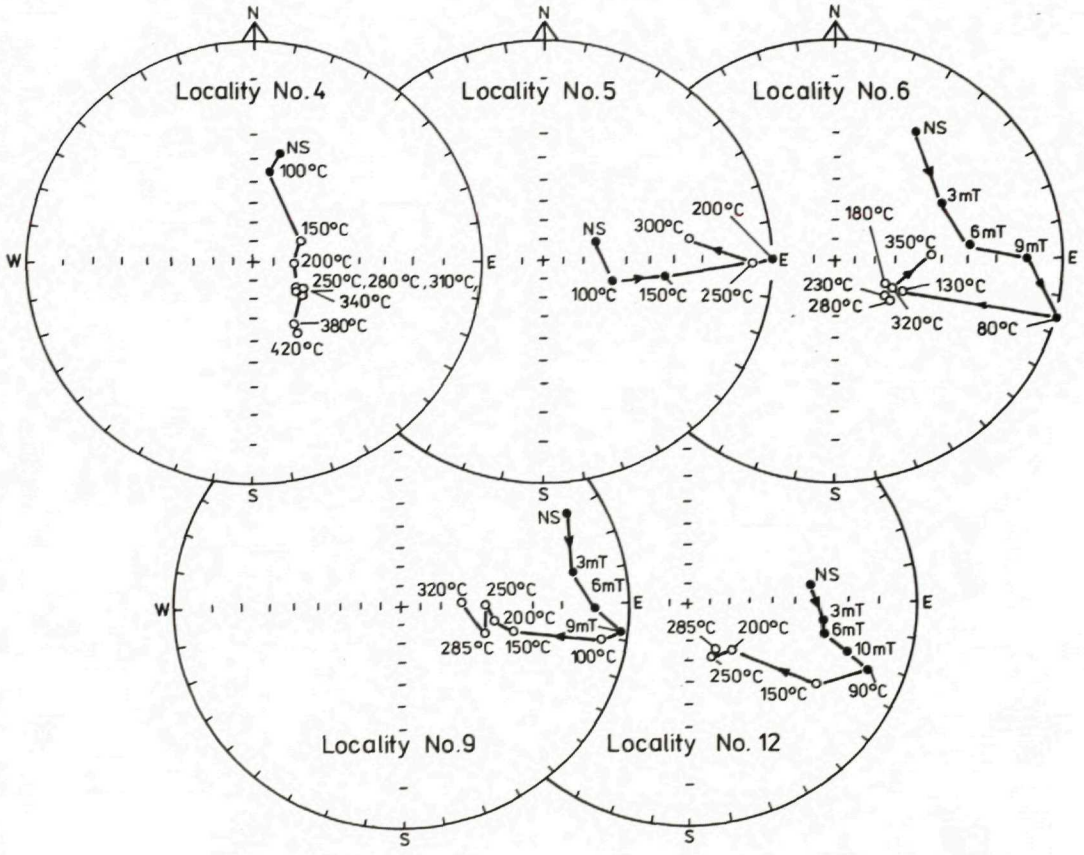


Fig. 7 Stereographic projection of mean directions of remanent magnetization during thermal or combined demagnetization.

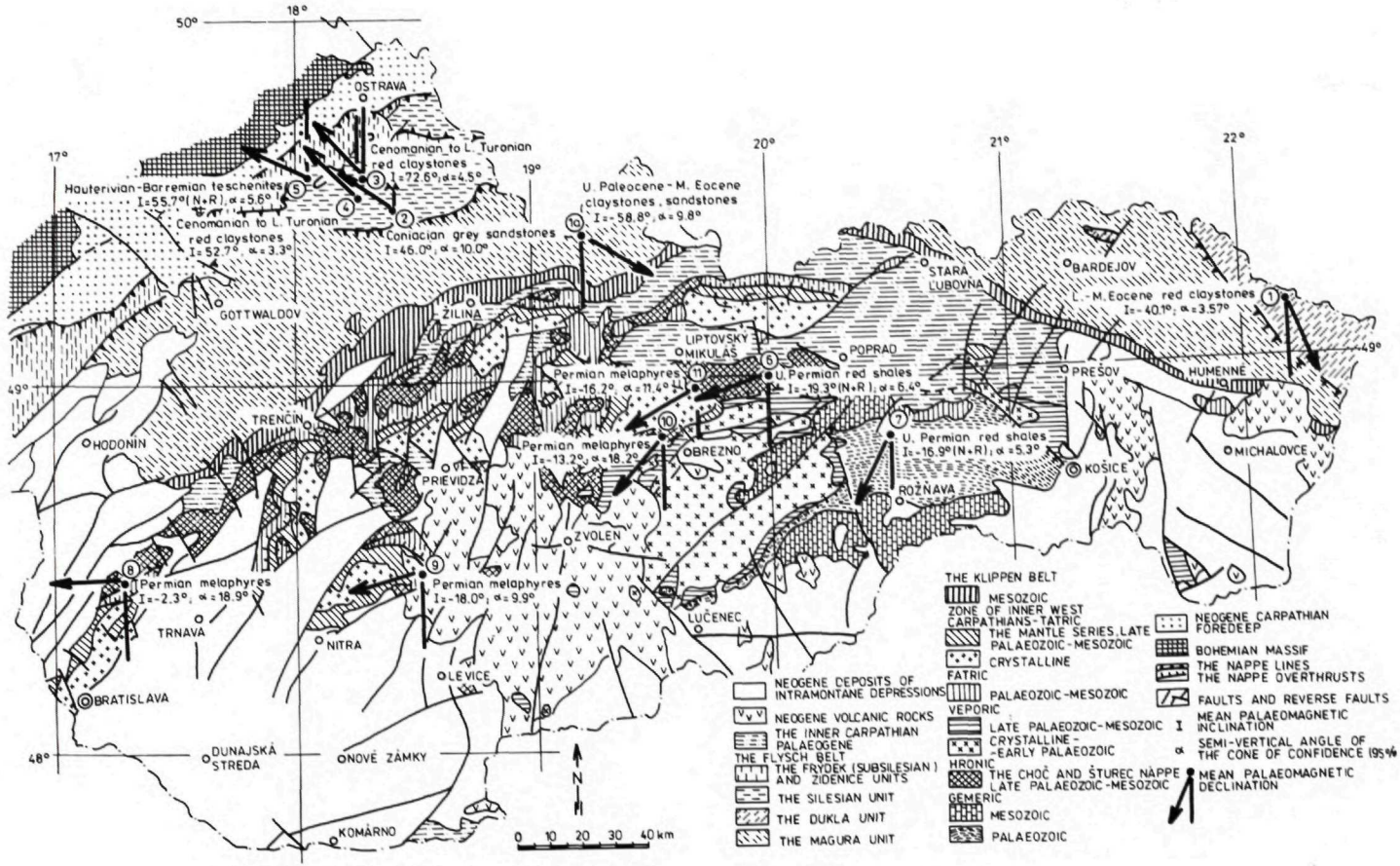


Fig. 8 Tectonic sketch of geological formations of the West Carpathians of Czechoslovakia and mean palaeomagnetic direction. The sketch was prepared by P. Muška; cf. M. Krs, P. Muška, and P. Pagáč 1982.

As it is evident from the table, the calculated pole values are in mutual agreement within the limits of statistical errors.

Results

The palaeomagnetic results given in Tab. 3 show that the rocks of four localities (4, 6, 9 and 12) that represent the flysch belt of the Magura nappe in region of Orava, gave in not only to translation movements under Alpine folding but also to anti-clockwise tectonic rotation. The results from the Orava region are denoted by "la" in the tectonic scheme (Fig. 8), which was originally constructed for the study by M. Krs, P. Muška and P. Pagáč (1982). A similar palaeotectonic rotation of a comparable magnitude was also exhibited by the red claystones of the Dukla unit and further, by the

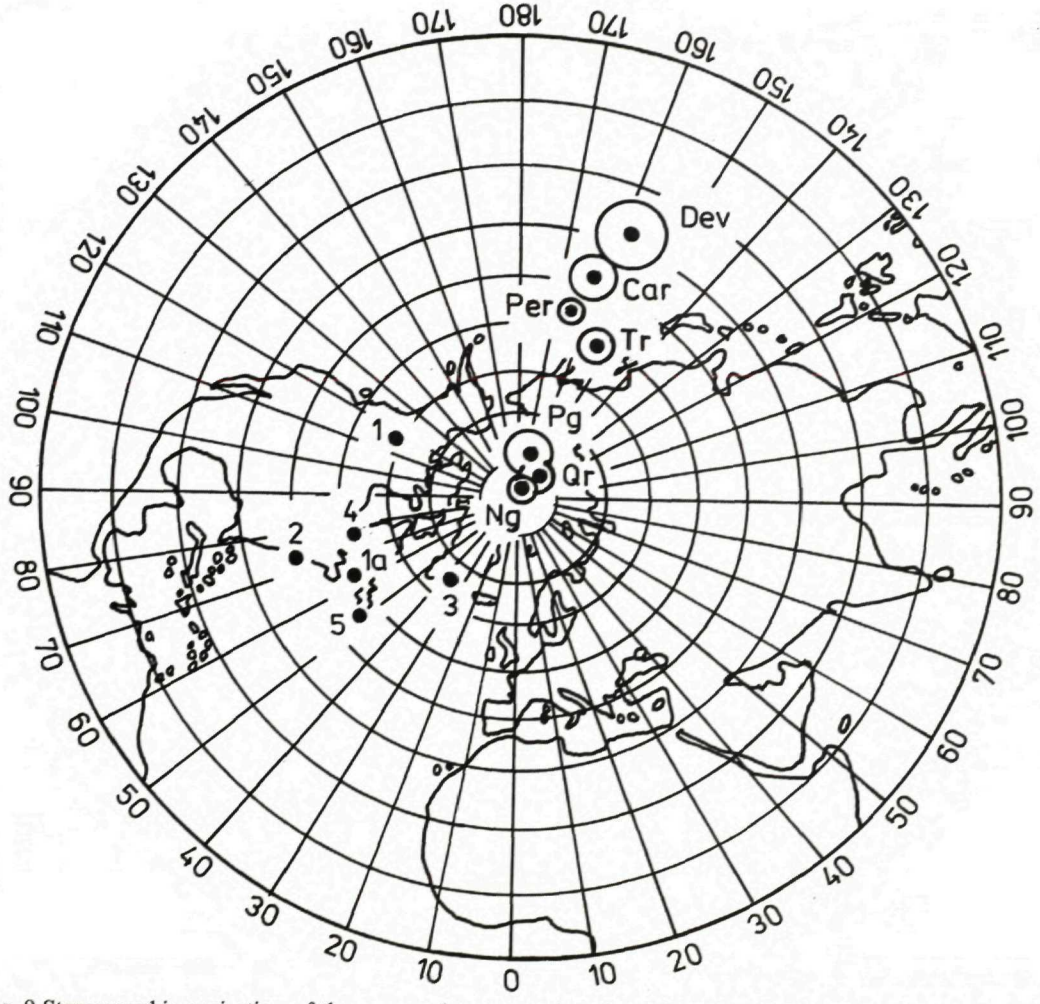


Fig. 9 Stereographic projection of the mean palaeomagnetic pole position for the North-European platform (M. Krs, 1982): Qr — Quaternary; Ng — Neogene; Pg — Paleogene; Tr — Triassic; Per — Permian; Car — Carboniferous; Dev — Devonian. Palaeomagnetic pole positions derived from rocks of the flysch zone of the West carpathians of Czechoslovakia: 1—5, la, cf. Fig. 8, T. Koráb et al. 1981; M . Krs, M. Krsová and Z. Roth 1977.

claystones, sandstones and teschinites of the Silesian unit. The fact is that in locality 14 the mean palaeomagnetic direction could not be derived, but the orientation of the circle of remagnetization also indicates an analogous deviation of palaeomagnetization due to tectonic rotation in the anti-clockwise sense.

Evaluating the palaeomagnetic results obtained so far in the flysch belt of the Czechoslovak Western Carpathians, we can say that the most characteristic feature is the established anti-clockwise palaeotectonic rotation expressed in the palaeomagnetic declination in Fig. 8. It appears that this rotation has no relation to the curvature of the outer belts of the Western Carpathians, but indicates rotation of a larger block, part of which are also the Czechoslovak Western Carpathians.

Figure 9 presents the stereographic projection of positions of the palaeomagnetic poles derived as yet for the flysch belt the Czechoslovak Western Carpathians. The pole positions are denoted by numbers 1 through 5 (M. KRS, P. MUŠKA and P. PAGÁČ 1982), and by „1a" the pole position derived in the present study. The same projection gives the mean positions of palaeomagnetic poles and the circles of confidence derived statistically for the North-European Platform (M. KRS 1982). The figure makes it evident that the pole positions 1 through 5 and la do not fit the apparent polar wandering path for the North-European Platform and belong to the domain of pole positions for the African lithospheric plate. These data thus suggest a palaeogeographic affinity of the flysch belt to the African lithospheric plate and not to the blocks of the North-European Platform. This result needs verification in more localities, particularly in the west part of the Magura unit.

References

BAILEY, R. C.—HALLS, H. C. 1984: Estimates of confidence in paleomagnetic directions derived from mixed remagnetization circle and dierct observational data. J. Geophys., 54, 174—182.

CHVOJKA, R. 1981: Statistical analysis of paleomagnetic data. Diploma work. Sci. Fac. Charles Univ., Prague, unpubl. report.

FISHER, R. 1953: Dispersion on a sphere. Proc. Roy. Soc., A, 217, London, 295—305.

KENT, J. T.—BRIDEN, J. C.—MARDIA, K. V. 1983: Linear and planar structure in ordered multivariate data as applied to progressive demagnetization of palaeomagnetic remanence. Geophys. J. Roy. astr. Soc., 75, 593—621.

KORÁB, T.—KRS, M.—KRSOVÁ, M.—PAGÁČ, P. 1981: Palaeomagnetic investigations of Albian (?) — Paleocene to Lower Oligocene sediments from the Dukla unit. East Slovakian Flysch, Czechoslovakia, Západné Karpaty, sér. geol., 7, Geol. Ústav. Dionýza Štúra, Bratislava, 127—149.

KRS, M. 1982: Implication of statistical evaluation of Phanerozoic Palaeomagnetic Data (Eurasia, Africa). Rozpr. Čs. Akademie věd, ř. matem.-přírod. věd, roč 92, sešit 3, Academia Praha, 1—86.

KRS, M.—CHVOJKA, R.—VALÍN, F. 1988: A contribution to Methodology of Magnetostratigraphic Studies of Strongly Remagnetized Lower-Permian Rocks, Bohemian Massif. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften. Z. geol. Wiss., 16, Berlin, 945—957.

KRS, M.—KRSOVÁ, M—ROTH, Z. 1977: A palaeomagnetic study of Cenomanian-Lower Turonian sediments in the Moravsko-slezské Beskydy Mts., Věst. Ústř. ústav geol., 52, Praha, 323—332.

KRS, M.—MUŠKA, P.—PAGÁČ, P. 1982: Review of palaeomagnetic investigations in the West Carpathians of Czechoslovakia. Geol. práce, 78, Geol. Úst. Dionýza Štúra, Bratislava, 39—58.

MARDIA, K. V. 1972: Statistics of directional data. Academic Press. London.

MARDIA, K. V.—KENT, J. T.—BIBBY, J. M. 1979: Multivariate analysis. Academic Press, London.

MC FADDEN, P. L.—SCHMIDT, P. W. 1986: The accumulation of palaeomagnetic results from multicomponent analyses. Geophys. J. Roy. astr. Soc., 86, 965—979.

POTFAJ, M. 1983: Postavenie magurských pieskovcov a malcovské vrstvy na Orave. Geol. práce, Správy 79, Bratislava, 117—140.

POTFAJ, M. 1989: Vychyľovské súvrstvie — nová litostratigrafická jednotka v magurskom flyši (Paleogén Kysuce a Oravy). Správy o geol. výsk., GÚDŠ, Bratislava, 43—49.

PŘÍHODA, K.—KRS, M.—PEŠINA, B.—BLÁHA, J. in press: MAVACS — new system creating non-magnetic environment for palaeomagnetic studies. Spec. Issue. "Cuadernos de Geologia Ibérica", Barcelona.

SCHMIDT, P. W. 1985: Bias in converding great circle methods. Earth. Planet. Sci Lett., 72, 117—124.

WATSON, G. S. 1965: Equatorial distributions on a sphere. Biometrika, 52, 193—201.

M. Krs—M. Krsová—R. Chvojka—M. Potfaj

Paleomagnetický výskum flyšového pásma v oblasti Oravy, magurskej jednotky v československých Západných Karpatoch

Resumé

V predloženej práci podávame výsledky paleomagnetického výskumu hornín flyšového pásma v oblasti Oravy. Flyšové pásmo je tu reprezentované magurským príkrovom tvoreným sedimentami vrchnej kriedy a paleogénu. Tieto boli v neoalpínskom tektonickom procese postupne vrásnené a presúvané cez vonkajšie štruktúrne jednotky smerom na severoeurópsku platformu. Pri posledných pohyboch koncom neogénu sa vytvorili spätné (juhovergentné) prešmykové štruktúry. Zložitý tektonický vývoj v pomerne plastickom flyšovom slede vytvoril dnešnú príkrovovo-šupinatú stavbu s individualizovanými litofaciálne-tektonickými čiastkovými jednotkami. Jednotlivé štruktúry sú pomerne strmo uklonené, pri južnom okraji dokonca prevrátené. Smerom k severu sa úklony zmierňujú a príkrov ako celok leží pomerne plocho. Táto okolnosť ovplyvnila výber lokalít pre odber orientovaných vzoriek. Obmedzili sme sa predovšetkým na severnejšie štruktúry pozdĺž čs.-poľskej štátnej hranice (obr. 1).

V posledných rokoch sme z flyšového pásma na Orave a na Kysuciach získali nové stratigrafické údaje o vrstevných sledoch. Zmenila sa stratigrafia oravskomagurskej jednotky, boli vyčlenené nové súvrstvia v bystrickej i račanskej jednotke (M. Potfaj 1983 1989). K paleomagnetickému výskumu sme vybrali súvrstvia, ktorých tektonická a stratigrafická príslušnosť je nepochybná. Patrí sem predovšetkým belovežské súvrstvie s dobre definovanou faunou i typickým litofaciálnym obsahom. Litologicky je pre paleomagnetický výskum vhodné aj bystrické súvrstvie, ktoré však neposkytuje v danej oblasti dostatok lokalít s vhodnou tektonickou pozíciou. Tu sme boli obmedzení vo výbere na oblasť západne od zázrivskej línie, kde je súvrstvie postihnuté pomerne monotónnou regionálnou tektonikou, zatiaľ čo na východ od tejto línie sa vyskytuje množstvo priečnych zlomov a nemožno vylúčiť ani lokálne rotácie blokov.

Paleomagnetickému výskumu sme podrobili tieto štyri súvrstvia:

Bystrické súvrstvie obsahuje hruborytmické striedanie pieskovcov a siltovitých ílovcov. Celková hrúbka súvrstvia je okolo 1 200 m, vek súvrstvia zodpovedá vyššej časti stredného a nižšej časti vrchného eocénu.

Belovežské súvrstvie reprezentuje tenkorytmický flyš s vysokým indexom zvrstvenia (cca 10). V spodnej časti súvrstvia sú vložky fialovo-červených ílovcov. Hrúbka súvrstvia je 250—500 m, stratigraficky ho radíme do paleocénu až spodného eocénu, pričom orientované vzorky boli odoberané z vyššej časti súvrstvia, doloženej paleontologicky ako spodný eocén.

Vychylovské súvrstvie je charakterizované striedaním belovežského a bystrického faciotypu. Stratigraficky leží medzi belovežským a bystrickým súvrstvím v bystrickej jednotke (M. Potfaj 1989).

„Inoceramové" súvrstvie je v skúmanom území novo vyčlenené na úpätí hory Pilsko. V súvrství sa striedajú pieskovce so zelenosivými ílovcami, s vložkami červených a zelenosivých slieňovcov. Vek súvrstvia je kampán s možným zásahom až do spodného paleocénu, neúplná hrúbka súvrstvia je 100—150 m. Odbery vzoriek sú z priestoru antiklinálneho sedla v doline Ráztoky, kde má súvrstvie priaznivé subhorizontálne uloženie.

Prehľad odobraných orientovaných vzoriek na laboratórne spracovanie je uvedený v tabuľke 1.

Paleomagnetické výskumy v československých Západných Karpatoch narážajú na neľahké metodické problémy pri zisťovaní paleomagnetických smerov. Horniny postihnuté alpínskou tektonikou bývajú intenzívne premagnetované a prirodzená remanentná magnetizácia (NRM) často obsahuje viacej zložiek magnetizácie, nositeľom NRM bývajú aj minerály magneticky mäkké. Preto ku skúškam tepelnej demagnetizácie bol použitý novovyvinutý tepelný demagnetizátor pracujúci v prostredí magnetického vákua, nazvaný MAVACS (Magnetic Vacuum Control System), cf. K. Příhoda et al. in press. V rade vzoriek sa ukázalo efektívnym kombinované čistenie s použitím striedavého poľa do intenzity 9 až 15 mT a následne tepelným poľom. Demagnetizácia v striedavom poli bola vykonaná prístrojom Schonstedt GSD-1. Vzorky boli slabo magnetické, a preto boli merané výlučne citlivým rotačným magnetometrom JR-4.

Vzorky hornín sa javili všeobecne ako magneticky mäkké a výrazne premagnetované, pozornosť bola venovaná skúškam stability, magnetickému čisteniu a viaczložkovej analýze. Výsledky tepelného alebo kombinovaného čistenia boli spracované algoritmom LINEFIND (J. T. Kent—J. C. Briden a K. V. Mardia 1983). Bola urobená analýza rozptylu smerov odvodených z jednotlivých vzoriek (P. L. McFadden a P. W. Schmidt 1986) a všetky ďalšie výpočty boli uskutočnené s jednotkovými váhami všetkých vzoriek.

Aby bolo možné sledovať fázové zmeny magnetic-

kých aktívnych minerálov, bola premeraná aj zdanlivá objemová magnetická susceptibilita ($\varkappa$) v priebehu postupnej tepelnej demagnetizácie. Parameter $\varkappa$ bol meraný pomocou striedavého mostíka KLY-2. Nad teplotou 350 °C boli často pozorované fázové zmeny minerálov.

Minerály — nositele NRM — boli určené na základe odčítania Curieovej teploty. Pretože vzorky boli slabo magnetické, boli podrobené izotermálnej magnetizácii s použitím jednosmerného magnetického poľa až po intenzitu 1 T a vzniknutá remanentná magnetizácia nasýtenia (J_{rs}) bola podrobená tepelnej demagnetizácii. V mnohých vzorkách bol dokázaný magnetit s dobre definovanou Curieovou teplotou 580 °C ako hlavný nositeľ remanencie. Vo vzorkách z lokalít 1, 14 a 15 bolo preukázané, že na celkovej NRM sa čiastočne podieľa aj hematitová zložka (obr. 3 a 4).

Horniny z lokality 14 obsahujú zložky magnetizácie s veľkým rozsahom blokujúcej teploty, respektíve minerály s veľkým rozsahom spektier koercitívnych síl, a preto vykazujú výrazné kružnice premagnetovania. Pretože aj z týchto kružníc je možné naznačiť smer paleomagnetizácie, venovali sme ich rozboru patričnú pozornosť (porov. obr. 6).

Z celkového počtu pätnásť lokalít, z ktorých niektoré predstavujú viacero odkryvov, bolo pre nestabilitu hornín vylúčených desať. Ukázalo sa, že oblasť Oravy obsahuje najmenej stabilné horniny z vonkajších Západných Karpát, aké boli doposiaľ skúmané (porov. M. Krs—P. Muška a P. Pagáč 1982). V tabuľke 3 sú uvedené paleomagnetické údaje odvodené zo štyroch lokalít (4, 6, 9, 12). Tieto výsledky ukazujú, že horniny z uvedených odkryvov reprezentujúcich flyšové pásmo magurského príkrovu v oblasti Oravy podľahli v priebehu alpínskeho vrásnenia okrem translačných (presunových) pohybov aj tektonickej rotácii v smere proti chodu hodinových ručičiek. Podobnú paleotektonickú rotáciu povnateľnej veľkosti prejavujú tiež červené ílovce z dukelskej jednotky a ďalej ílovce, pieskovce a tešínity zo sliezskej jednotky. Na lokalite 14 síce nebolo možné odvodiť stredný paleomagnetický smer, ale orientácia kružníc premagnetovania ukazuje obdobnú odchýlku paleomagnetizácie. Táto rotácia zrejme nemá žiadny vzťah k zakriveniu vonkajších pásiem Západných Karpát, ale indikuje rotáciu väčšieho bloku, ktorého súčasťou sú tiež čs. Západné Karpaty.

Poloha paleomagnetického pólu vypočítaná v tejto štúdii, ako aj skôr odvodené polohy pólov pre vonkajšie Západné Karpaty (M. Krs—P. Muška a P. Pagáč 1982), nie sú uložené na dráhe zdanlivého putovania pólov pre severoeurópsku platformu (M. Krs 1982), ale spadajú do oblasti pólôh odvodených pre africkú litosférickú dosku. Tieto údaje naznačujú paleogeografickú afinitu flyšového pásma čs. Západných Karpát k africkej litosférickej doske a nie k blokom severoeurópskej platformy. Doposiaľ získané výsledky overujeme ďalším paleomagnetickým výskumom v západnej časti magurskej jednotky.

Geologické práce, Správy 92, str. 153—161, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1991

TOMÁŠ GREGOR

Magnetická susceptibilita granitoidov vybraných oblastí Západných Karpát

5 obr. v texte

Abstract. The author presents the results of measurements of magnetic susceptibility ($\varkappa$) of granitoids in selected areas (Malé Karpaty Mts., Nízke Tatry Mts., contact between Veporicum and Gemericum) and tentative data on the main petrotypes spatially petrographically, geochemically and petrophysically identic types) of West Carpathian granitoids. According to the extent of their magnetic susceptibility the petrotypes have been ranged to two different series (magnetite, ilmenite) of petrologic and metallogenetic significance. The detailed study of spatial distribution of magnetic susceptibility in selected areas revealed some zones with the magnetic susceptibility values much higher than in the surrounding granitoid rocks. The zones are significant for petrology and prospection.

Úvod

Granitoidným horninám bola už oddávna venovaná veľká pozornosť geológov vzhľadom na ich rozšírenie v zemskej kôre, ako aj ich vzťahu k ložiskám rúd a vzácnych zemín. V posledných rokoch sa vo svete venuje čoraz väčšia pozornosť štúdiu ich fyzikálnych vlastností, hlavne magnetických, pre bohatstvo a rôznorodosť informácií, ktoré nám môžu poskytnúť.

Magnetické vlastnosti granitoidov sú natoľko rôznorodé a individuálne, že prakticky neexistujú dva granitoidné masívy, majúce rovnaké stredné hodnoty a štatistické charakteristiky rozdelenia magnetických parametrov. Zároveň však, ako ukázali štúdie magnetických vlastností veľkého množstva najrôznejších druhov granitoidov (PEČERSKIJ 1964; ČERNJUK 1971; DUBINČIK-PUTINCEV 1979; DORTMAN et al. 1984; ISHIHARA, 1977, 1979 a ďalší) možno urobiť záver, že magnetické parametre sa podriaďujú určitým stálym a nemenným zákonitostiam. Práve existencia týchto stálych a nemenných zákonnitostí predurčuje magnetické vlastnosti k tomu, aby sa stali jednými z najefektívnejších a najuniverzálnejších kritérií klasifikácie granitoidných hornín.

Štúdiu magnetických vlastností granitoidov Západných Karpát bola spočiatku venovaná pozornosť vzhľadom k interpretácii geomagnetických anomálií. Ide o práce KRSA (1961), JANÁKA (1969), HUSÁKA (1982), ako aj ďalších pracovníkov podniku Geofyzika Brno, hlavne práce M. STRÁNSKEJ, napr. in OBERNAUER et al. (1980). S využitím magnetických vlastností granitoidov Západných Karpát sa neskôr stretávame pri riešení geologických problémov, ako napríklad stratigrafického začlenenia (PAŠTEKA 1971), ložiskových (JAWORSKI et al. 1977), tektonických (HROUDA et al. 1982), ako aj petrologických problémov (VILINOVIČ 1985).

Tento článok prináša časť výsledkov získaných autorom v rámci komplexného štúdia fyzikálnych granitoidov Západných Karpát v laboratóriách Kyjevskej štátnej univerzity.

RNDr. T. GREGOR, Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta, Bratislava

Metodika

Jedným z najčastejšie meraných magnetických parametrov granitoidných hornín je magnetická susceptibilita, ktorú SUCHORADA (1972), DUBINČIK-ROZENTAĽ (1980), ROMANOVSKIJ (1976), ISHIHARA (1980, 1981), TOLSTOJ et al. (1987) a ďalší autori využívajú pri svojich petrologických a metalogenetických štúdiách.

Merania magnetickej susceptibility granitoidov vybraných oblastí Západných Karpát, ktoré popisujeme v článku, sa uskutočňovali na vzorkách (GREGOR 1987) drvených, kusových (okolo 1/2 kg) a rezaných do tvaru kocky ($2 \times 2 \times 2$ cm). Väčšina prác bola vykonaná v laboratóriu „Žukov chutor" (ZSSR), v oblasti s nízkym rušením vonkajšími geomagnetickými poľami.

Ako ukázali kontrolné merania, výsledky najmenej zaťažené chybou boli získané pri meraní kusových vzoriek na astatickom magnetomeri MA-21. Hodnoty magnetickej susceptibility, získané z drvených vzoriek, boli zaťažené určitými chybami, pretože pri drvení dochádza k niektorým reakciám, prípadne kontaminácii (JAKABSKÝ-KUPKOVÁ 1988), ktoré negatívne ovplyvňujú namerané hodnoty. Metodika merania na astatickom magnetomeri v 12 polohách je bližšie opísaná v práci (DORTMAN et al. 1962), pričom matematické spracovanie bolo uskutočnené na počítači SM-4 podľa programu „NAMAG", vypracovaného N. I. Guzijom.

Na niektorých vzorkách (Malé Karpaty) bola meraná aj magnetická anizotropia, ktorá odráža magnetickú vnútornú stavbu horniny. Meranie magnetickej anizotropie sa uskutočňovalo na striedavom mostíku KLY-2, zostrojenom JELÍNKOM (Geofyzika Brno). Merali sme len stupeň anizotropie prednostného usporiadania magnetických minerálov: $P = k^{I}/k^{III}$, kde $k^{I} \geq k^{II} \geq k^{III}$ sú hlavné susceptibility (HROUDA et al. 1982).

Pri štúdiu magnetických vlastností hornín je dôležité určiť typ nositeľa magnetizmu v hornine, ktorým sú najčastejšie Fe-Ti zlúčeniny a ich rozpadové produkty, zriedkavejšie Fe-sulfidy. Podľa údajov DUBINČIK-ROZENTAĽ (1980) je koeficient korelácie medzi obsahom Fe-Ti minerálov a magnetickou susceptibilitou granitoidov až +0,81. K podobným záverom prišiel aj celý rad ďalších autorov, z ktorých napríklad ISHIHARA (1979) matematicky vyjadril vzťah medzi objemovými percentami magnetitu (V) v granitoidných horninách a magnetickou susceptibilitou ($\varkappa$): $\varkappa = 0{,}001 \times V$. Teda veľkosť magnetickej susceptibility granitoidov v rozhodujúcej miere závisí od množstva magnetitu v hornine. To bolo potvrdené aj v nami skúmaných vzorkách, v ktorých hlavným nositeľom magnetických vlastností bol titanomagnetit — svojím zložením blízky magnetitu. Zistili sme to ako petrografickými pozorovaniami (analýzou v odrazenom svetle — analytik Savenková), tak aj fyzikálnymi (meranie Curieho teploty). Pritom táto fyzikálna metóda je jednou z najvhodnejších metód na zisťovanie nositeľa magnetických vlastností (ORLICKÝ 1987).

Magnetitová a ilmenitová séria — dve kontrastné série granitoidov

Granitoidy na základe svojich magnetických vlastností možno rozdeliť do dvoch kontrastných sérií. ISHIHARA (1977) tieto série nazval magnetitová a ilmenitová, pričom ako hranicu medzi nimi určil magnetickú susceptibilitu o veľkosti 60×10^{-3}jed. SI. Granitoidy magnetitovej série vykazujú hodnoty magnetickej susceptibility vyššie ako 60×10^{-3}jed. SI, čo je spôsobené vyšším obsahom magnetitu v hornine (odtiaľ aj názov). Ako predpokladá ISHIHARA (1981), tento typ granitoidov vzniká z vrchného plášťového a spodného kôrového materiálu, ktorý je len málo kontaminovaný metamorfnými a sedimentárnymi horninami kôry. Korelovateľný je s I-typom granitoidov (podľa CHAPPELL-WHITE, 1977) a je charakterizovaný určitým typom mineralizácie (Au, Ag, Pb, Zn).

Ilmenitová séria je charakterizovaná hodnotami magnetickej susceptibility nižšími ako 60×10^{-3}jed. SI, čo je vyvolané nízkym obsahom magnetitu v hornine. Z Fe-Ti zlúčenín prevláda ilmenit, čo viedlo k názvu série. Tento typ granitoidov je najčastejšie spájaný s ložiskami kassiteritu, wolframitu, fluoritu, berylu (ISHIHARA 1981).

Z ďalších znakov, podľa ktorých sú granitoidy delené do oboch sérií, možno spomenúť

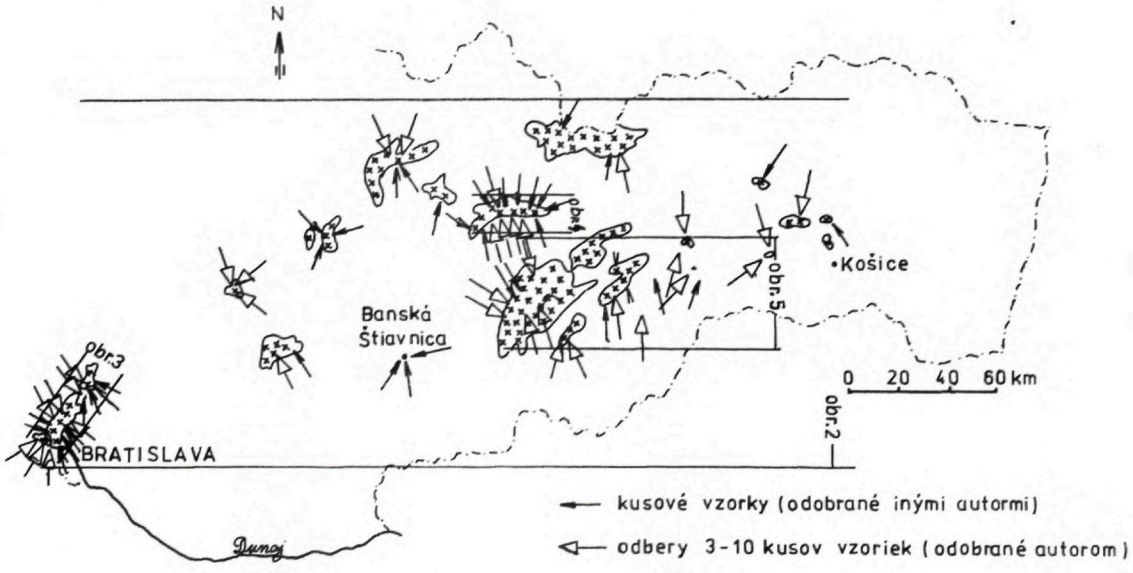
rozdielny výskyt akcesórnych minerálov, rozdielny celohorninový pomer Fe_2O_3/FeO, rozdielnu odraznosť a železitosť biotitu. Z izotopických kritérií na rozlišovanie oboch sérií sa za najspoľahlivejšiu považuje hodnota $\delta^{34}S$, ktorá odráža charakter zdroja. V zdrojových horninách ilmenitovej série bola prítomná sulfidická síra (prevaha ľahkého izotopu S), ale v zdroji magnetitovej série bola síra zastúpená v podobe sulfátov, ktoré mohli byť zavlečené do zóny subdukcie so sedimentami oceánskej dosky. Hoci priamejší vzťah k procesom subdukcie vykazuje iba magnetitová séria, predsa obe série vytvárajú paralelné pásma v oblastiach ostrovných oblúkov a kontinentálnych okrajov (Romanovskij 1976; Ishihara 1979, 1981).

Pri sledovaní magnetických vlastností granitoidov Západných Karpát sme sa zamerali na štúdium hlavných petrotypov (Gregor 1987). Ako ukázali merania magnetickej susceptibility (obr. 1, 2), hlavné petrotypy granitoidov tatrika, veporika a gemerika dosahujú hodnoty nižšie ako 60×10^{-3}jed. SI (Gregor 1988). Vyššie hodnoty magnetickej susceptibility v uvedených typoch granitoidov neboli zatiaľ pozorované ani inými autormi (správy n. p. Geofyzika Brno). Jedinými predstaviteľmi granitoidných hornín Západných Karpát, ktoré prekračujú uvedenú hranicu sú mladé granitoidy z oblasti Banskej Štiavnice. Tieto granitoidy dosahujú hodnôt až do 105×10^{-3}jed. SI (Gregor 1987, 1988). Vychádzajúc z delenia granitoidných hornín podľa ich magnetickej susceptibility (Ishihara 1977) môžeme granitoidy tatrika, veporika a gemerika začleniť do ilmenitovej série a mladé granitoidy Hodrušsko-Štiavnického intruzívneho komplexu do magnetitovej série.

Šulgan (1986) na základe štúdia amfibolov a biotitov granitoidov Hodrušsko-Štiavnického komplexu zaraďuje tieto do magnetitovej série. Výsledky štúdia biotitov z granitoidov tatrika, veporika a gemerika (Petrík 1985) ukazujú skôr na ich začlenenie do ilmenitovej série.

Priestorové zmeny magnetickej susceptibility granitoidov vybraných oblastí Západných Karpát

Pri štúdiu magnetickej susceptibility granitoidných hornín Západných Karpát sme sa v článku sústredili hlavne na oblasť Malých Karpát,



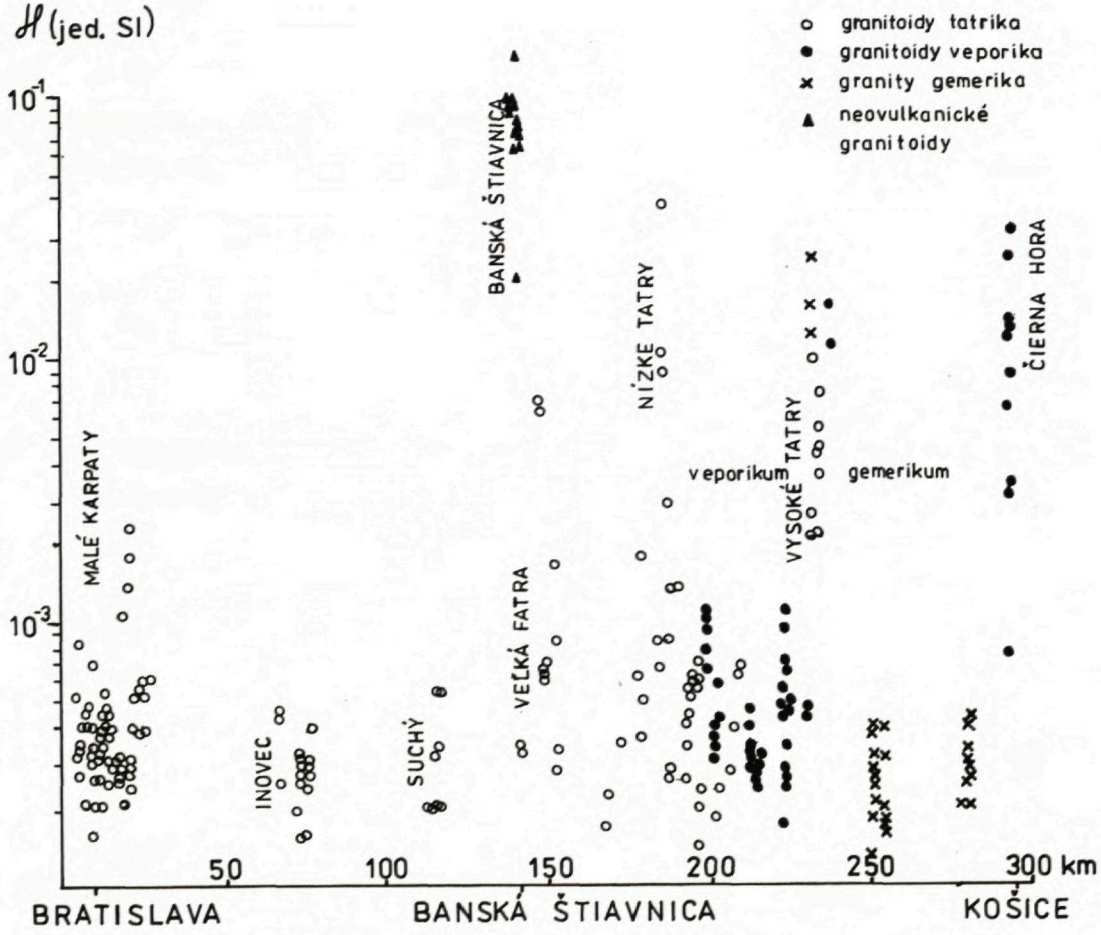
Obr. 1 Poloha odobraných vzoriek s ukázanými rezmi vyčlenených oblastí Západných Karpát.

Nízkych Tatier a styku veporika a gemerika (obr. 3, 4, 5).

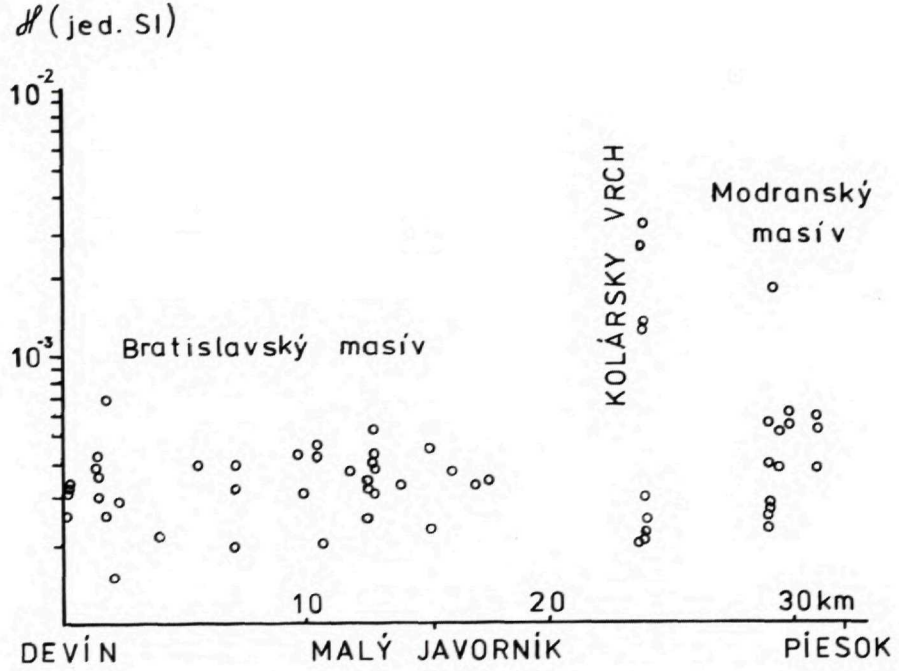
Granitoidy Malých Kaprát vystupujú v bratislavskom a modranskom masíve. VILINOVIČ (1985) predpokladá, že kompozičný rozdiel medzi oboma masívmi je najpravdepodobnejšie dôsledkom parciálneho tavenia zdroja (ov). Kompozičné variácie v rámci masívov však sú, ako to naznačuje aj petrogenetické modelovanie, prejavom frakčnej kryštalizácie anatektických tavenín. Odrazom tohto predpokladu je aj určitá rozdielnosť v hodnotách magnetickej susceptibility granitoidov oboch masívov, ktorá je v priemere vyššia v modranskom masíve (obr. 3).

Pri štúdiu granitoidov z oblasti pezinsko-perneckého kryštalinika (Kolársky vrch) sa ukázalo zvýšenie magnetickej susceptibility v granitoidoch odobraných z banských diel ($\varkappa_{max} = 3{,}21 \times 10^{-3}$jed. SI), avšak magnetická susceptibilita v granitoidoch odobraných z neďalekých vrtov je rádovo nižšia ($\varkappa_{max} = 0{,}25 \times 10^{-3}$ jed. SI).

Na vzorkách z tejto lokality bola meraná aj



Obr. 2 Magnetická susceptibilita granitoidov Západných Karpát. Rez je v smere východ-západ.



Obr. 3 Magnetická susceptibilita granitoidov Malých Karpát. Rez je v smere juhozápad-severovýchod.

magnetická anizotropia. Pre porovnanie (HROUDA et al. 1982) treba spomenúť, že magnetická anizotropia v granitoidoch bratislavského a modranského masívu nevykazuje zvýšené hodnoty P = 1,02—1,04 pre bratislavský a P = 1,01—1,07 pre modranský masív). Vzorky z vrtov nevykazovali taktiež zvýšenie magnetickej anizotropie (P = 1,04—1,07), avšak vzorky z banských diel vykazujú zvýšené hodnoty (P = 1,12—1,40).

Zvýšené hodnoty magnetickej susceptibility z granitoidov banských diel ukazujú podľa nášho názoru ich obohatenie o magnetické minerály vplyvom sekundárnych procesov, spojených s formovaním ložiska. Pritom bola vytvorená nová magnetická štruktúra minerálov s výraznou anizotropiou magnetickej susceptibility.

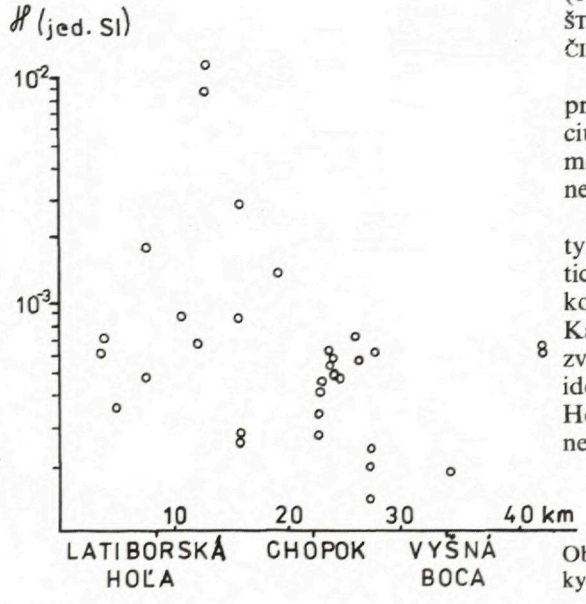
Granitoidy Nízkych Tatier vystupujú predovšetkým v rozsiahlom ďumbierskom masíve. Jeho obsahová heterogénnosť je výsledkom asimilácie plášťa, diferenciácie magmy, procesov metasomatózy a viac štádiálnej intrúzie (MAHEĽ et al. 1987). Táto rôznorodosť v genéze sa odrazila aj v distribúcii magnetickej susceptibility (obr. 4).

Najnižšími hodnotami ($\varkappa_{max} = 0{,}23 \times 10^{-3}$ jed. SI) sú charakterizované granity typu Králička, čo súvisí s ich genézou a leukokrátnym charakterom. Pomerne nízke hodnoty ($\varkappa < 0{,}45 \times 10^{-3}$ jed. SI) vykazujú aj kyslejšie variety granitoidov z oblasti Chopku. Na druhej strane výrazné zvýšenie magnetickej susceptibility až do veličiny $\varkappa = 40{,}6 \times 10^{-3}$ jed. SI vidíme v granitoidoch vystupujúcich na hrebeni Nízkych Tatier nad Magurkou. Pomerne vysoké hodnoty magnetickej susceptibility dosahujú aj granitoidy z banského diela v Dúbrave ($\varkappa_{max} = 3{,}05 \times 10^{-3}$ jed. SI). Je zaujímavé, že výrazné zvýšenie magnetickej susceptibility skoro o dva rády oproti priemeru je viazané na zónu nad Magurkou, kde sa v minulosti ťažilo zlato, pričom aj hodnoty susceptibility z banských diel v Dúbrave sú vyššie oproti okoliu.

Odlišné hodnoty magnetickej susceptibility veporika a gemerika (obr. 5) zjavne súvisia s ich odlišným zložením a genézou. Z veporických granitoidov bázickejší sihliansky typ dosahuje vyššiu hodnotu ($0{,}65 \times 10^{-3} < \varkappa < 1{,}1 \times 10^{-3}$ jed. SI) ako kyslejší veporský typ ($0{,}15 \times 10^{-3} < \varkappa < 0{,}88 \times 10^{-3}$ jed. SI) a granitoidy masívu Sinca ($0{,}23 \times 10^{-3} < \varkappa < 0{,}45 \times 10^{-3}$ jed. SI). Rimavické granitoidy zo severnej časti plutónu dosahujú značný rozptyl hodnôt ($0{,}18 \times 10^{-3}$ jed. SI $< \varkappa < 1{,}1 \times 10^{-3}$ jed. SI), čo zodpovedá ich premenlivému látkovému zloženiu.

Výrazné zvýšenie magnetickej susceptibility sa prejavilo v rochovských granitoch ($\varkappa_{max} = 17{,}3 \times 10^{-3}$ jed. SI), v ktorých obsah magnetitu dosahuje 6—8 kg na tonu (KLINEC et al. 1980). Zvýšené hodnoty vykazujú aj Turčocké granity ($\varkappa_{max} = 24{,}9 \times 10^{-3}$ jed. SI).

Gemerické granity (Hnilec, Betliar, Poproč) vykazujú naopak jedny z najnižších hodnôt $\varkappa$ zo všetkých granitoidov Západných Karpát ($0{,}16 \times 10^{-3} < \varkappa < 0{,}42 \times 10^{-3}$ jed. SI), čo súvisí s ich leukokrátnym charakterom a vysokým stupňom diferenciácie.



Obr. 4 Magnetická susceptibilita granitoidov Nízkych Tatier. Rez je v smere východ-západ.

Diskusia

Pri začleňovaní jednotlivých petrotypov granitoidov Západných Karpát na základe veľkosti magnetickej susceptibility do dvoch kontrastných sérií musíme byť opatrní, hlavne pokiaľ ide o granitoidy, postihnuté procesmi metamorfózy, pretože pri týchto procesoch sa magnetická susceptibilita môže značne znížiť. Preto sme analyzovali aj granitoidy s relatívne nižšími hodnotami magnetickej susceptibility.

Zistili sme pritom existenciu určitých zón (Kolársky vrch, Magurka, Dúbravka, Rochovce, Turčok) so značne zvýšenými hodnotami magnetickej susceptibility oproti okolitým granitoidom. Tento jav možno interpretovať dvoma spôsobmi:

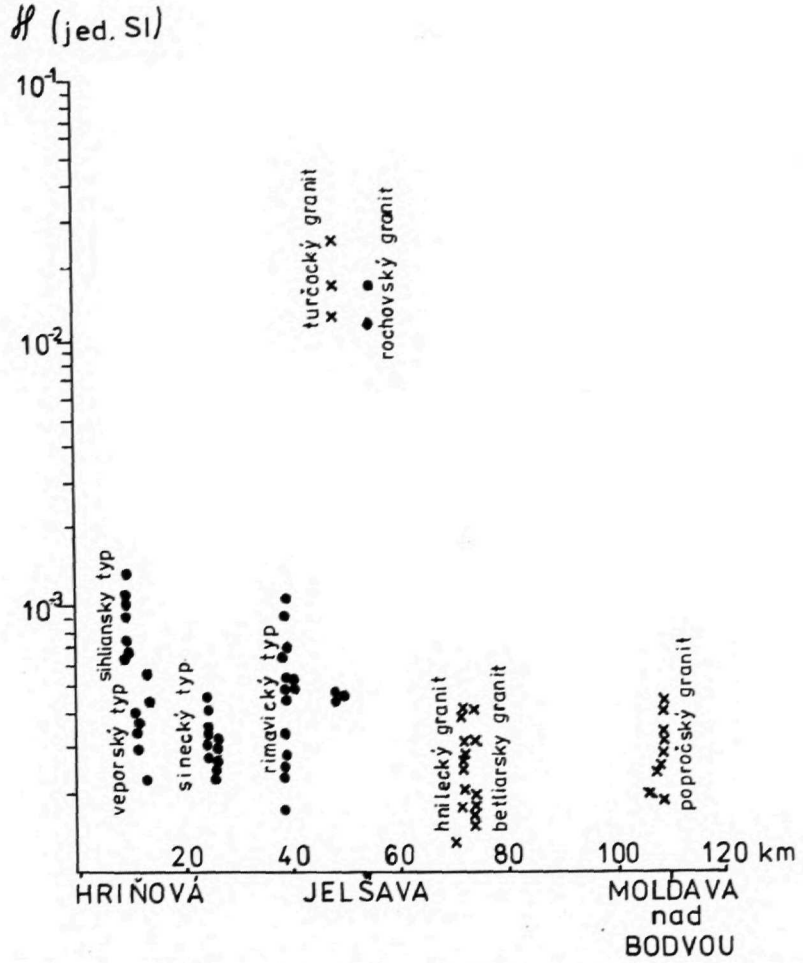
1. existenciou samostatných zdrojov alebo intruzívnych fáz
2. zvýšením fugacity kyslíka v daných zónach za vzniku sekundárneho magnetitu rozkladom silikátnych minerálov, obsahujúcich železo (biotit, amfibol).

Prvý predpoklad by potvrdzovali práce LUKÁČIKA (1982) z oblasti Nízkych Tatier a KLINCA et al. (1980) z oblasti Rochoviec.

Druhý predpoklad dokazujú experimentálne práce WONES-EUGSTER (1965), POPP et al. (1977), ako aj práce sovietskych autorov FERŠTATER et al. (1978) DATSENKO (1982), DUBINČIK-ROZENTAĽ (1980) a ďalších.

Podľa nášho názoru je druhý predpoklad pravdepodobnejší, i keď nevylučujeme existenciu oboch možností súčasne, t. j., existenciu samostatných intruzívnych fáz v prostredí zvýšenej fugacity kyslíka.

Výrazná zonálnosť magnetickej susceptibility, ktorá by mohla svedčiť o existencii magmatických oblúkov prostredia ostrovných oblúkov vo vybraných granitoidoch Západných Karpát zatiaľ nebola pozorovaná, hoci určité zvýšenie vykazujú niektoré petrotypy granitoidov Malej Fatry, Vysokých Tatier a Čiernej Hory. Pre ďalekosiahlejšie závery v tejto otázke nemáme dostatok materiálu.



Obr. 5 Magnetická susceptibilita granitoidov veporika a gemerika. Rez je v smere východ-západ.

Záver

Výsledkom vykonaných prác bola snaha o rozčlenenie granitoidov vybraných oblastí podľa veľkosti magnetickej susceptibility do dvoch kontrastných sérií. Pritom do magnetitovej série môžeme začleniť jedine mladé granitoidy Hodrušsko-Štiavnického intruzívneho komplexu. Začlenenie vybraných granitoidov tatrika, veporika a gemerika do ilmenitovej série nie je celkom jednoznačné, pretože boli ovplyvnené procesmi, ktoré mohli znížiť ich magnetickú susceptibilitu. U týchto granitoidov bolo pozorované relatívne zvýšenie magnetickej susceptibility, viažúce sa na určité zóny. Tieto anomálie si vysvetľujeme zvýšenou fugacitou kyslika a vznikom sekundárnych magnetických minerálov. Pritom ide o oblasti, ktoré sa väčšinou viažu na zóny výraznejšieho zrudnenia. Ďalšie štúdium magnetických vlastností granitoidov môže výrazne zefektívniť výskum granitoidných hornín a pomôcť pri riešení petrologických a metalogenetických problémov.

Literatúra

ČERNJUK, M. V. 1971: O raspredelenii značenij magnitnoj vospriimčivosti intruzivnych gornych porod. Ser. — Izv. AN SSSR, Fyz. Zemli. 3, Moskva, 105—111.

DATSENKO, V. M. 1982: Oxidation-reduction condition forming granitoids and endogenic mineralization/on the S. W. Sibirian platform framing. — In Mineralogičeskie kriterii svjazy kislogo magmatizma s rudnoj mineralizaciej. Nauka, Leningrad, 85—94.

DORTMAN, N. B. et al. 1962: Metodičeskoe rukovodstvo po opredeleniju fizičeskich svojstv gornych porod i poleznych iskopaemych. — Gosgeotechizdat, Moskva, 1—460.

DORTMAN, N. B. et al. 1984: Fizičeskie svojstva gornych porod i poleznych iskopaemych. — Nedra Leningrad, 1—456.

DUBINČIK, E. J.—PUTINCEV, K. V. 1974: Petrofizičeskie facii intruzivnych porod južnoj časti Dalnego Vostoka i ich rudonosnosť. — Sovetskaja geologija, 12, Moskva, 62—77.

DUBINČIK, E. J.—ROZENTAĽ, I. V. 1980: Petromagnitnye issledovanija pri izučenii granitoidnych kompleksov. — Nedra, Leningrad, 1—104.

FERŠTATER, C. B.—ČAŠČUCHINA, V. A.—BORODINA, N. S. 1978: Ferofacii granitoidov. — Geochimija, 2, Moskva, 147—160.

GREGOR, T. 1987: Petrofizičeskie osobennosti granitoidov Zapadnych Karpat s celju ich ispoľzovanija pri geofizičeskich issledovanijach. — Kand. diz. práca. Kyjev, 1—230.

GREGOR, T. 1988: Veduščie petrotipy granitoidov Zapadnych Karpat i ich petrofizičeskie osobennosti. — Vest. Kiev. Univ., Prikladnaja geochimija i petrfizika, 15, Kyjev, 109—115.

HROUDA, F. et al. 1982: Geofyzikálny průzkum flyšového pásma a vnitrokarpatskych jednotek v západní části Slovenska. Zpráva za etapy 1980 a 1981. — Geofond, Bratislava, 1—79.

HUSÁK, L. et al. 1982: Geofyzikálny výskum podložia stredoslovenských neovulkanitov. — Geofond, Bratislava, 1—83.

CHAPPELL, B. W.—WHITE, A. J. R. 1974: Two contrasting granite types. — Pacif. Geol., 8, Tokyo, 173—174.

ISHIHARA, S. 1977: The magnetit-series and ilmenit-series granitic rocks. — Mining. Geol. 27, Tokyo, 293—305.

ISHIHARA, S. 1979: Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanes granitoids. — Journal of the geological of Japan, 85, 8, Tokyo, 509—523.

ISHIHARA, S. 1981: The Granitoid and Mineralization. — Econ. Geol. 75 th Aniversari Volume, Hougeton, 458—484.

ISHIHARA, S.—ULRIKSEN, C. E. 1980: The Magnetit-series and Ilmenit-series Granitoids in Chile — Mining Geol., 30, 3, Tokyo, 183—190.

JAKABSKÝ, Š.—KUPKOVÁ, M. 1988: Zmena magnetickej susceptibility magnezitu mechanickou aktiváciou a jej fyzikálna interpretácia. — Ban. Listy, 11, Veda, Bratislava, 30—39.

JANÁK, F. et al. 1969: Statistické zpracování fyzikálních parametrů s aplikací na horninách Spišsko-gemerského rudohoria. — Geofond, Bratislava, 1—115.

JAWORSKI, A. et al. 1977: Správa z geofyzikálneho prieskumu, úloha: Malé Karpaty. — Geofond, Bratislava, 1—76.

KLINEC, A.—MACEK, J.—DÁVIDOVÁ, Š.—KAMENICKÝ, L. 1980: Rochovský granit v styčnej zóne gemerid s veporidami. — Geol. Práce, Spr. 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—112.

KRS, M. et al. 1961: Geofyzikálne merania a výskum Spišsko-gemerského rudohoria. — Geofond, Bratislava, 1—65.

LUKÁČIK, E. 1982: Petrológia granitoidných hornín v západnej časti nízkotatranského plutónu. — Kand. diz. práca. Archív geol. Úst. D. Štúra. Bratislava, 1—129.

MAHEĽ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpinske jednotky. 1. — Veda, Bratislava, 1—510.

OBERNAUER, D. et al. 1980: Geofyzikálny výskum západnej časti Slovenského rudohoria a východnej časti Nízkych Tatier. Čiastková záverečná správa za obdobie 1970—1980. — Geofond, Bratislava, 1—166.

ORLICKÝ, O. 1987: Magnetické a paleomagnetické vlastnosti ako dôsledok premien minerálov v horninách. — Miner. slov. 19, 1, Spišská Nová Ves, 45—59.

PAŠTEKA, V. 1971: Paleomagnetické štúdium intruzívnych hornín štiavnicko-hodrušského rudného obvodu. — Acta geol. et geograph. Univ. Com. Geologica, 21, Bratislava, 195—250.

PETRÍK, I. 1985: Biotit a muskovit v granitoidných horninách Západných Karpát: Geochémia a petrogenetický význam. — Kand. diz. práca. Archív geol. ústavu SAV, Bratislava, 1—173.

ROMANOVSKIJ, N. P. 1976: Magnitnaja vospriimčivosť i i nekotorye metallogeničeskije osobennosti granitoidov Vostoka SSSR. — Sov. geologija, 12, Moskva, 64—74.

SUCHORADA, A. V. 1972: Magnitnye svojstva granitoidov i nekotorye aspekty geologičeskoj interpretacii. — Autoref. dis. kand. min.-geol. nauk, Kiev.

ŠULGAN, M. 1986: Petrológia granitoidov hodrušsko-štiavnického intruzívneho komplexu z hľadiska možnej rudonosnosti. — Kand. diz. práca. Archív geol. ústavu SAV, Bratislava, 1—132.

VILINOVIČ, V. 1985: Geochémia a petrogenéza granitoidných hornín Malých Karpát. — Manuskript, Katedra geochémie a mineralógie PF UK, Bratislava, 1—125.

WONES, D. R.—EUGSTER, H. P. 1965: Stability of biotite: Experiment, theory and application. — Amer. J. Sci., 50, 1228—1272.

Poďakovanie: Za získané výsledky ďakujem kolegom z laboratória PNIL Kyjevskej štátnej univerzity, hlavne profesorovi M. I. TOLSTÉMU, ako aj našim geológom za zapožičanie svojich vzoriek, a to pracovníkom Geologického ústavu CCV SAV, hlavne akad. B. CAMBELOVI, ktorému ďakujem aj za jeho podporu rozvoju petrofyzikálnych metód, ďalej I. PETRÍKOVI, V. KÁTLOVSKÉMU, I. BROSKOVI, J. RAJNOHOVI, ako aj pracovníkom iných organizácií, a to V. VILINOVIČOVI, M. JANÁKOVI, I. GALKOVI, S. MICHALOVI a ďalším.

Geologické práce, Správy 92, str. 163—164, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 1991

DISKUSIA

k článku R. RUDINCA 1989: **Dvojetážová stavba vnútrokarpatského paleogénu pri južnom úpätí bradlového pásma na východnom Slovensku**

Geol. práce, Správy 88, s. 121—126

A. Matějka v roku 1925 pri štúdiu časti Liptovskej kotliny konštatoval jeden z najvýznamnejších poznatkov pre pochopenie geologickej stavby Karpát. Zistením, že paleogénne sedimenty transgresívne prekrývajú presunové plochy subtatranských príkrovov, bol získaný dôkaz, že príkrovová stavba *vnútorných* Karpát je predeocénneho veku a paleogénne sedimenty sú popríkrovové. Žiadne ďalšie príkrovové presuny vo vnútorných Karpatoch v popaleogénnom období *nikdy* a *nikde* neboli zistené a ani teoreticky predpokladané. Táto skutočnosť je potvrdená takmer 70-ročnou prácou viacerých generácií geológov v tejto oblasti, potvrdili to aj mapovacie práce, spojené s edíciou generálnych geologických máp ČSSR v mierke 1:200.000 a následné podrobné geologické mapovania v mierke 1:25.000 v rámci jednotlivých listov máp a regiónov na Slovensku.

V článku R. Rudnica, ktorý čerpal poznatky iba z vrtného (bodového) prieskumu, doplneného poznatkami z geofyziky, sme sa (s údivom) dozvedeli, že paleogén v skúmanej oblasti možno rozdeliť na dve tektonické etáže. Vrchná časť je reprezentovaná typickou flyšovou sedimentáciou s vrásovo-šupinatou stavbou, ktorá je najpravdepodobnejšie nasunutá ako *príkrov* na spodnejšie časti (ílovce, siltovce a pieskovce hutianskeho súvrstvia).

Na základe podrobného geologického mapovania, doplňovaného i početnými technickými prácami v sedimentoch podtatranskej skupiny (vnútrokarpatského paleogénu) na severnom Slovensku (Orava, Liptov, Popradská kotlina, Levočské vrchy, Šarišská vrchovina a Spišská Magura), konštatujeme, že sedimenty majú vždy neprerušené vrstevné sledy od bazálnych členov až po najvyššie súvrstvia (bez stratigrafického hiátu) a žiadne príkrovové intrapaleogénne plochy tu neboli preukázané.

Súvrstvia sú uložené vždy plocho (do 20°, ojedinele 30°), jedine pri výraznejších tektonických líniách — zlomoch, alebo v pribradlovej oblasti, kde došlo v popaleogénnom období k „skracovaniu priestoru" a kompresnej tektonike, bývajú súvrstvia častokrát vztýčené, drvené, alebo i detailne zvrásnené. Táto deformovanosť celkom plynule ubúda smerom do podložia (do ílovcov hutianskeho súvrstvia), pričom bazálne členy ako kompetentnejší — rigídnejší celok sú väčšinou už iba prestúpené početnými puklinami, prípadne ako celok sú mierne ohýbané.

V šambrónsko-lipanskej oblasti proti tlaku dvíhajúcich sa a k severu posúvajúcich sa centrálnych Západných Karpát stála relatívne pevná „bariéra" horninových komplexov dnešného bradlového pásma. Hlbšie horizonty podtatranskej skupiny (ílovce hutianskeho súvrstvia a bazálne borovské súvrstvie), ktoré mali nad sebou 1 000—2 000 metrový komplex flyšu, miestami aj pieskovcov bielopotockého súvrstvia, sa nemohli bočným stláčaním (od juhu na sever) natoľko vrásovo deformovať ako „voľný povrch". Spodné ílovcové horizonty bývajú uložené dosť plocho, prípadne sú prehnuté v týchto „nárazníkových" územiach do vrás s veľkým polomerom. Blízko podpovrchové až povrchové časti, tvorené plastickými flyšovými súbormi (šambrónskymi vrstvami), už nezaťažené vysokou hmotnosťou nadložia, sa pri kompresných tlakoch centrálnych Západných

Karpát od juhu na sever oproti prešmykujúcemu sa „bradlovému pásmu" strmo na juh v pomerne úzkej zóne (hromošsko-šambrónsky chrbát) značne vrásovo i zlomovo deformovali. Grafické znázornenie a opis rozdielneho pohybu a deformácií bazálneho súvrstvia a vyšších súvrství podtatranskej skupiny sa nachádzajú a diskutujú v práci J. NEMČOKA 1983: Pohyb flyšovej masy na východnom Slovensku. Geologické práce, Správy 79, s. 141—152, na ktorú upozorňujeme.

Už o niekoľko kilometrov južnejšie (napr. na sev. svahoch Levočských vrchov) ležia všetky súvrstvia podtatranskej skupiny celkom konkordantne, so sklonmi od 0° do max. 30°.

V prípade, že by tu autor chcel vidieť príkrov, musel by uvažovať o lokalizácii jeho koreňovej zóny, o období jeho presúvania a musel by vedieť nakresliť v mape násunovú líniu. Avšak v prípade sedimentov podtatranskej skupiny, ktoré majú zachovaný kompletný vrstvový sled väčšinou od lutétu až do spodného oligocénu a ktorej súvrstvia vo všetkých pohoriach a kotlinách (okrem úzkej zóny južne od bradiel) ležia na sebe ako „listy v knihe", nie je možné uvažovať o príkrovovej stavbe, a teda o dvojetážovosti v tektonickom zmysle slova. Táto je zdanlivá z pohľadu jednotlivých bodov (vrtov — bez kompletného súvislého jadra) a geofyzikálnych seizmických rezov, ktoré žiaľ v takýchto súvrstviach nemožno považovať za dôkaz príkrovovej stavby.

V litologicko-stratigrafickom profile paleogénu sa autor dopustil viacerých nepresností. V práci nie je citovaný základný a prvý údaj o danej problematike, t. j. publikácia: B. LEŠKO a kol. 1983: Oporný vrt Lipany — 1 (4.000 m). Region. Geol. Západ. Karpát 18, Bratislava, kde autori preukázali prítomnosť bazálnej litofácie, ktorú R. Rudinec neregistruje. Ide o klasickú bázu s konglomerátmi, v ktorých sú numulity. Je možné, že pri vrtaní s občasným jadrovaním v ostatných vrtoch Lipanskej štruktúry bazálna litofácia nebola zachytená, ale ako sme preukázali vo vrte Lipany — 1, objektívne existuje.

Horniny, ktoré autor opisuje z vrtu Plavnica — 1 na báze paleogénu ako „ílovcovú melanž", podľa nášho názoru predstavujú najspodnejší člen paleogénnej transgresie. Ako ukazujú dlhoročné skúsenosti, bazálne borovské súvrstvie je zväčša tvorené dvomi typmi sedimentov. Tesne pri nástupe transgresie začína proces rozrušovania podložných hornín a vznikajú ostrohranné brekcie, resp. konglomeráty, tvorené lokálnym materiálom podložia (transgresia na dolomitový podklad — dolomitová brekcia, transgresia na ílovcový podklad — ílovcová brekcia). Nad takýmto horizontom, ako sme zistili vo vrte Lipany — 1, začína prínos karbonátových zlepencov s numulitmi. Je pravdepodobné, že vrtné jadrá z vrtu Plavnica — 1 nezachytili zlepence s numulitmi ako vo vrte Lipany — 1 a na štúdium mal autor k dispozícii len jadrá, tvorené ílovcovými brekciami.

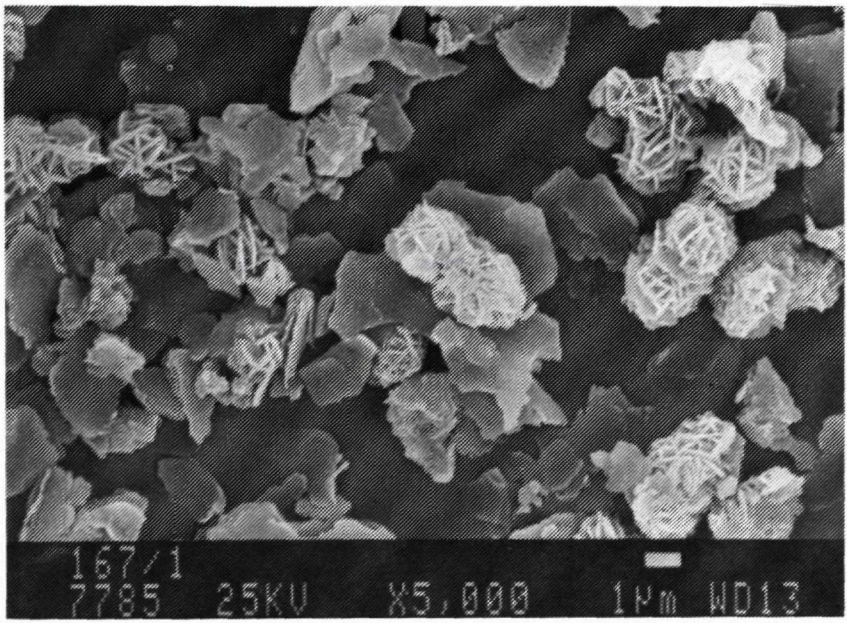
Nepresná je aj informácia autora o paleogéne vo vrte Šariš — 1. Tu sme preukázali klasickú bazálnu litofáciu s numulitmi, aká je známa z mnohých miest centrálnych Západných Karpát (porov. T. KORÁB a kol. 1986: Výskum vnútrokarpatského paleogénu a jeho podložia v Šarišskej vrchovine a v Levočskom pohorí. Geofond, Bratislava).

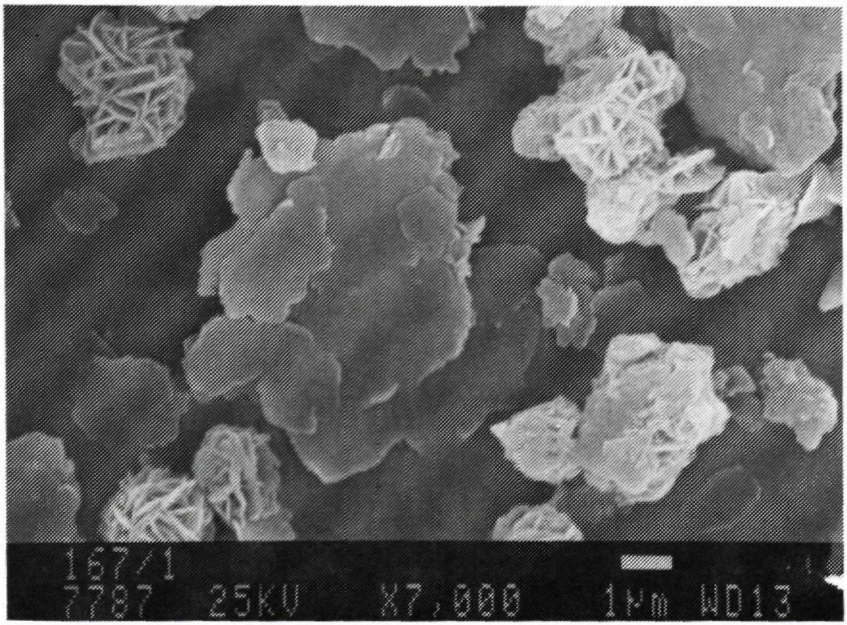
Cieľom tejto diskusie je priateľsky upozorniť autora na skutočnosť, že údaje z vrtných prác s občasným jadrovaním a zo seizmických profilov bez analýzy a podrobného zhodnotenia regionálne geologických poznatkov (aj to na malom území) nie sú adekvátne na geologickú interpretáciu v takej závažnej otázke, ako je prítomnosť príkrovovej stavby v paleogéne centrálnych Západných Karpát.

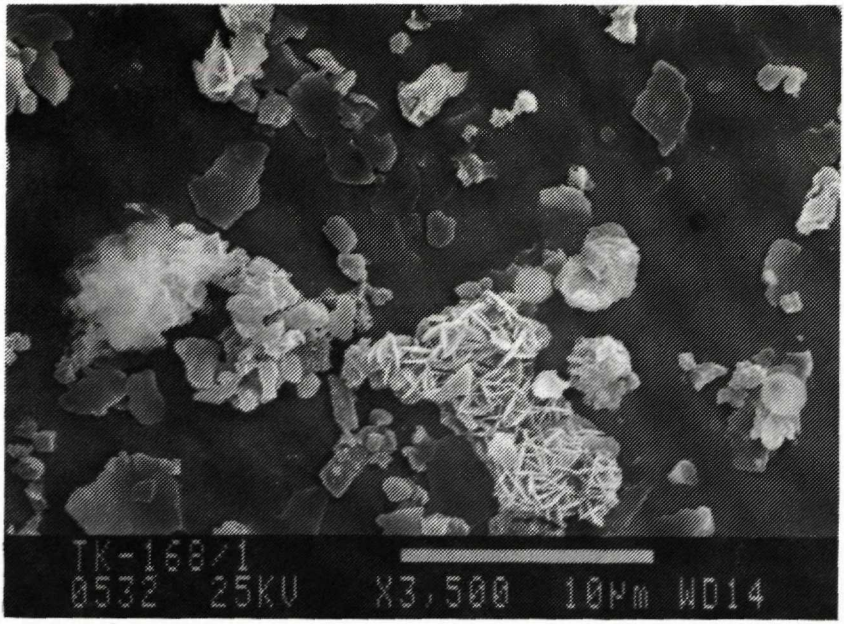
PAVEL GROSS
TIBOR ĎURKOVIČ

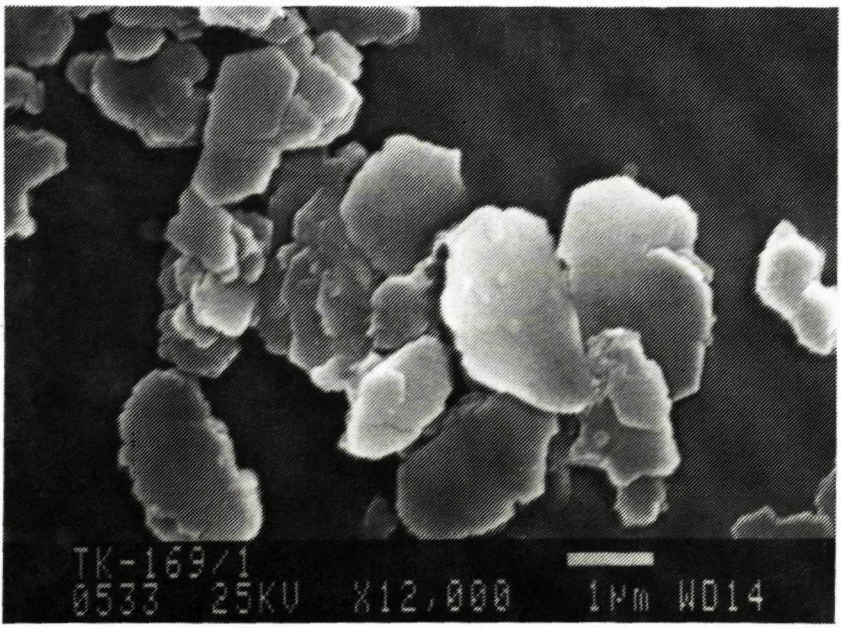
FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
PHOTOGRAPHS
I—XVIII

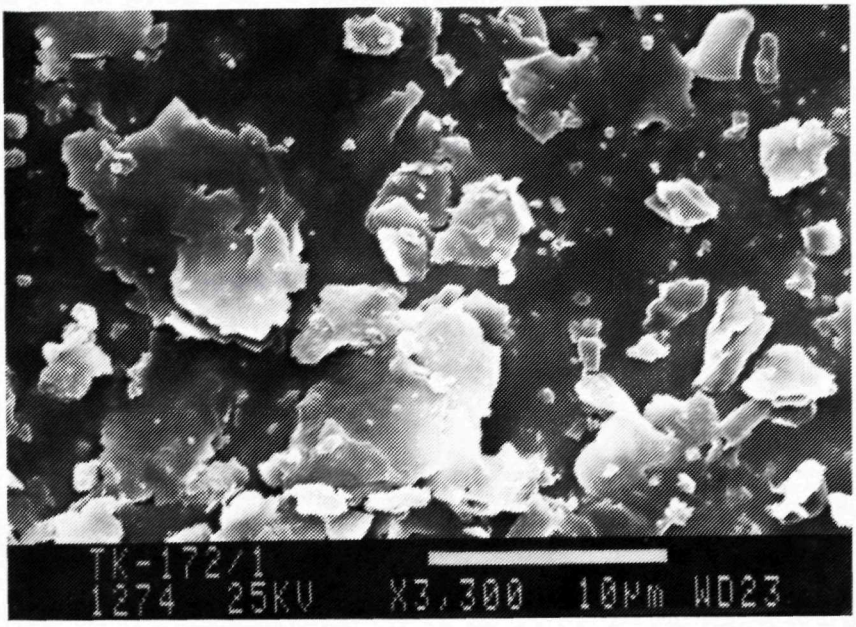
Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

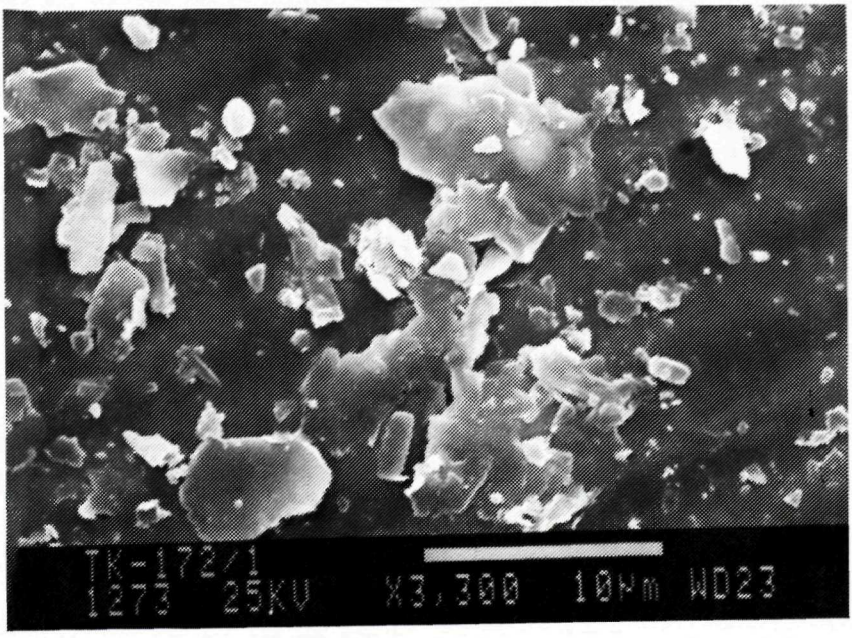

167/1
7785 25KV X5,000 1μm WD13

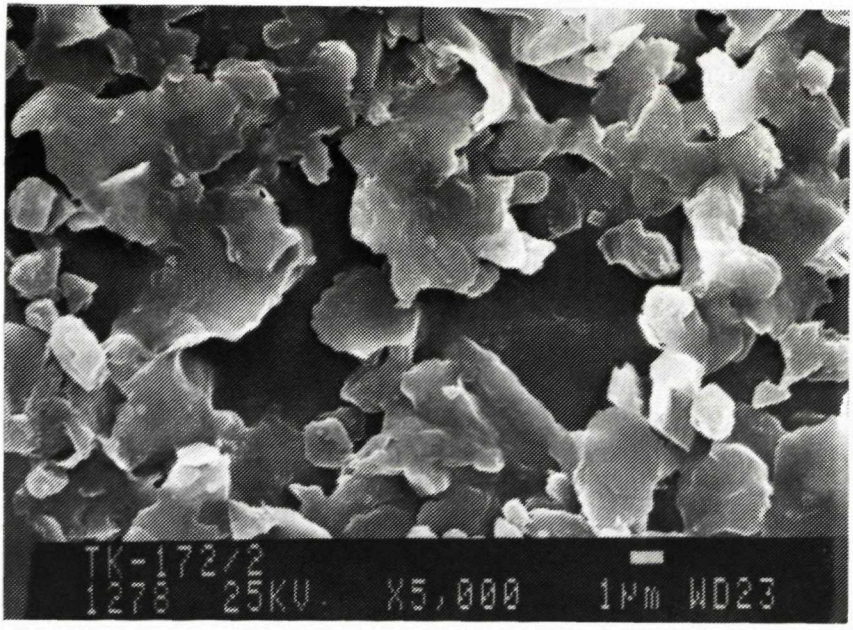

167/1
7787 25KV X7,000 1μm WD13

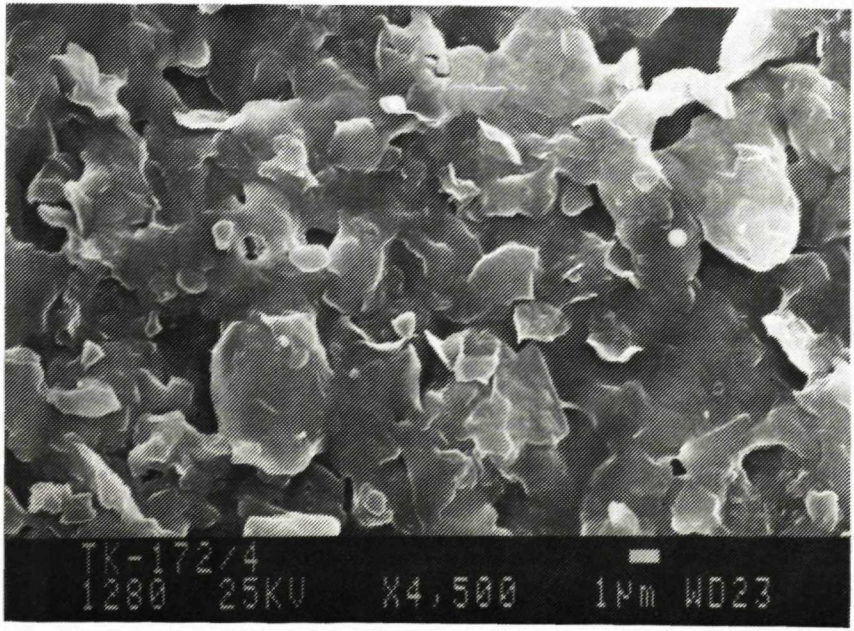

TK-168/1
0532 25KV X3,500 10µm WD14


TK-169/1
0533 25KV X12,000 1µm WD14


TK-17241
1274 25KV X3,300 10µm WD23


TK-17241
1273 25KV X3,300 10µm WD23


TK-172/2
1278 25KV X5,000 1μm WD23


TK-172/4
1280 25KV X4,500 1μm WD23

1

2

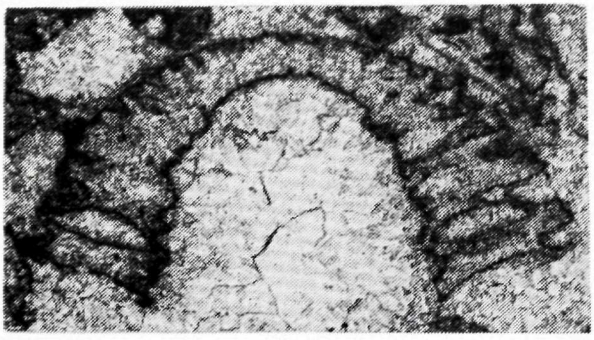
3

4

5

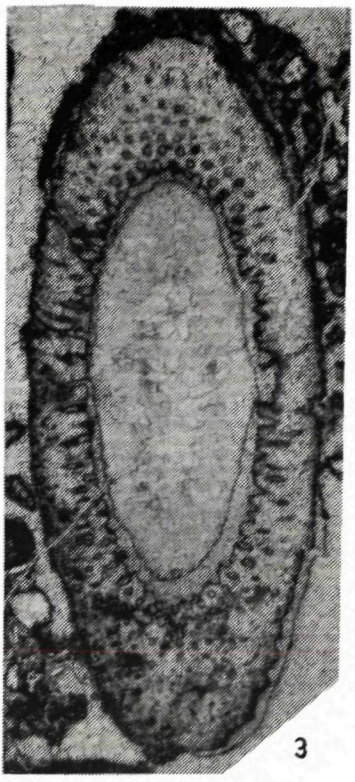
6

7

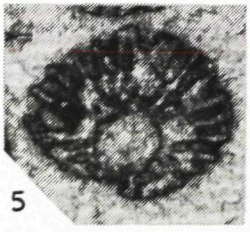

8

1

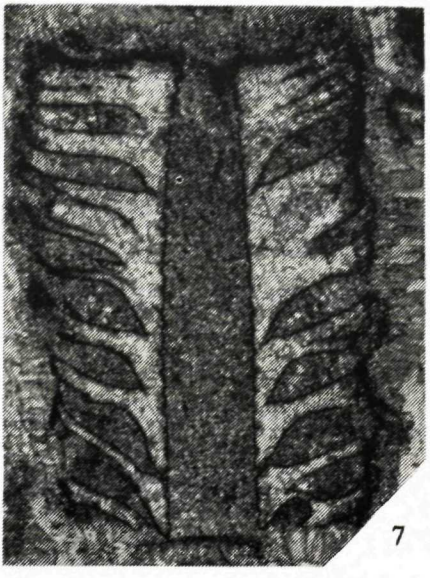
2

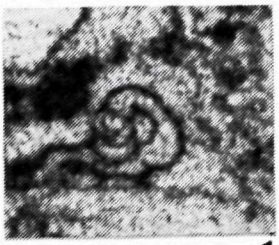

3

4

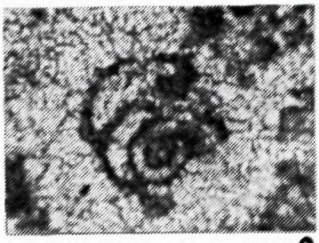

5

6


7

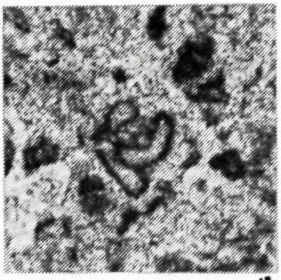


1

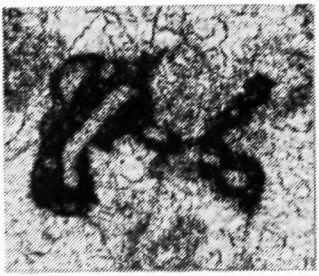


2

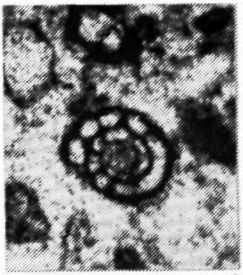
3



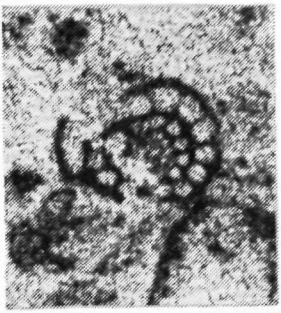
4



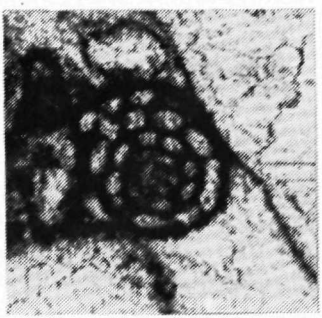
5



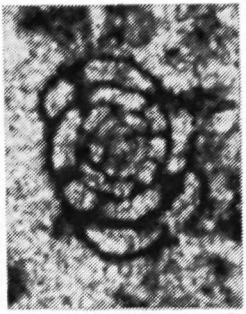
6



7



8



9

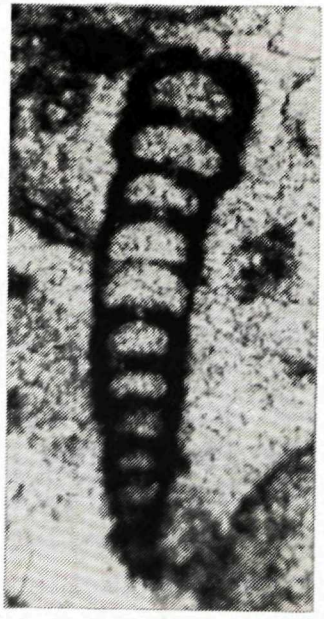
10

11

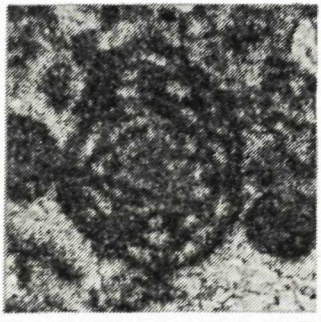
12

1

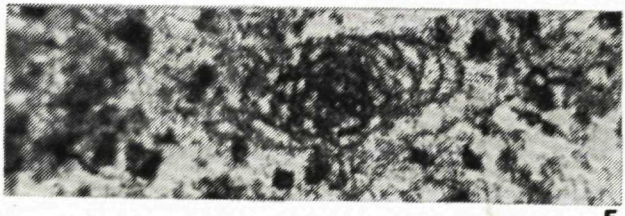
2



3

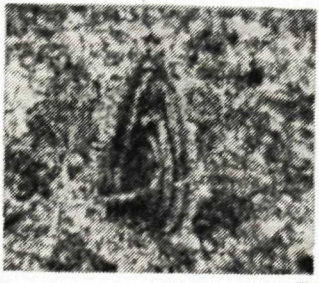


4

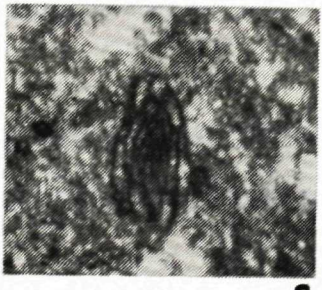


5

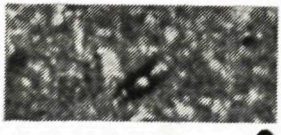
6



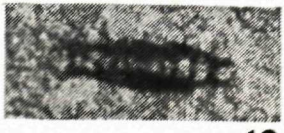
7



8



9



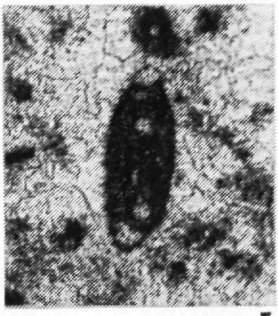
10

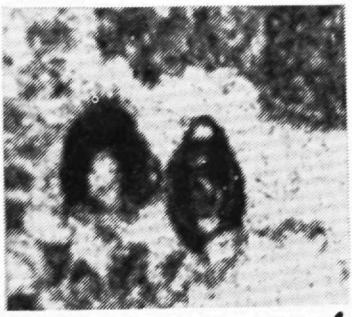
1

2

3

4

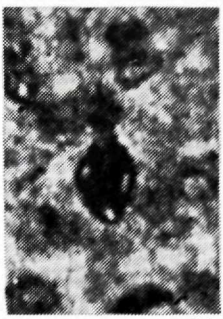

5

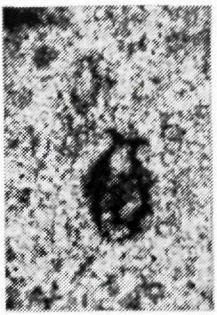

6

7

8

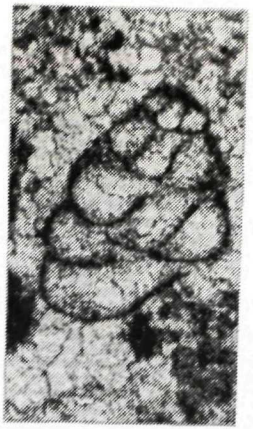
9


10


11

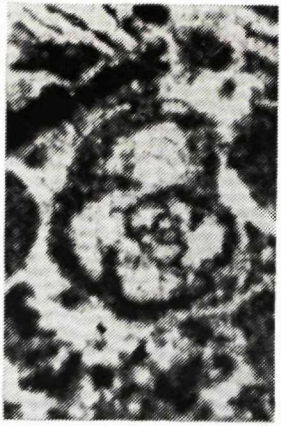
12

13



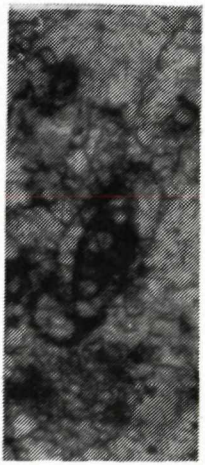
1

2

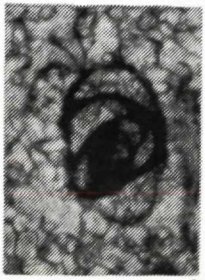


3

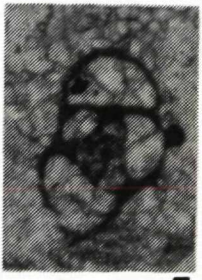
4



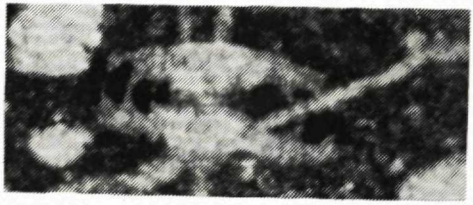
5



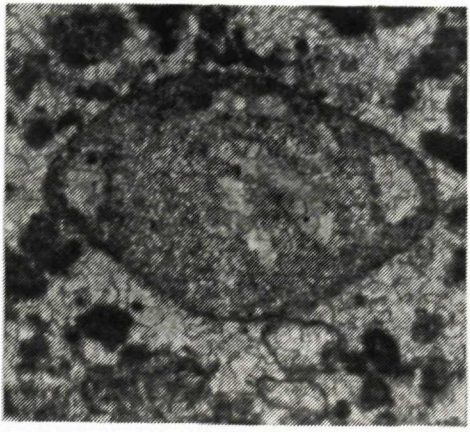
6



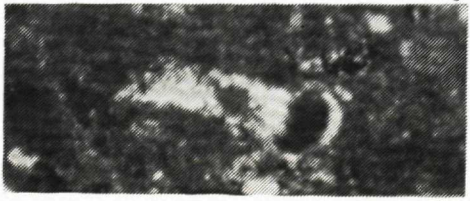
7



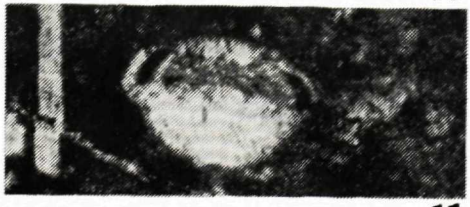
9



8

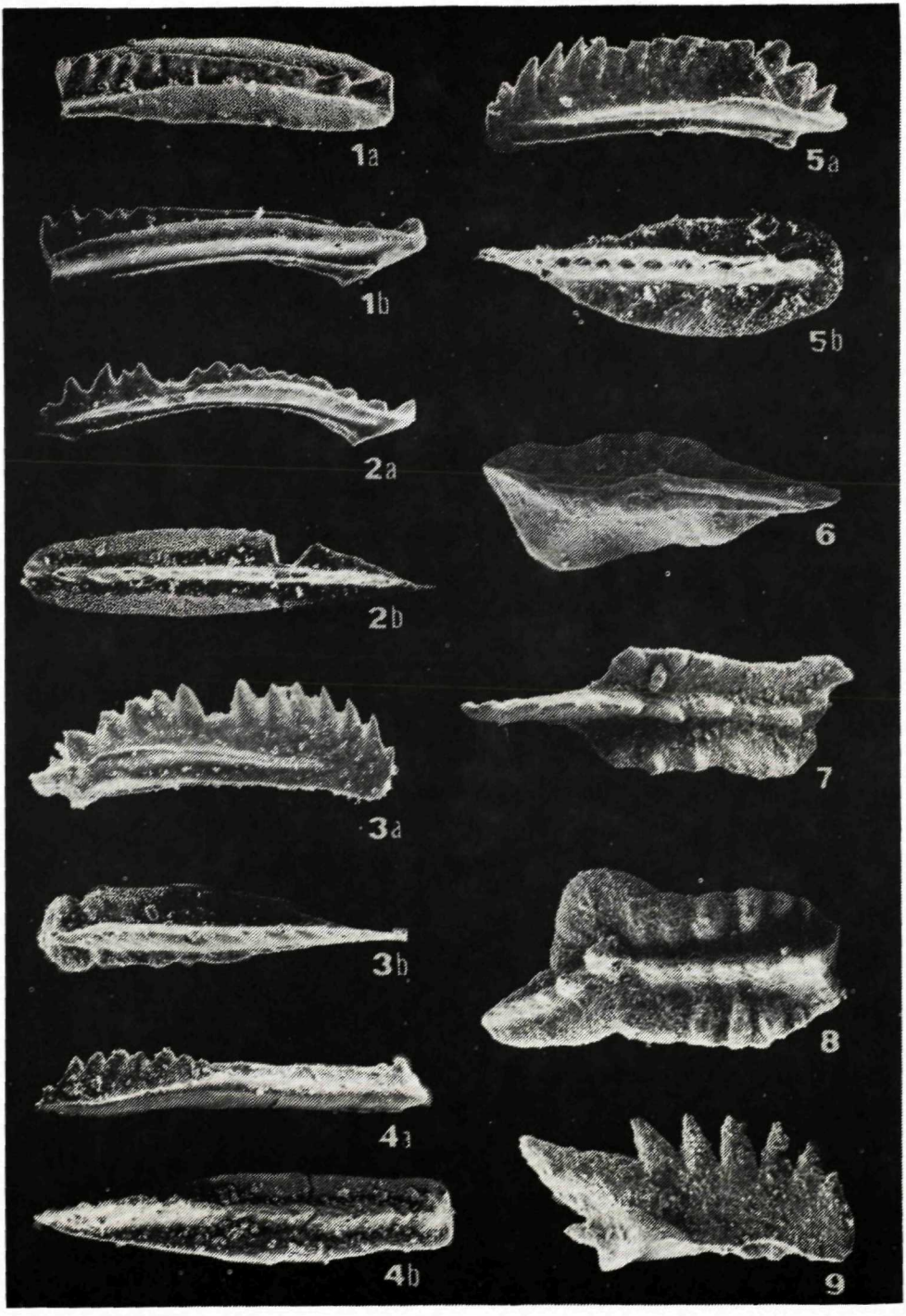


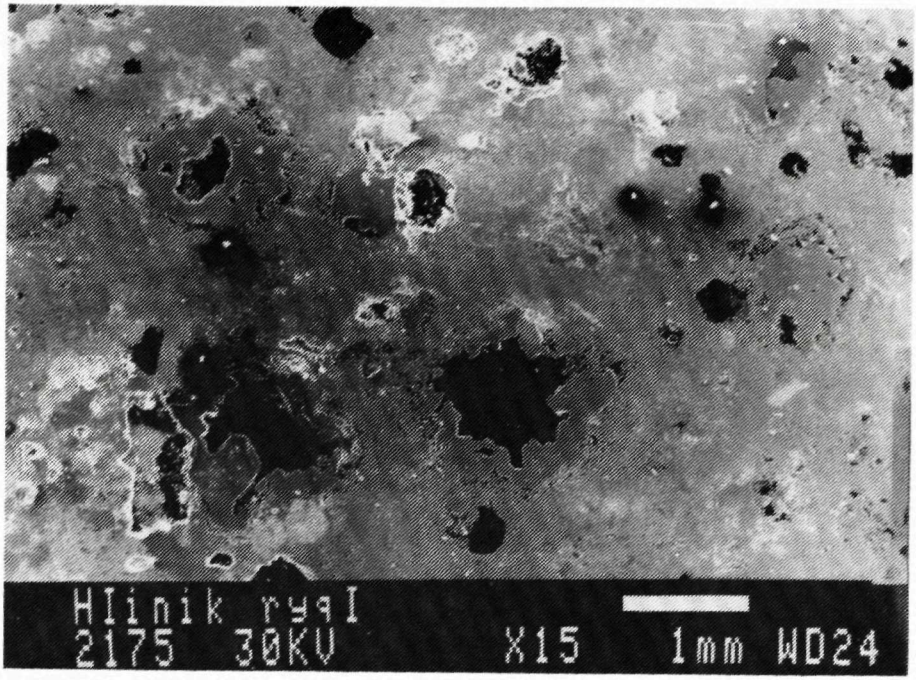
10

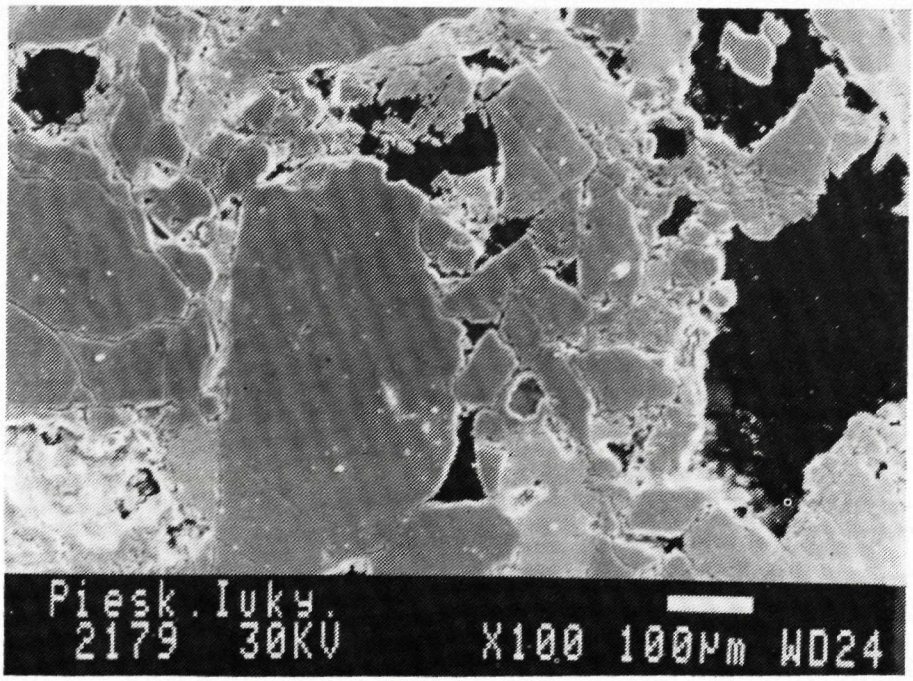


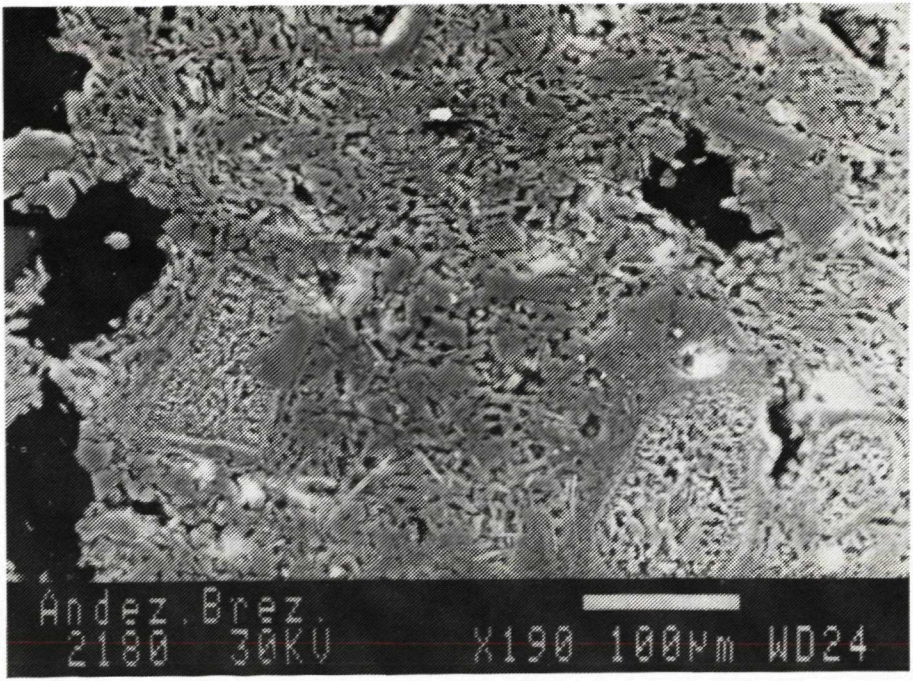
11

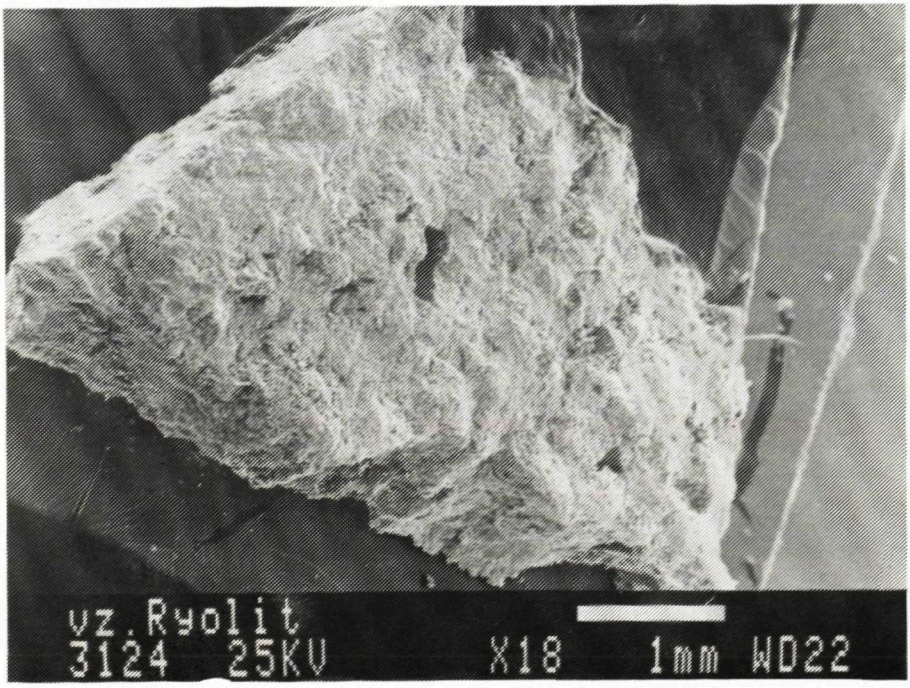
1a
1b
2a
2b
2c
3a
3b
4
5
6
7
8a
8b
8c
9
10a
10b

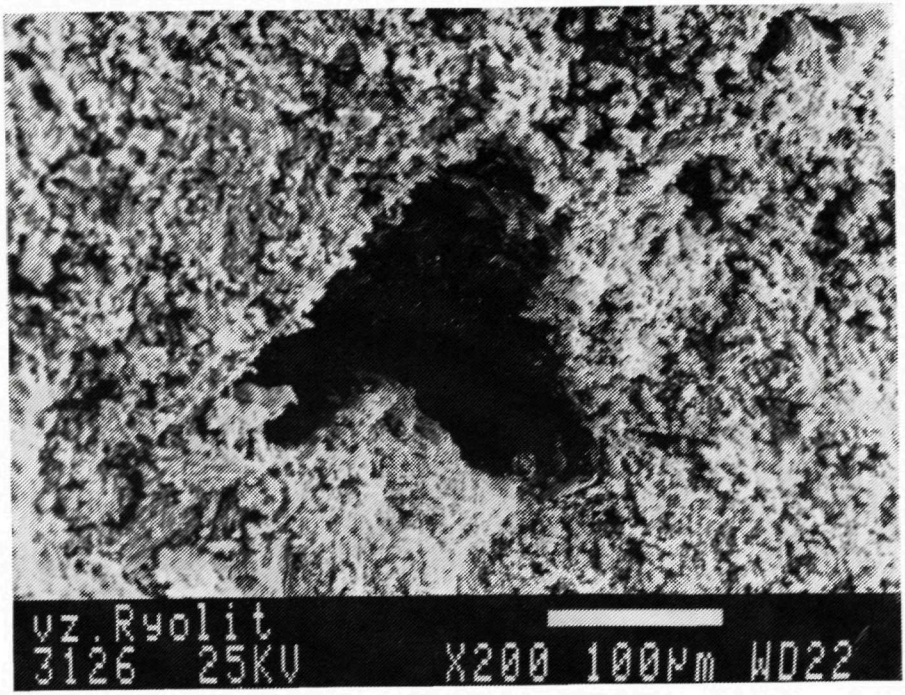

1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5a
5b
6
7
8
9

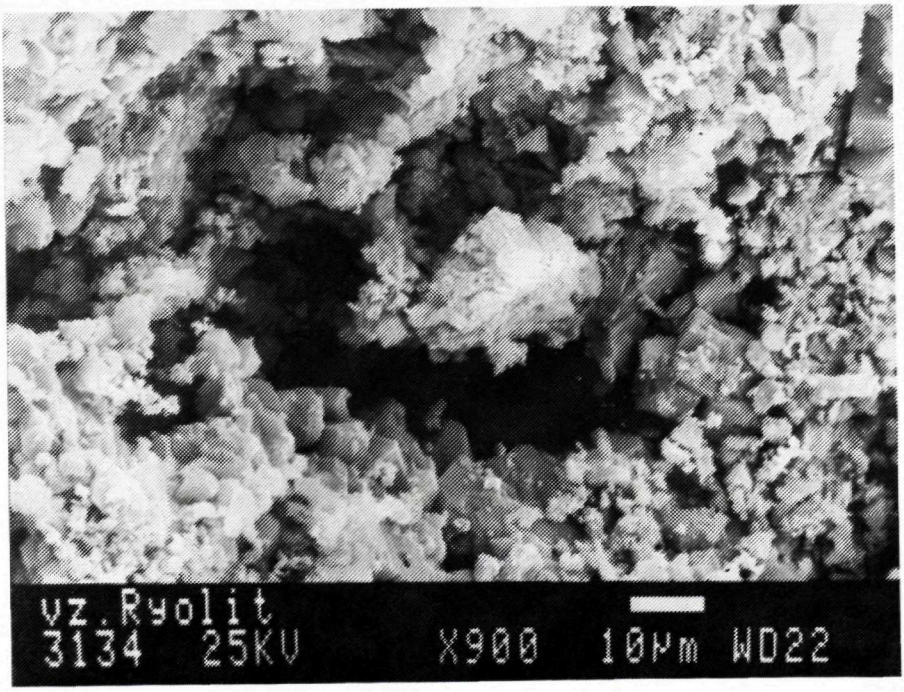

Hlinik ryg I
2175 30KV X15 1mm WD24

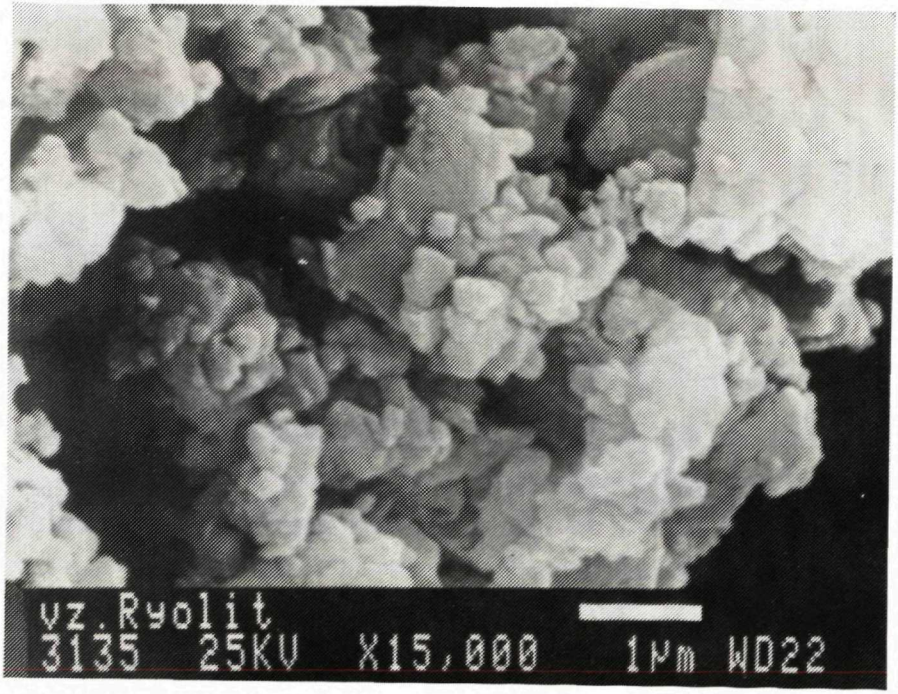

Piesk.Iuky
2179 30KV X100 100µm WD24


And.z Brez
2180 30kV X190 100µm WD24

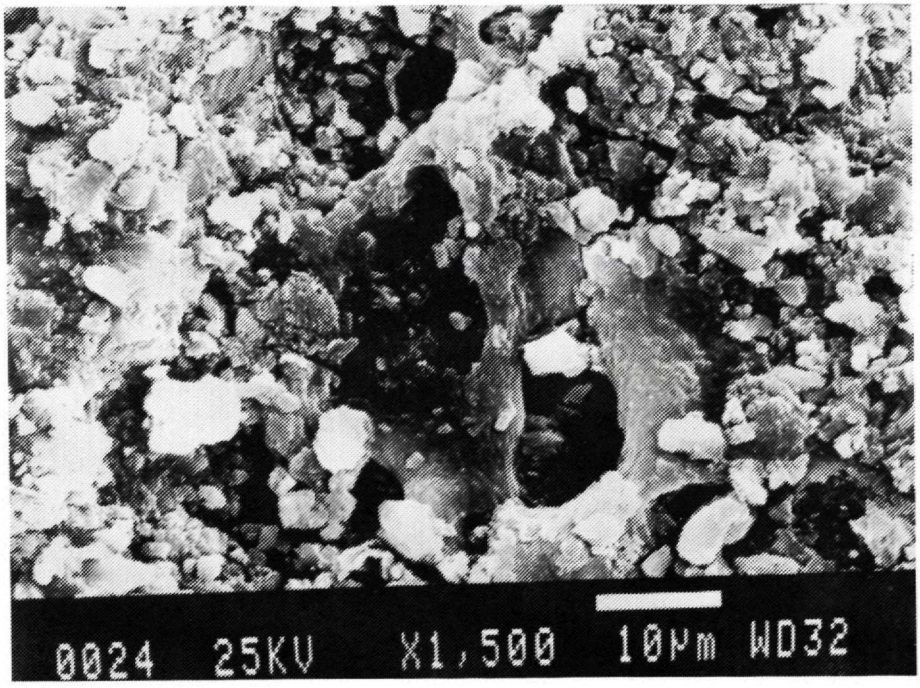

vz.Ryolit
3124 25KV X18 1mm WD22

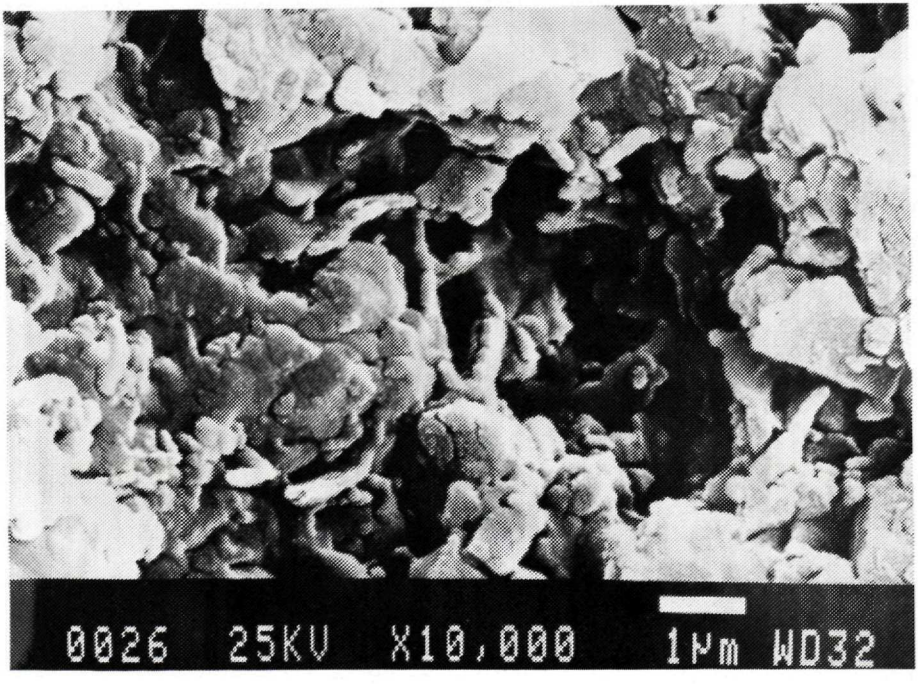

vz.Ryolit
3126 25KV X200 100µm WD22

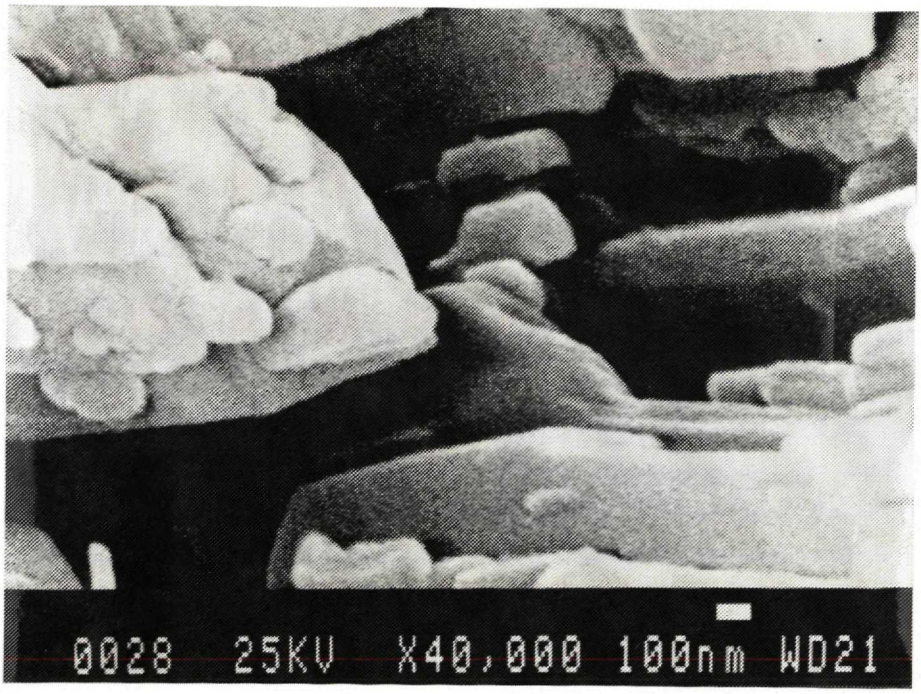

vz.Ryolit
3134 25KV X900 10µm WD22

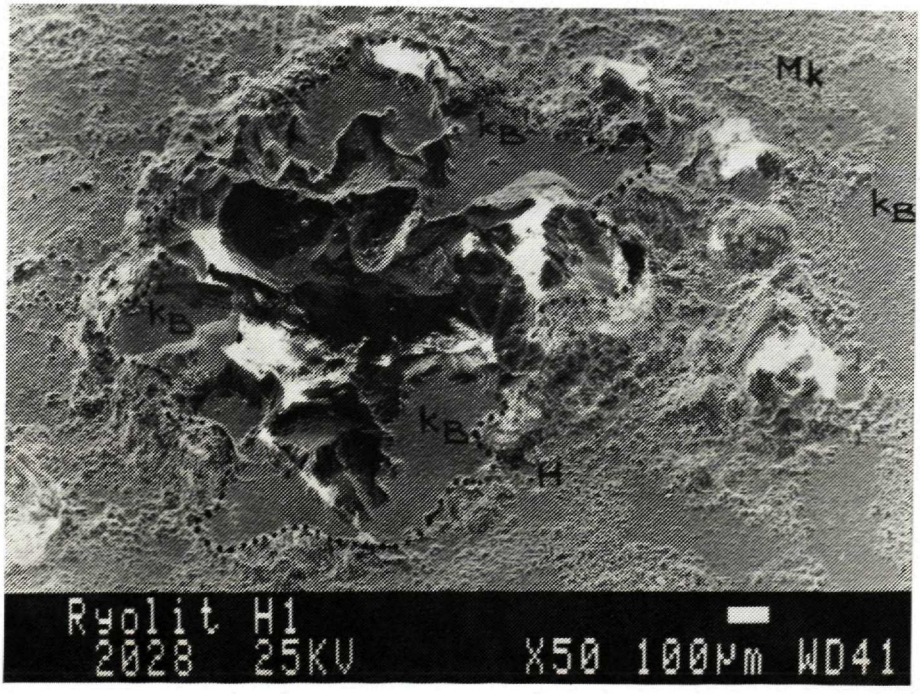

vz.Ryolit
3135 25KV X15,000 1µm WD22

0023 25KV X370 100µm WD32


0024 25KV X1,500 10µm WD32


0026 25KV X10,000 1µm WD32


0028 25KV X40,000 100nm WD21


Mk
kB
kB
kB
kB
H
Ryolit H1
2028 25KV X50 100µm WD41

GEOLOGICKÉ PRÁCE
SPRÁVY 92

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave v roku 1991

Vedecký redaktor: RNDr. Miroslav Slavkay, CSc.
Zodpovedná redaktorka: Ing. JANA HRTUSOVÁ
Jazyková redaktorka: Alena Adamíková
Technická redaktorka: Gabriela Šípošová

Vytlačila kníhtlačiareň Svornosť, š. p., 832 10 Bratislava, Račianska 20, v roku 1991. Náklad 500 ks, povolenie SÚKK 1997/1987.
Tem. skup. 03/9. Rozsah AH 16,71, Vh 16,87.
Cena brož. výtl. Kčs 30,—