

Vedecký redaktor
RNDr. ONDREJ SAMUEL, DrSc.

Redakčný okruh

RNDr. Anton Biely, CSc., člen korešpondent SAV RNDr. O. Fusán, DrSc., RNDr. Ján Gašparik, CSc., RNDr. Vladimír Hanzel, CSc., RNDr. Michal Kaličiak, CSc., RNDr. Ing. Ján Kantor, CSc., RNDr. Bartolomej Leško, DrSc., Ing. Eugen Kullman, CSc., RNDr. Peter Reichwalder, CSc., RNDr. Imrich Vaškovský, DrSc., RNDr. Augustín Began, CSc., RNDr. Jozef Vozár, CSc.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY 79

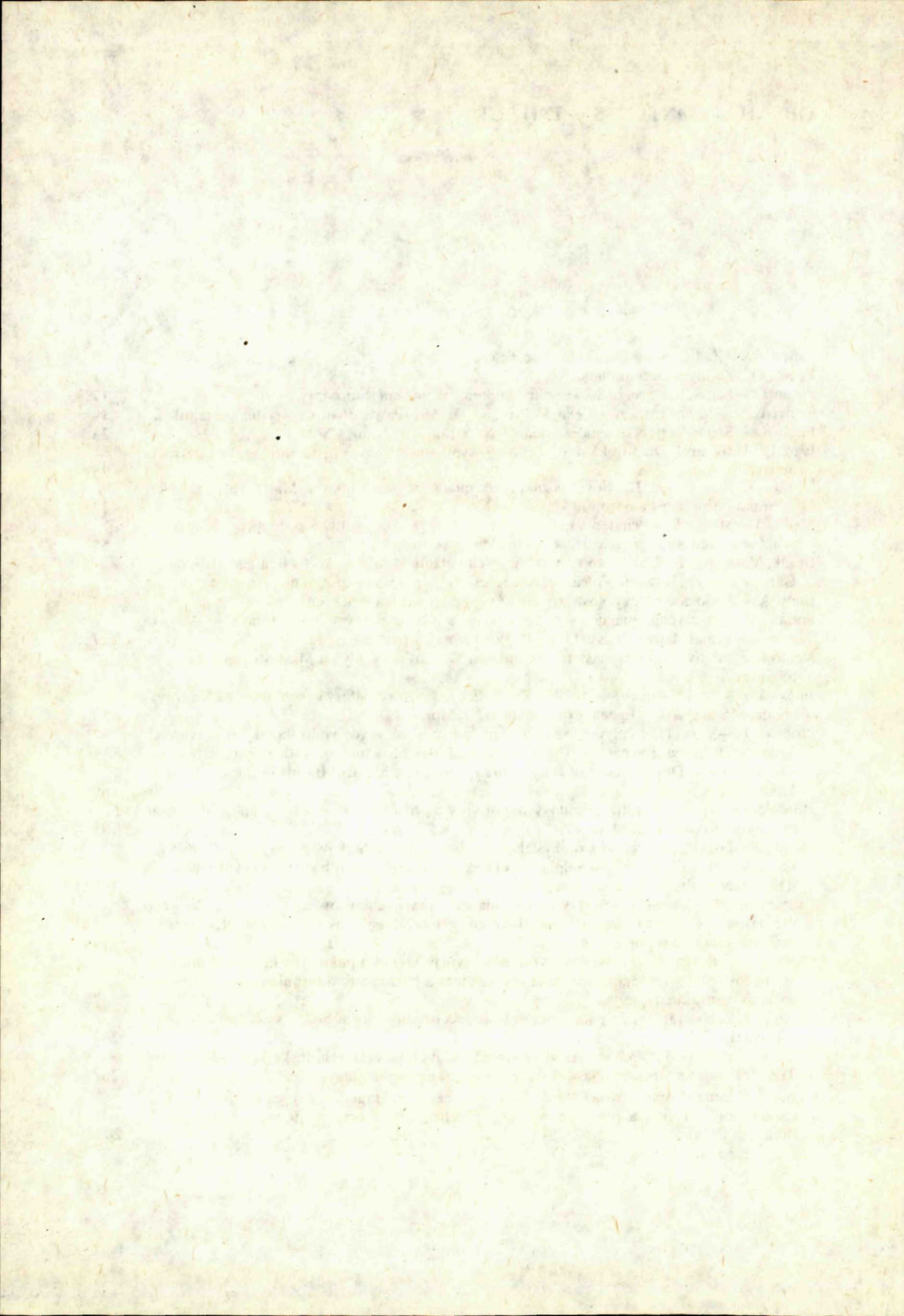
GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1983

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA Bratislava

Signatúra: *[Handwritten signature]*
kat. čís.: *10/1984*
Kčs kúpa: _____
Kčs výma: _____
Kčs dar: _____

OBSAH — CONTENTS — INHALT

Gášparik, J.: Za Ing. Stanislavom Gazdom, CSc.	7
Fusán, O.: Za Ing. Jozefom Plančárom, DrSc.	11
Fusán, O.—Samuel, O.: Na rozlúčku s akademikom Jaromírom Koutkom	17
Konečný, V.—Miháliková, A.—Lexa, J.: Prof. RNDr. Miroslav Kuthan, CSc. sedemdesiatnikom	19
Fusán, O.—Samuel, O.: K sedemdesiatinám RNDr. Ľudovíta Ivana, CSc.	23
Ivan, L.: Univ. prof. Dr. Jozef Viktor Rohon — vynikajúci slovenský paleontológ (k 60. výročiu úmrtia)	25
Vozárová, A.—Vozár, J.: Nové poznatky o mladšom paleozoiku v Malej Fatre — New information on Late Paleozoic in Malá Fatra Mts.	27
Mello, J.—Mock, R.—Planderová, E.—Gaál, L.: Nové stratigrafické poznatky o meliatskej skupine — New Stratigraphical Data on the Meliata Group	55
Bezák, V.—Lexa, J.: Genetické typy ryolitových vulkanoklastík v okolí Žiaru nad Hronom — Genetic Types of Rhyolite Volcanoclastic Rocks in Surroundings of Žiar nad Hronom	83
Biely, A.—Papšová, J.: Nový biostratigrafický údaj z mezozoika levických ostrovov	113
Potfaj, M.: Postavenie magurských pieskovcov a malcovské vrstvy na Orave — Magura Sandstones and Malcov Beds in Orava Region (West Carpathians)	117
Nemček, J.: Pohyb flyšovej masy na východnom Slovensku — Flysch Mass Movement in East Slovakia	141
Jurková, A.—Molčíková, V.—Čtyroký, P.—Polický, J.: Nové nálezy eggenburgu na severovýchodní Moravě — New Eggenburgian finds in NE Moravia	153
Pospíšil, L.—Vass, D.: Vplyv stavby litosféry na vznik a vývoj vnútrohorských a tylových molasových panví Karpát — The Influence of the Structure of Lithosphere Upon the Formation and Development of Intramontane and Back Molasse Basins in the Carpathians Mts.	169
Hojstričová, V.: Petrografia granitových porfýrov z vrtu GK-9 — Petrography of granite porphyries from borehole GK-9	185
Čurlík, J.—Forgáč, J.: Prejavy sírnokyslého zvetrávania a jeho hĺbkové zmeny vo vulkanických horninách pohoria Vtáčnik — Sulphur-acid weathering and its depth changes in volcanic rocks if the Vtáčnik Mts.	197
Činčárová, M.: Chemizmus a kryštalochémia niektorých chloritov zo Spišsko-gemerského rudohoria — Chemical composition and crystallochemical relations of some chlorites from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.	219
Kullman, E.: Réžim podzemných vôd s turbulentným prúdením v puklinovo-krasovom horninovom prostredí — Le régime des eaux souterraines à la circulation turbulente dans le milieu rocheux fissuré karstique	237
Mello, J.—Vozárová, A.: Je paleozoikum brusnickej antiklinály súčasťou silického príkrovu? (Diskusia)	263
Biely, A.—Papšová, J.: Vrchnotriasové vápence Dudlavej skaly (Horehronské podolie) — Upper Triassic limestones from Dudlavá skála (Horehronské podolie valley)	267
Gubač, J. Recenzia knihy: Mária Földvári — Vogl „Theory and Practice of Regional Geochemical Exploration“ (Teória a prax regionálneho geochemického prieskumu, Akadémiai Kiadó, Budapest 1978)	273





Za Ing. Stanislavom Gazdom, CSc.

Neuveriteľne znie nezvratný fakt, že dňa 19. januára 1983 navždy odišiel z našich radov Ing. Stanislav Gazda, CSc. samostatný vedecký pracovník Geologického ústavu Dionýza Štúra.

Veľmi náhle a zákerne ho zaskočila smrť. Prišla bez ohlása, aby ho odtrhla priamo od práce, ktorá bola zmyslom jeho bytia, a aby ho vytrhla spomedzi svojich najbližších i nás všetkých, čo sme si ho vysoko vážili a mali radi.

Ing. Stanislav Gazda, CSc. zaniietený svojou prácou bol vedený k prírodným vedám už od mladého veku svojím otcom — prírodovedcom. Po ukončení vysokoškolského štúdia na Chemickej fakulte VŠT v Bratislave začal pracovať v našom ústave ako analytik. Neskôr sa špecializoval na problematiku teoretickej a praktickej geochemie podzemných vôd, v ktorej sa v súčasnej dobe zaradil k vedúcim vedeckým pracovníkom v ČSSR.

Spolupracoval pri riešení početných výskumných úloh ústavu. Menovite treba spomenúť jeho významný podiel pri riešení národohospodársky dôležitých štátnych úloh, ako bol „Základný hydrogeologický výskum bojnických termálnych vôd vo vzťahu k ťažbe uhlia na nováckom ložisku“ a „Základný hydrogeologický výskum Juhoslovenskej uhoľnej panvy“.

V poslednom období sa začal špecializovať na geochemické faktory životného prostredia a geochemiu prírodných vôd. V ústave z jeho iniciatívy bolo založené a vybudované oddelenie hydrogeochemie, pričom tvorivo rozpracoval metódu hydrogeochemického výskumu a interpretácie. Veľmi intenzívne sa zapojil do koncepčného programu ústavu, pričom mal vždy na zreteli celospoločenské záujmy.

Ing. Stanislav Gazda, CSc. sa svojou vedeckou prácou zaradil medzi špičkových vedcov československej geológie, ktorého výsledky boli prijímané s veľkým rešpektom i na medzinárodnom fóre. Náhla smrť ho vytrhla spomedzi nás v čase, keď výsledky svojej mnohoročnej vedeckovýskumnej činnosti završoval doktorskou dizertačnou prácou. Smrť mu nedovolila dokončiť dielo, v ktorom chcel v ucelenej podobe predložiť československej geologickej verejnosti a národohospodárskej praxi zhrnutie najzávažnejších výsledkov svojej vedeckovýskumnej činnosti a ich praktických aplikácií v náročnej vedeckej disciplíne, vyžadujúcej syntézu poznatkov geológie, hydrogeológie a geochemie. Výsledky jeho práce, okrem riešenia závažných teoretických úloh, vždy boli a dlho zostanú významným prínosom pre riešenie praktických otázok spojených s prognózovaním a vyhľadávaním podzemných, pitných, minerálnych a geotermálnych vôd, ale aj s ich účinnou ochranou pred znečisťovaním.

Jeho početné vedecké práce, publikované v československých i zahraničných odborných časopisoch, vedeckých publikáciách a vedeckovýskumných správach zostanú trvalým zdrojom poznatkov, ku ktorým sa bude obracať pozornosť teoreticky i prakticky zameraných odborníkov v oblasti geológie, hydrogeológie a hydrogeochemie.

Pre rozvoj československej geológie, a najmä pre modernizáciu výskumu v Geologickom ústave Dionýza Štúra má jeho vedeckovýskumná činnosť veľký význam predovšetkým v oblasti budovania a rozvíjania progresívnych metód laboratórneho výskumu. Je to predovšetkým jeho zásluha, že sa v Geologickom ústave Dionýza Štúra vybudovala jedna z najmodernejších laboratórnych základní v československej geológii. Nikdy nefutoval čas a pracovný elán, aby aj v sťažených priestorových podmienkach ústavu rozvíjal progresívne metódy. Jeho zásluhou sa úspešne rozvinula dobrá spolupráca s celým radom geologických laboratórií rezortov SGÚ a ČGÚ i pracovísk základného výskumu. Úspešné plnenie vytýčených cieľov výskumných úloh ústavu sa do značnej miery dosiahlo aj zásluhou jeho dobrej organizátorskej a koordinačnej práce.

Dlhé obdobie úspešne viedol široký pracovný kolektív odboru laboratórneho výskumu. Svojimi vysokými odbornými znalosťami, priamym, náročným a ľudským prístupom k spolupracovníkom si získal prirodzenú autoritu vedúceho, rešpektovanú všetkými podriadenými. Vždy si vedel nájsť čas i spôsob na to, aby ním riadený kolektív splnil aj tie najnáročnejšie úlohy. Vedel pomôcť a poradiť nielen v odborných otázkach, ale aj pri riešení problémov, ktoré spolupracovníkom prinášal bežný, každodenný život.

Veľkým prínosom pre rozvoj geologických vied bola jeho činnosť v početných československých i medzinárodných geologických orgánoch a komisiách, vedeckých a redakčných radách rôznych geologických časopisov.

Napriek tomu si vždy vedel nájsť čas na to, aby aktívne prispieval k výchove nových odborníkov, aby sa so svojimi bohatými skúsenosťami podielil s novými adeptmi geológie počas ich štúdia na vysokej škole, ale aj pri výchove nových vedeckých pracovníkov, či už ako školiteľ, odborný poradca, alebo člen komisie pre udeľovanie vedeckých hodností.

Každý človek je posudzovaný podľa práce, ktorú vykonáva a podľa svojich

osobných vlastností. Nestačí však len pracovať, treba svoju prácu vykonávať s láskou a plne sa jej oddať. Ing. Gazda miloval svoju prácu a učil tomu i svoj pomerne mladý kolektív. Nepoznal únavu, chlad, teplo — vždy disciplinovane kráčal za svojim cieľom. Latka jeho výkonnosti bola postavená vysoko, až do posledných dní jeho plodného života.

Ing. Gazda nebol len osobnosťou nášho ústavu, ale celého geologického, hlavne hydrogeochemického diania. Jeho nečakaná smrť sa preto musela bolestne dotknúť mnohých.

Ak nám v ťažkých chvíľach poslednej rozlúčky môže byť niečo útechou, tak je to myšlienka, že u takých ľudí, ako bol Ing. Stanislav Gazda, smrť dokáže zastrieť len črty tváre, nedokáže však zničiť, ba ani zmenšiť výsledky jeho tvorivej práce.

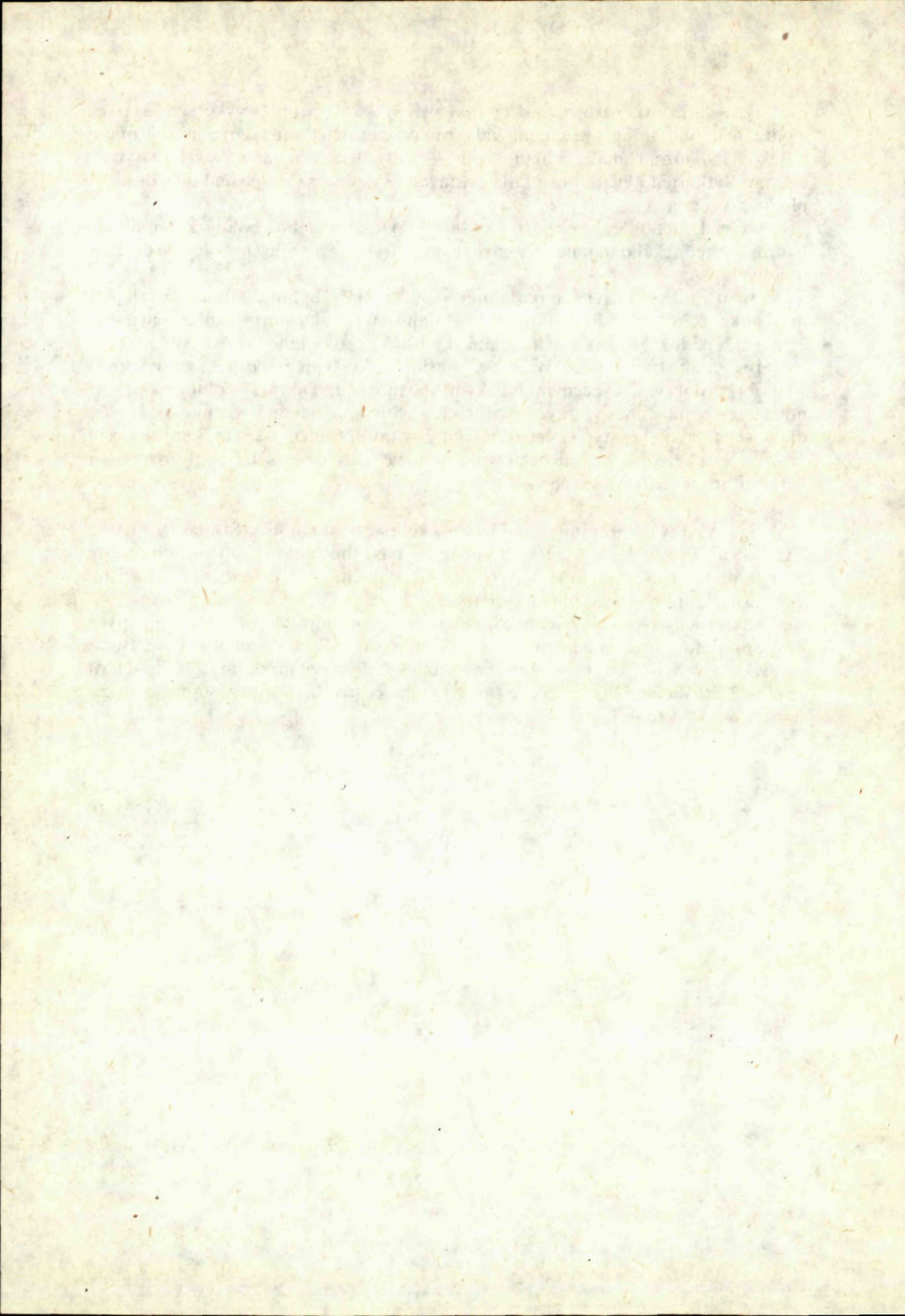
V Ing. Stanislavovi Gazdovi, CSc. odišiel veľký tvorca a organizátor, človek s mnohými dobrými a vzácnymi ľudskými vlastnosťami. Dokázal v plnej zodpovednosti a spokojnosti nás všetkých plniť nielen svoje každodenné povinnosti, ale šíriť okolo seba, pre neho s typickým úsmevom, životný optimizmus. Patril k tej kategórii ľudí, ktorí sa s otvorenými očami pozerali na svet okolo seba. Bol pozitívnym katalizátorom medziľudských vzťahov.

V mene všetkých zamestnancov Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave, ZO KSS a ZO ROH, ako i celého rezortu Slovenského geologického úradu chceme sa mu poďakovať za takmer štvrtstoročnú statočnú prácu, ako aj za nezištné vlastnosti, ktoré rozdával plným priehrstím.

Výsledky jeho tvorivého života zostanú navždy v našom vedomí — spolupracovníkov a priateľov. Je a bude nám veľmi ťažko hovoriť o Tebe v minulom čase. Budeš nám všade chýbať. Tvoj milý a úprimný vzťah k ľuďom bol príkladný a ťažko uveriť, že si odišiel. Vieme však jedno, že stopy Tvojho tvorivého života zostanú nezmazateľné v našom vedomí.

Čeť Tvojej pamiatke!

J. Gašparik





Za Ing. Jozefom Plančárom, DrSc.

Dňa 21. januára 1983 zastihla československú geofyzikálnu a geologickú verejnosť veľmi smutná správa — po ťažkej chorobe zomrel významný geofyzik Ing. Jozef Plančár, DrSc. Jeho odchodom strácajú odborné geofyzikálne a geologické kruhy vynikajúceho vedca, ktorý bol dlhé roky v centre vedeckého diania.

Ing. Jozef Plančár, DrSc. sa narodil 1. januára 1931 v Šarišskej Porube, kde vychodil i 5 tried štátnej ľudovej školy. Stredoškolské

štúdiá na gymnáziu v Prešove ukončil maturitou v roku 1950. Vysokoškolské štúdiá začal v roku 1950 na Fakulte špeciálnych náuk SVŠT v Bratislave a úspešne ich ukončil v roku 1954 na Banickej fakulte VŠT v Košiciach — odbor geológia a prieskum nerastov. Hneď po skončení vysokoškolských štúdií nastúpil do služieb Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave ako vedúci geofyzikálneho oddelenia. Po zrušení geofyzikálneho oddelenia v GÚDŠ roku 1958 pracoval do roku 1965 v Geofyzikálnom stredisku v Bratislave (Geologický prieskum, n. p., Turčianske Teplice, neskôr n. p., Žilina) ako vedúci gravimetrického oddelenia. V roku 1965 prešiel do služieb Geofyzikálneho ústavu SAV, kde pracoval až do svojej smrti a zastával funkciu vedúceho oddelenia geomechaniky a fyziky zemského vnútra.

Ing. Jozef Plančár, DrSc. od začiatku svojej vedeckej činnosti riešil úlohy vyplývajúce z potrieb národného hospodárstva. Jeho prvé práce sa týkajú geofyzikálneho výskumu vnútorných kotlín zameraného na vyhľadávanie uhoľných ložísk, nových zdrojov úžitkových vôd a stanovenie ochranných rajónov termálnych liečivých vôd. Výsledkom týchto výskumov bolo vyriešenie štruktúrno-tektonických

pomerov skúmaných oblastí a stanovenie potenciálnych možností rozšírenia uhoľných ložísk v nováčkej a juhoslovenskej panve. Vo svojej výskumnej práci sa venoval hlavne oblasti stredoslovenských neovulkanitov — bol stanovený charakter reliéfu predterciérneho podložia, vyčlenené elevačné a depresné morfológické formy a vysledované základné tektonické línie. Na základe výsledkov dosiahnutých v prvej etape svojej výskumnej činnosti roku 1968 úspešne obhájil kandidátsku dizertačnú prácu.

Druhá časť výskumnej činnosti Ing. Jozefa Plančára, DrSc. zahŕňa už celé Západné Karpaty ako celok. V rámci tejto etapy výskumu stanovil morfológický charakter predterciérneho podložia, vymedzil hlbinné zlomy a na základe analýzy gravitačného poľa boli Západné Karpaty rozčlenené na bloky. Pri tomto výskume zostavil mapu Moho-diskontinuity v Západných Karpatoch a model Moho-diskontinuity strednej Európy, pre ktorý vypočítal teoretické gravitačné pole zemskej kôry. Dôležitým prvkom jeho výskumov je vymedzenie hlbinných telies granitoidného a bázického charakteru v kôre, ktoré sú často zdrojom zrudnenia. V nadväznosti na geofyzikálny výskum hlbinej stavby a rozčlenenia Západných Karpát na bloky sa v posledných rokoch začal zaoberať výskumom recentných vertikálnych pohybov zemskej kôry. Analyzoval vzťah recentných pohybových tendencií k morfoštruktúram, priebehu Moho-diskontinuity, hlbinným zlomom, regionálnym tiažovým anomáliám a k neotektonickým blokom Západných Karpát.

Súhrn a zovšeobecnenie výsledkov jeho výskumnej činnosti predstavuje jeho doktorská dizertačná práca „Geofyzikálny výskum stavby a dynamiky zemskej kôry Západných Karpát“, na základe ktorej získal roku 1981 hodnosť doktora fyzikálno-matematických vied. V tejto práci podal ucelený obraz o diskontinuitách v zemskej kôre Západných Karpát. Dynamické pomery v zemskej kôre riešil geofyzikálnymi metódami a zosúladením výsledkov geomorfologických, geologických a geodetických metód. Pri riešení geologických problémov pripovrchovej a hlbinej stavby zemskej kôry Západných Karpát v značnej miere aplikoval nové interpretačné postupy, ktoré sám v gravimetrii vypracoval alebo sa na nich podieľal. Ide o metódy priamej a obrátenej úlohy pre telesá nepravidelného geometrického tvaru, o metódy modelovania, ako aj o rôzne korelačné závislosti medzi regionálnymi a reziduálnymi anomáliami skúmané na teoretických modeloch aproximujúcich vhodné geologické štruktúry.

Výsledky výskumnej činnosti Ing. Jozefa Plančára, DrSc. boli ocenené viacerými vyznamenaniami. V roku 1978 mu bola udelená strieborná čestná plaketa Dionýza Štúra „Za zásluhy v prírodných vedách“. V tom istom roku dostal Cenu SAV za prácu „Súčasná dynamika zemskej kôry a seizmoaktívne zlomy v Západných Karpatoch“. V roku 1979 mu bola udelená pamätná medaila „20 let úspešné práce“, Geofyzikou, n. p. Brno a roku 1980 pamätná medaila Geologického ústavu Dionýza Štúra za dlhoročnú úspešnú spoluprácu. V roku 1981 obdržal striebornú plaketu prezídia ČSAV „Za zásluhy o rozvoj ve fyzikálních vedách“. O význame pracovných výsledkov Ing. J. Plančára pre prax svedčí aj udelenie medaily D. Štúra v roku 1982 Miestnym národným výborom v Beckove za výskum hlbinej stavby Západných Karpát, spojený s vyhľadávaním hydrogeotermálnych zdrojov na strednom Považí.

Pre svoje veľké odborné znalosti a skúsenosti bol viackrát vyslaný do zahraničia ako expert. V roku 1971 sa zúčastnil geologicko-geofyzikálnej expertízy v Západnom Pakistane. V roku 1976 bol členom geofyzikálnej expedície v Sudánskej demokratickej republike a v roku 1980 v Nigérii, kde robil geofyzikálny prieskum hydrogeologických štruktúr.

V rámci vedeckých a odborných komisií bol členom Vedeckého kolégia astronómie, geofyziky, geodézie a meteorológie (AGGM ČSAV); členom komisie AGGM pri Vedeckom kolégiu SAV pre vedy o zemi a vesmíre; členom komisie pre obhajoby kandidátskych dizertačných prác z odboru geofyzika, ložisková geológia a užitá geofyzika; členom Technickej rady Geofyziky, n. p., Brno; členom geofyzikálnej koordináčnej komisie pri Slovenskom geologickom úrade; členom ústavnej rady pri Geofyzikálnom ústave SAV; členom čs. komisie pre medzinárodný projekt Geodynamika; členom Geofyzikálnej komisie KBGA; členom pracovnej skupiny 3,5 KAPG a členom pracovnej skupiny 4.4 Problémovej komisie 9. Okrem vedeckej a vedeckoorganizačnej činnosti sa podieľal na výchove mladých vedeckých pracovníkov. V rokoch 1969—1974 externe prednášal na tému gravimetrické metódy poslucháčom IV. ročníka na Katedre užitej geofyziky PFUK v Bratislave a ako školiteľ v odbore geofyzika vychoval viacerých kandidátov vied.

Výraznou črtou vedeckej činnosti Ing. Jozefa Plančára, DrSc. bolo, že odborné problémy riešil komplexne, pričom účinne využíval poznatky z iných vedných disciplín, čo sa odráža v interdisciplinárnom charaktere jeho práce. Ďalšou pozitívnou vlastnosťou jeho osobnosti bola schopnosť organizovať výskumné kolektívy z pracovníkov rôznych geovedných disciplín. Svojimi dobrými osobnými vlastnosťami stmeloval kolektívy, mal pochopenie pre protichodné názory a svoju zaniatenosť a elán pre riešenie geofyzikálno-geologických problémov prenášal aj na spolupracovníkov, čím sa stal prirodzenou autoritou.

Jeho predčasný odchod znamená veľkú stratu pre geovedné disciplíny, na dlhší čas nenahradiiteľnú, avšak jeho pracovitosť, láska k prírode a odhaľovaniu jeho tajomstiev bude stále slúžiť príkladom. Jeho vykonané dielo a svetlá pamiatka zostanú navždy v srdciach československých geofyzikov a geológov.

Češť jeho pamiatke!

O. Fusán

ZOZNAM PUBLIKOVANÝCH PRÁC

- DURATNÝ, S.—PLANČÁR, J.—ZBOŘIL, L. 1963: Geofyzikálny výskum severnej časti Ipeľskej kotliny. Geologický průzkum, 5, Praha, 137—139.
- DURATNÝ, S.—PLANČÁR, J.—ZBOŘIL, L. 1964: Poznatky gravimetrického výskumu v oblasti Nováckej panvy. Geologický průzkum, 2, Praha, 45—47.
- DURATNÝ, S.—PLANČÁR, J.—ZBOŘIL, L. 1964: Geofyzikálny výskum pri južnom okraji Zvolenskej kotliny. Správy o geologických výskumoch v roku 1963, 2. Slovensko, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 202—203.
- DURATNÝ, S.—PLANČÁR, J.—ZBOŘIL, L. 1964: Geofyzikálny výskum v sv. časti juhoslovenskej uhoľnej panvy. Správy o geologických výskumoch v roku 1963, 2. Slovensko, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 203—205.

- ĐURATNÝ, S.—PLANČÁR, J.—ZBOŘIL, L. 1964: Geofyzikálny výskum v oblasti nováckej uhoľnej panvy. Správy o geologických výskumoch v roku 1963, 2. Slovensko, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 231.
- PLANČÁR, J.—ĐURATNÝ, S.—ZBOŘIL, L. 1964: Najnovšie poznatky geofyzikálneho merania na južnom Slovensku so vzťahom k rozšíreniu uhoľného ložiska. Zbor. prednášok „Uhoľné ložiská južného Slovenska a severného Maďarska“, Zvolen.
- PLANČÁR, J.—CHOMA, M. 1965: Geofyzikálny výskum v širšej oblasti juhoslovenskej uhoľnej panvy. Správy o geologických výskumoch v roku 1964, 2. Slovensko, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 102—103.
- ĐURATNÝ, S.—PLANČÁR, J.—ZBOŘIL, L. 1965: Geofyzikálny výskum oblasti Banskotiavnického rudohoria. Správy o geologických výskumoch v roku 1964, 2. Slovensko, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 144—145.
- ĐURATNÝ, S.—FRANKO, O.—PLANČÁR, J.—ZBOŘIL, L. 1965: Geologické poznatky geoelektriky z oblasti Bojníc. Správy o geologických výskumoch v roku 1964, 2. Slovensko, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 69—71.
- ĐURATNÝ, S.—FUSÁN, O.—KUTHAN, M.—PLANČÁR, J.—ZBOŘIL, L. 1965: Untersuchung der neovulkanischen Komplexe der Westkarpaten durch geophysikalische Methoden. Geologické Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 173—197.
- PLANČÁR, J.—ZBOŘIL, L. 1965: Geofyzikálneho issledovanie neovulkanitov strednej Slovákii. Karpato-Balkanskaja geologičeskaja asociacija, VII. Kongress Sofija, Doklady, IV, Sofija, 51—54.
- FRANKO, O.—PLANČÁR, J. 1966: Niektoré poznatky použitia geofyzikálnych metód pri základnom hydrogeologickom výskume minerálnych vôd. Zbor. k otázkam prieskumu minerálnych vôd Slovenska, Žilina.
- FUSÁN, O.—PLANČÁR, J.—ĐURATNÝ, S.—KUTHAN, M.—ZBOŘIL, L. 1967: Svjaz glubinnogo strojenija s razvitijem subsekvntnogo vulkanizma v strednej Slovákii. Nekotoryje problemy geologii i metallogenezi Zapadnych Karpat, Bratislava, 79—91.
- ĐURATNÝ, S.—FUSÁN, O.—KUTHAN, M.—PLANČÁR, J.—ZBOŘIL, L. 1968: Relation of Deep-Seated Structure to the Development of Subsequent Volcanism in Central Slovakia. Geol. Práce, Správy 44—45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 73—89.
- FUSÁN, O.—KUTHAN, M.—ĐURATNÝ, S.—PLANČÁR, J.—ZBOŘIL, L. 1969: Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. Západné Karpaty, 10. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—160.
- ZBOŘIL, L.—FRANKO, O.—PLANČÁR, J. 1970: Poznatky komplexného geologicko-geofyzikálneho výskumu v širšej oblasti bojnických termálnych prameňov. Geologické Práce, Správy 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 349—361.
- SMÍŠEK, M.—PLANČÁR, J.—KRŠÁK, J. 1970: Computation of the Gravity Effect of Threedimensional Bodies of Arbitrary Shape. Contributions of the GI SAS, 2, Bratislava, 13—23.
- FUSÁN, O.—IBRMAJER, J.—PLANČÁR, J.—SLÁVIK, J.—SMÍŠEK, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Západné Karpaty 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—173.
- FUSÁN, O.—IBRMAJER, J.—PLANČÁR, J. 1971: Riešenie reliéfu a stavby podložia zakrytých oblastí v Západných Karpatoch geofyzikálnymi metódami. Zbor. referátů z geofyzikálneho symposia, Poprad 5.—9. 10. 1970. Geofyzika, 28—32.
- SMÍŠEK, M.—KRŠÁK, J.—PLANČÁR, J. 1972: The Gravity Effect of Bodies of Arbitrary Shape Computed by the Horizontal Prism Method. Contributions of the GI SAS, 3, Bratislava, 59—67.
- ZBOŘIL, L.—FRANKO, O.—PLANČÁR, J. 1972: Geofyzikálny výskum hlbokých hydrogeologických štruktúr Západných Karpát s ohľadom na možnosť získania zdrojov termálnych a hypertermálnych vôd. Zbor. z konferencie „O využití geofyziky v inženýrske geologii a hydrogeologii“, I. díl. Geofyzika, Brno, 381—410.
- ZBOŘIL, L.—FRANKO, O.—PLANČÁR, J. 1972: Aplikácia geofyziky pri riešení hydrogeologickej problematiky v oblasti slovenských hnedouhoľných panví. Zbor. z konferencie „O využití geofyziky v inženýrske geologii a hydrogeologii“, II. díl. Geofyzika, Brno, 167—176.
- KVITKOVIC, J.—PLANČÁR, J. 1975: Analýza morfoštruktúr z hľadiska súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbínnej geologickej stavbe Západných Karpát. Geogr. čas. 27, 4, Bratislava, 309—326.

- KVITKOVIČ, J.—PLANČÁR, J.—VYSKOČIL, V. 1976: The Isostatic Conditions in Relation to the Recent Vertical Movements of the Earth's Crust in the West Carpathians. Geogr. čas. 28, Bratislava, 122—131.
- ZBOŘIL, L.—FRANKO, O.—PLANČÁR, J. 1976: Geophysical Investigation of Deep hydrogeological Structures in the Central Part of the West Carpathians. Proceedings of the 20th Geophysical Symposium, 15.—19. 9. 1975, Budapest, 576—599.
- FILLO, M.—ŠEFARA, J.—PLANČÁR, J. 1976: Geofyzikálna interpretácia geologickej stavby Spišsko-gemerského rudohoria. Zbor. referátov „Geológia, metalogenéza a prognózy surovín Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. prieskum, Spišská Nová Ves, 29—35.
- PLANČÁR, J. et al. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. Západné Karpaty, sér., Geológia 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—144.
- PLANČÁR, J.—FILLO, M.—ŠEFARA, J. 1978: Geofyzikálny model štruktúrno-tektonických prvkov v Slovenskom rudohorí. Československá geológia a globálna tektonika. Zbor. referátov. Bratislava, 91—100.
- KVITKOVIČ, J.—PLANČÁR, J. 1977: Recentné vertikálne pohyby zemskej kôry vo vzťahu k zemetraseniam a seizmoaktívnym zlomom v Západných Karpatoch. Geogr. čas. 29, 3, Bratislava, 239—253.
- KVITKOVIČ, J.—PLANČÁR, J. 1977: Morfolo-go-geofyzické projevenia súčasných dvíženíj zemnej kôry v oblasti vostočnej Slovákii. Izučeniej súčasných dvíženíj zemnej kôry na geodinamičeských poligonnach. Meždunarodnyj simpozium 1974. Výskumný ústav geodézie a kartografie, Bratislava, 99—104.
- ZBOŘIL, L.—FRANKO, O.—PLANČÁR, J. 1977: Geofyzikálny výskum hlbokých hydrogeologických štruktúr v centrálnej časti Západných Karpát. Zbor. prednášok z celoštátnej konferencie s medzinárodnou účasťou „Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR“. Slovenská vedeckotechnická spoločnosť, Bratislava, 46—62.
- PLANČÁR, J.—ŠKOVŘÁNEK, M. 1977: Obrátená úloha gravimetrie pre polguľové telesá a jej aplikácia pri interpretácii tiažových anomálií v Západných Karpatoch. Geol. Práce, Správy 68, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 187—193.
- PLANČÁR, J. 1977: Výskum hlbínnej geologickej stavby Západných Karpát geofyzikálnymi metódami. Banické listy, mimoriadne číslo, Veda, Bratislava, 210—217.
- PLANČÁR, J. 1978: Hustotná charakteristika hornín vnútorných Západných Karpát. Regionálna geológia Západných Karpát, 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 205—217.
- KVITKOVIČ, J.—PLANČÁR, J. 1978: K problematike glubinných seizmoaktívnych razlomov v Západných Karpatoch. Trudy, 23-ij Geofyzičeskij simpozium Varna „Zolotyje Peski“ 4—7 okt. 1978, Sofija.
- KVITKOVIČ, J.—PLANČÁR, J. 1979: Recent Vertical Movement Tendencies of the Earth's Crust in the West Carpathians. Geodynamic Investigations in Czechoslovakia, Veda, Bratislava, 193—200.
- MARUŠIAK, I.—LIZOŇ, I.—PLANČÁR, J. 1979: The Geothermal Field of the West Carpathians. Geodynamic Investigations in Czechoslovakia, Veda, Bratislava, 215—221.
- FUSÁN, O.—IBRMAJER, J.—PLANČÁR, J. 1979: Neotectonic Blocks of the West Carpathians. Geodynamic Investigations in Czechoslovakia, Bratislava, 187—192.
- PLANČÁR, J. 1980: Mapa reziduálnych anomálií Slovenska — 1 : 1 000 000 pre $r = 20$ km. Atlas SSR, Veda, Bratislava.
- PLANČÁR, J. 1980: Anomálie totálnej intenzity geomagnetického poľa 1 : 500 000 (Vreska — Stredné Slovensko). Atlas SSR, Veda, Bratislava.
- PLANČÁR, J. 1980: Mapa anomálií totálnej intenzity geomagnetického poľa Slovenska 1 : 1 000 000. Atlas SSR, Veda, Bratislava.
- PLANČÁR, J.—FUSÁN, O. 1980: Geologická stavba a reliéf podložia zakrytých oblastí vnútorných Západných Karpát 1 : 500 000 (Vreska — Západné a Východné Slovensko). Atlas SSR, Veda, Bratislava.
- PLANČÁR, J. 1980: Reliéf telesa gemeridných granitov 1 : 500 000. Atlas SSR, Veda, Bratislava.
- FUSÁN, O.—PLANČÁR, J. 1980: Hlbinná stavba Slovenska 1 : 1 000 000. Atlas SSR, Veda, Bratislava.
- FUSÁN, O.—IBRMAJER, J.—KVITKOVIČ, J.—PLANČÁR, J. 1981: Block Dynamics of the West Carpathians. Geophysical Syntheses, Veda, Bratislava, 153—157.

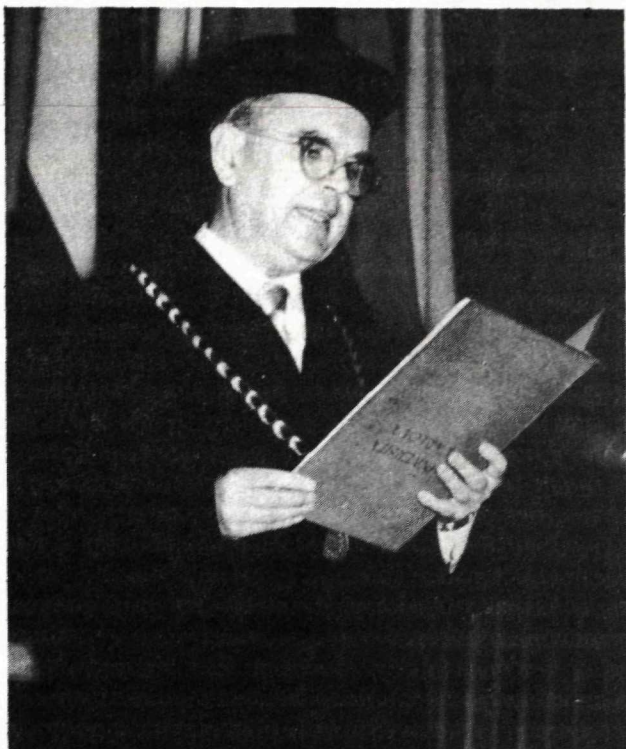
- FUSÁN, O.—KVITKOVIC, J.—PLANČÁR, J. 1982: Dynamika územia juhovýchodného Slovenska. Geografia a životné prostredie. Zbor. Bratislava, 191—202.
- FUSÁN, O.—KVITKOVIC, J.—PLANČÁR, J. (v tlači): Dynamika blokov Zapadnych Karpat. Sofia.
- FUSÁN, O.—IBRMAJER, J.—PLANČÁR, J. (v tlači): Bloki Zapadnych Karpat i ich svjaz s glubinnym strojenijam. Sofia.
- FUSÁN, O.—KVITKOVIC, J.—PLANČÁR, J. (v tlači): Bau und Dynamik einiger Blocke der Westkarpaten. Berlin.

Na rozlúčku s akademikom Jaromírom Koutkom

Dňa 15. februára 1983 sme sa rozlúčili s profesorom, akademikom Jaromírom Koutkom na jeho poslednej ceste, ktorá ukončila bohatý, prácou naplnený, teplom jeho srdca ohrievaný život. Jeho osobnosť, priateľský vzťah k ľuďom, svojim priateľom, spolupracovníkom a žiakom robí ho nezabudnuteľným, navždy živým v pamäti tých, čo ho poznali.

Akademik Jaromír Koutek ako vynikajúci vedec patrí k priekopníckej československej geologickej generácii, ktorá sa zlatými písmenami zapísala do dejín výskumu a rozvoja geologických vied v Československu a položila moderné základy geológie Českého masívu a Západných Karpát. Plodná výskumná činnosť akademika Jaromíra Koutka, ktorú vykonal v Západných Karpatoch pred druhou svetovou vojnou, ako aj tesne po nej, je aj po časovom odstupe zdrojom základných a trvalých informácií, na ktorých stavajú slovenskí geológovia pri ďalšom výskume Slovenska. Príkladom môže byť jeho dôkladnosť a precíznosť pri výskume a zostavovaní geologických máp. O pozitívnej hodnote týchto vlastností spojených s prísnyim vedeckým prístupom k hodnoteniu získaných faktov najlepšie svedčí skutočnosť, že jeho vedecké závery neboli doteraz prekonané. V tomto ohľade treba osobitne vyzdvihnúť precíznosť jeho geologických máp z územia s takou zložitou geologickou stavbou a fyzicky tak náročného ako je stredné Slovensko.

Práve z tejto oblasti pochádzajú jeho významné štúdie. V Nízkych Tatrách stanovil dva základné typy granitoidov — prašivský a Ľumbiersky; vymedzil sériu Červenej Magury s jej litologickým a stratigrafickým obsahom. Z hľadiska tektonickej pozície interpretoval vrásu Tlstej, ako aj tektonickú pozíciu starohorského



kryštalínika a jeho príslušnosť ku krížňanskému príkrovu. Po prvýkrát poukázal na príslušnosť lunszkých vrstiev k triasu v Karpatoch, ako aj na pozíciu kösenských vrstiev uprostred dachsteinských vápencov pri Hybiach. Významnou mierou sa pričínil o poznanie stavby Prosečnianskych hôr, o stanovenie základnej litofaciálnej postupnosti paleogénu Liptovskej kotliny a faunistického obsahu paleogénu pri Priehode. Na základe poznatkov získaných v Alpách študoval v bradlovom pásme pestré sliene, zistil prítomnosť kalpiolenových vápencov v Karpatoch a v mariatálskych bridliciach v Malých Karpatoch videl analógiu k alpskej facií čiernych bridlíc jurského veku. Popri mapovacích prácach sa venoval aj výskumu ložísk, a to najmä v oblasti Nízkyh Tatier, Španej doliny a Starých Hôr.

Ako profesor Karlovej univerzity v Prahe neľutoval námahu a chodil prednášať na Prírodovedeckú fakultu do Bratislavy, a tak sa aktívne zúčastňoval na výchove povojnovej generácie geológov na Slovensku. Charakteristickou črtou jeho pedagogickej činnosti bol citlivý, ľudský a otcovský prístup k mladým adeptom geológie so živým záujmom o ich osobné problémy, čím im umožnil ľahšie prekonávať náročné štúdiá. Preto všetci jeho žiaci s láskou a úctou spomínajú na neho.

Akademik J. Koutek zasvätil práci celý svoj život, vytvoril veľké dielo, ktoré zostane trvalým pomníkom a bude slúžiť ďalším generáciám ako vzor húževnatej práce vedca a pedagóga, ktorý oddal celý svoj um a srdce vede a výchove. Za to všetko mu patrí naša úprimná vďaka a obdiv. Veľkosť osoby akademika J. Koutka sa prejavila v skromnosti, pracovitosti, v zanietenosti o poznanie zákonitostí prírody, ktorú tak miloval a do lona ktorej sa vrátil.

Česť jeho pamiatke!

O. Fusán — O. Samuel

Prof. RNDr. Miroslav Kuthan, CSc. sedemdesiatnikom

V septembri 1983 sa v plnom zdraví dožíva v celej našej geologickej spoločnosti známy a vážený Prof. RNDr. M. Kuthan, CSc. významného jubilea — 70 rokov. Pri tejto príležitosti si naša geologická verejnosť pripomína jeho zásluhy budovateľa Geologického ústavu Dionýza Štúra, ktorému stál v čele ako riaditeľ, ale tiež ako priekopník na poli štúdie petrografie a geologickej stavby neogénnych vulkanických komplexov Západných Karpát.

Prof. RNDr. M. Kuthan, CSc. sa narodil dňa 13. septembra 1913 v Horních Mokropsích, okres Praha. Základné vzdelanie získal v rodnom meste. Gymnázium a Prírodovedeckú fakultu Karlovej univerzity absolvoval v Prahe, kde roku 1938 získal doktorát prírodných vied v odbore geológia, petrografia a mineralógia.

V rokoch 1938—1943 pracoval vo funkcii prvého asistenta u Prof. RNDr. D. Andrusova v Geologickom ústave Slovenskej vysokej školy technickej v Košiciach, neskôr v Martine a napokon v Bratislave, kde sa roku 1950 stal docentom s pôsobením na Prírodovedeckej fakulte. Hodnosť kandidáta geologických vied získal roku 1958, univerzitným profesorom bol menovaný roku 1964.

Činnosť Prof. RNDr. M. Kuthana, CSc. je bohatá tak v organizačnej, ako aj v vedeckej oblasti. V rokoch 1944 až 1951 pracoval v Štátnom geologickom ústave v Bratislave najskôr ako odborný pracovník, neskôr ako riaditeľ ústavu. Bolo to obdobie mimoriadneho úsilia vynaloženého na obnovu a rozvoj našej surovinovej základne v povojnovom období.

V dôsledku novej organizácie geológie a potrieb surovinového prieskumu pracoval v rokoch 1951 až 1953 v Západoslovenskom rudnom prieskume a neskôr v Ústave pre výskum rúd geofyzikálneho strediska v Bratislave.

Od roku 1953 bol opäť zamestnancom Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave, kde založil a viedol oddelenie pre štúdium neogénneho vulkanizmu, od roku 1963 sa druhý raz stal jeho riaditeľom. V roku 1969 odišiel v službách OSN na expertízu do Zambie (Afrika) ako vedúci projektu Zambia Mineral exploration Project orientovaného na prieskum Cu rúd. Po úspešnom ukončení tejto úlohy sa v roku 1973 opäť vrátil do Geologického ústavu D. Štúra, kde pracoval ako vedúci vedecký pracovník v organizovaní a odbornom vedení oddelenia neogénneho vulkanizmu, až do roku 1978, kedy odišiel do dôchodku. Jeho nevyčerpatelná energia mu však nedovolí užívať zaslúžený odpočinok, a tak sa s plným elánom a povestným optimizmom ďalej zúčastňuje na riešení aktuálnych potrieb a problémov, ktoré prináša život Geologického ústavu Dionýza Štúra.



Nemenej bohatá a záslužná je aj odborná aktivita Prof. RNDr. M. Kuthana, CSc., ktorú dokumentoval asi v 50 publikovaných a približne 110 rukopisných odborných prácach.

Určujúci význam pre jeho neskoršiu vedeckú orientáciu malo štúdium islandského vulkanizmu, na ktoré sa zamerlal počas troch prírodovedeckých expedícií. Výsledky zhrnul v monografickej práci „Die Oszilation, der Vulkanismus und die Tektonik von Reykjanes“ publikovanej roku 1943. Po návrate z Islandu pracoval s Prof. RNDr. D. Andrusovom na edícii geologických máp v mierke 1 : 25 000 (listy Žilina a Rajec), kde riešil problematiku nerastných surovín a stavbu kryštallických masívov Suchého a Malej Magury. V oblasti východného Slovenska zostavil geologickú mapu listu Zlatá Baňa, kde na štúdiu stavby vulkanických komplexov uplatnil poznatky z Islandu. V tomto období načrtol prvé základné tézy o stavbe a vývoji neogénneho vulkanizmu „Undačný vulkanismus karpatského orogénu a vulkanické štúdiá s. časti Prešovských hôr“, ktoré neskôr rozpracoval aj pre oblasť stredného Slovenska. V nasledujúcom období 1950—1953 s RNDr. O. Fusánom a RNDr. J. Kamenickým riešil problémy stavby Spišsko-gemerského rudohoria s osobitným zameraním na staršie paleozoikum gemeríd. Pokúsil sa rozčleniť gelnickú sériu na staršiu drnavskú (tvorenú sedimentmi) a mladšiu — uhorniansku (zloženú prevažne z vulkanických hornín).

Súčasťou jeho širokého odborného záujmu je aj naďalej štúdium nerastných surovín, hlavne ložísk Fe rúd, pyritov a Hg rúd (Licince, Lucia Baňa, Smolník, Gelnica, Dubník, Merník, Malachov), ďalej ložisko rýdzej síry pri Víglašskej Hute — Kalinke, ktorého pôvod spája s fumarolovo-solfatárovou činnosťou neogénneho vulkanizmu. Zaoberal sa aj problematikou ložísk soli a nafty a inžinierskej geológie.

Významným medzníkom v jeho činnosti bolo založenie oddelenia neogénneho vulkanizmu, ktoré spracovalo oblasti neogénneho vulkanizmu stredného a východného Slovenska v rámci zostavenia základných geologických máp v mierke 1 : 200 000 (s vysvetľujúcim textom boli vydané v rokoch 1962—1964). V rámci edície týchto máp a neskôr v samostatnej časti „Neovulkanity československých Karpát“ v rámci Regionálnej geológie ČSSR (1967) boli sformulované hlavné princípy stavby a vývoja neogénneho vulkanizmu Západných Karpát. Ako základné jednotky členenia vulkanických pohorí boli prijaté erupčné fázy, ktoré boli definované tiež stratigrafickou pozíciou. Na základe týchto jednotiek bola stanovená časová postupnosť vulkanickej aktivity a jej migrácie v priestore a čase.

Štúdium vzťahu medzi tektonikou a vulkanizmom priviedlo Prof. RNDr. M. Kuthana, CSc. a jeho spolupracovníkov k vypracovaniu ideového projektu na výskum podložja stredoslovenských neovulkanitov a megaštruktúr stredoslovenských neovulkanitov. Projekt, ktorý bol realizovaný za spolupráce širokého okruhu špecialistov geológov a geofyzikov (Člen korešpondent SAV O. Fusán, Ing. J. Plančár, DrSc. Ing. S. Ďuratný a ďalší) priniesol okrem teoretických poznatkov tiež významné praktické výsledky v oblasti nerastných surovín: farebných kovov, uhlia a úžitkových podzemných vôd. Bola spracovaná mapa reliéfu predterciérneho podložja, ktorá je východiskom pre riešenie zákonitostí vzťahov medzi vulkanizmom a tektonickými štruktúrami podložja, otázok genézy a akumulácie nerastných surovín a úžitkových vôd.

Bohatá vedecká činnosť Prof. RNDr. M. Kuthana, CSc. a jej praktický prínos k nášmu národnému hospodárstvu bol roku 1963 ocenený vyznamenaním za „Zásluhy o výstavbu“.

Význam vedeckej a organizačnej činnosti jubilanta vysoko oceňujú všetci, ktorí pokračujú v realizácii jeho ideí a v jeho stopách riešia problémy stavby a vývoja neogénneho vulkanizmu Západných Karpát a jeho surovinových zdrojov.

Jubilantovi Prof. RNDr. M. Kuthanovi, CSc. želá celá geologická verejnosť do ďalších rokov veľa pevného zdravia, životného optimizmu a tvorivej energie.

V. Konečný—A. Miháliková—J. Lexa

K sedemdesiatinám RNDr. Ľudovíta Ivana, CSc.

RNDr. Ľudovít Ivan, CSc. sa narodil 9. augusta 1913 v Beleku okres Nové Zámky. Po skončení ľudovej školy bol prijatý na reálku v Bratislave, kde v roku 1934 maturoval. Po maturite študoval na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity v Prahe prírodopis a zemepis. Žiaľ, po jeho absolutóriu v roku 1939 bola Karlova univerzita zatvorená, preto prišiel do Bratislavy, kde získal aprobáciu stredoškolského profesora. V rokoch 1938—1946 vyučoval



najprv na učiteľskom ústave v Spišskej Kapitule, neskôr na gymnáziu v Liptovskom Mikuláši a v Bratislave. Od roku 1946 pracoval v Štátnom geologickom ústave (terajší Geologický ústav Dionýza Štúra) v Bratislave. Už po trojročnom pôsobení v ústave predložil dizertačnú prácu z geológie, na základe ktorej mu bol v roku 1949 udelený titul doktor prírodných vied. Od roku 1952 bol riaditeľom ústavu. V ústave pôsobil až do roku 1963. V roku 1964 (16. 12) bol vymenovaný za vedúceho bratislavskej pobočky Geofondu, ktorá sa neskôr (1969) tiež stala samostatnou organizačnou jednotkou na čele s riaditeľom. Za riaditeľa bol vymenovaný Dr. L. Ivan. V tejto funkcii pôsobil až do roku 1976, kedy odišiel do dôchodku. Ani počas obdobia zaslúženého odpočinku neprestal pracovať, ale naďalej sa na čiastočný úväzok venoval v Geologickom ústave D. Štúra hlavne svojej záľube — prírodovednej histórii.

Geologickým výskumom sa zaoberal už pred nástupom do ústavu. V tom období podrobne preštudoval travertíny Slovenska, ktoré sa dodnes používajú ako dekoratívny kameň. Po nástupe do ústavu začal robiť systematický geologický výskum neogénu Slovenska s osobitným zreteľom na výskyt nerudných surovín. Má veľkú

zásluhu na rozšírení bázy nerudných surovín, najmä keramických, bentonitov a pieskov. V neogéne sa zaoberal radom stratigrafických a paleogeografických problémov takmer v celej časti slovenských Karpát. Výsledky svojich výskumov zverejnil v početných odborných publikáciách a správach.

Osobitnú pozornosť si zasluhujú práce Dr. L. Ivana vo sfére, ktorej doteraz veľa dlhujeme, a to v historiografii slovenskej geológie. V období, keď nastal búrlivý rozvoj geológie na Slovensku, odkrýval mladým nastupujúcim generáciám geológov vzory príkladných a vede oddaných výskumníkov — slovenských prírodovedcov, na ktorých sa po prvej svetovej vojne takmer zabudlo. Venoval veľa času štúdiu života a diela prvého slovenského geológa Dionýza Štúra, lekára, prírodovedca, spisovateľa G. K. Zechentera, vedeckého zakladateľa baníckej školy v Banskej Štiavnici Samuela Mikovíniho, J. P. Klemensa, J. A. Kornhubera a ďalších slovenských alebo na Slovensku pôsobiacich geológov a prírodovedcov, medzi ktorých tiež patril významný paleontológ J. V. Rohon (1845—1923).

Veľmi užitočnú prácu vykonal na poli popularizácie geologických vied. V rôznych časopisoch uverejňoval články, v ktorých širokej verejnosti vysvetľoval význam geológie pre spoločnosť, jej históriu a predstavoval popredné osobnosti na Slovensku. Jeho mimoriadny vzťah k národnej histórii dokumentuje aj stať o vzniku a činnosti geologických inštitúcií na Slovensku v rokoch 1918—1978, ako aj stať k 150. výročiu narodenia D. Štúra, ktorú zverejnil v monografickej práci „Z dejín geologických vied na Slovensku“ (in I. Herčko a kol. 1981). Veľmi záslužnú prácu vykonal tým, že sprístupnil mládeži populárnou formou význam diela D. Štúra v knihe „Zviatate vetrom“ (1955, spoluautor J. M. Nový) a Bohatier vedy (1976, spoluautor). V súčasnosti spracováva dekoratívne a sochárske kamene zo širokého okolia Bratislavy.

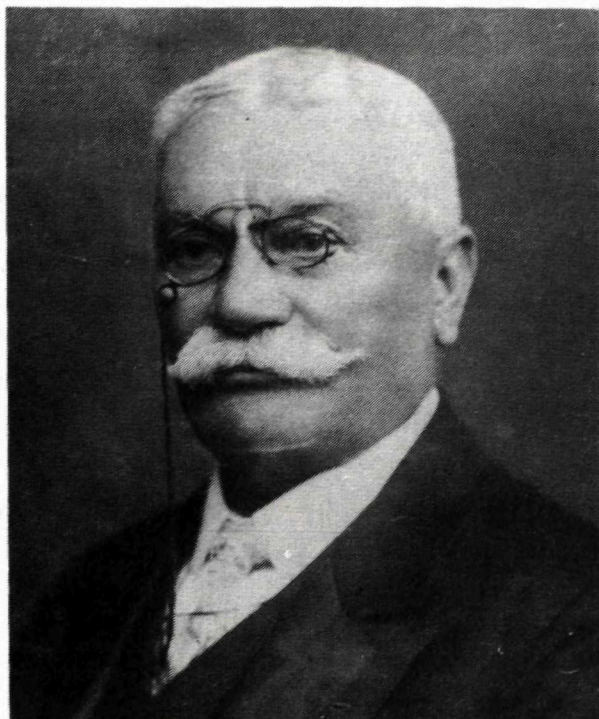
Zvlášť treba oceniť činnosť jubilanta aj na poli Slovenskej geologickej spoločnosti, ktorej bol zakladateľom (1965) a jej prvým predsedom. Za túto činnosť bol poctený prvou Medailou Jána Slávika (1980), ktorú spoločnosť udeľuje členom za významnú činnosť a rozvoj Spoločnosti a geologických vied na Slovensku, ako aj čestným členstvom v Slovenskej geologickej spoločnosti.

Jeho organizačné a odborné schopnosti boli ocenené v roku 1971 štátnym rezortným vyznamenaním „Za pracovnú vernosť“ a „Medailou D. Štúra“ (1980), ktorú udeľuje GÚDŠ za rozvoj geológie na Slovensku.

RNDr. Ludovítovi Ivanovi, CSc. prajeme pri príležitosti jeho životného jubilea v mene Slovenskej geologickej spoločnosti veľa zdravia, osobnej pohody a veľa úspechov v jeho stále aktívnej činnosti vo sfére prírodovednej histórie.

O. Fusán—O. Samuel

Univ. prof. Dr. Jozef Viktor Rohon, vynikajúci slovenský paleontológ (k 60. výročiu úmrtia)



Pri príležitosti 60. výročia úmrtia si spomíname na tohto vzácneho človeka, vynikajúceho objaviteľa a uvedomelého Slováka.

„Nemo profaeta in patria sua“. Asi takto by sme mohli poukázať na neznalosť existencie vynikajúceho vedca v slovenských pomeroch. Jeho meno bolo celkom neznáme na prednáškach z geológie a paleontológie v slovenských vysokých školách, ani jeho cenné práce z geológie a paleontológie neboli citované v prácach slovenských autorov. Zato však, najmä v Sovietskom zväze, jeho základné práce o paleontológii Ruska sú vysoko hodnotené.

Zaujímavý je život tohto nevšedného Slováka. Na-

rodil sa 7. mája 1845 v Butíne (Juhoslávia). Pochádzal z rodiny slovenských vlastencov. Jeho predkovia boli učiteľmi a evanjelickými kňazmi na Dolnej zemi. Z hornatého Slovenska sa po ústupe Turkov vysťahovali v 18. stor. mnohí Slováci na Dolnú zem. Boli medzi nimi aj predkovia J. V. Rohona.

Meno si písavali: Rohony, Rohonyi, Rohoni, Rohoň. J. V. Rohon počas štúdií a vedeckej činnosti v Nemecku, Rakúsku, Rusku a v Čechách prestal kvôli zjednodušeniu používať mäkčeň na n.

Vyrastal vo vlasteneckom prostredí. Jeho otec ako dedinský učiteľ sa hlásil k svojmu národu, za čo mával neprijemnosti s vrchnosťou. Podobne aj jeho mladý syn ako gymnazista prednášal slovenské básne, ako je známe, i „Mor ho“. Gymnázium ukončil v Šoproni. Počas lekárskeho štúdia vo Viedni sa zaujímal o geológiu a paleontológiu. Bol na študijných stážach zo zoológie a biológie v Terste

a v Janove. Záujem o paleontológiu ho priviedol do Mníchova, kde bol v tej dobe známym profesorom paleontológie Prof. K. Zittel, u ktorého Viktor Rohon pôsobil dlhší čas ako asistent.

Počas pobytu v Mníchove Rohon napísal niekoľko paleontologických prác a v roku 1887 mu bola udelená docentúra. Ako známeho vtedajšieho paleontológa ho povolala do služieb cárskaja Akadémia vied v Petrohrade, kde potom pôsobil vyše desať rokov.

Počas svojich výskumov prešiel mnohými významnými oblasťami starého Ruska. Vykonával výskumy na Kryme, Kaukaze, Urale, na západnej Sibíri i na polostrove Kola. Zo svojich výskumov podal trinásť základných prác o paleontológii a geológii Ruska. Keďže tieto práce sú u nás takmer neznáme, uvediem aspoň ich citácie.

Články J. V. Rohona boli uverejnené v rakúskych, nemeckých, ruských a českých časopisoch. Spravidla písal po nemecky, ale aj po francúzsky a po česky. Dopisoval si s poprednými slovenskými vedátormi pôsobiacimi v cudzine.

Môžeme len s ľútosťou konštatovať, že nepozvali tohto európsky známeho paleontológa na novozaloženú Univerzitu Komenského v Bratislave v roku 1919.

Áko lekár sa zaoberal aj histológiou a embryológiou, kde vykonal početné objavy, najmä mozgu a miechy. Karlova univerzita v Prahe ho pozvala na základe jeho vedeckých prác za profesora histológie a embryológie.

Mimoriadnym profesorom a prednostom ústavu sa stal v roku 1895 a v roku 1903 riadnym profesorom.

Do dôchodku odišiel v roku 1915, ale ešte tri roky prednášal. J. V. Rohon zomrel 15. marca 1923. Pochovaný je v Prahe.

V niekoľkých českých publikáciách je hodnotená aj výskumná činnosť a vedecké práce J. V. Rohona na Karlovej univerzite. Napríklad v Časopise lékařů českých (ročník 1961, číslo 35) prof. Dr. Jiří Brdlík v článku „Profesoři a docenti mých mladých let a někteří kolem nich“ charakterizuje Rohona ako vynikajúceho objaviteľa, zaujímavého a hodnotného človeka.

Ludovít Ivan

ZOZNAM PRÁC UVEREJNENÝCH VO VEDECKÝCH RUSKÝCH ČASOPISOCH

Literatúra

- ROHON, J.: Die Dendrodonten des devonischen Systems in Russland. Palaeontologische und vergleichend — anatomische Studie. St.-Pbg. 1889 (2) 53 S., 2 Taf. (Mem. de l'Académie des Sciences dest.-Pét. VII. série T. XXXVI, r 14)
- ROHON, J.: Über fossile Fische vom oberen Jenissei. St.-Pbg. 1889 (2) 17 S. mit 3 Fig., 2 Taf. (Mém. de l'Acad. des Sciences de St.-Pét. VII Série T. XXXVI, r 13)
- ROHON, J.: Die Jura-Fische von Ust-Balei in Ost-Sibirien. St.-Pbg. 1890 (2), 15, (2) 2 Taf. (Mém de l'Acad. des Sc. de St.-Pét., VII Série, T. XXXVIII, r 1)
- ROHON, J.: Über devonische Fische vom oberen Jenissei nebst Bemerkungen über die Wirbelsäule

Literatúra pokračuje na str. 274

Anna Vozárová—Jozef Vozár

Nové poznatky o mladšom paleozoiku v Malej Fatre

8 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. The Permian in the Malá Fatra Mts. (West Carpathians) recorded by D. Štúr (1860) was tectonically interpreted only as a part of the mantle series (D. Andrusov 1958). Now we present evidence on the presence of Permian formations in two tectonic units. In the Tatricum a new lithostratigraphical unit — the Stráňany Formation — is defined and characterized as a part of the mantle series. In the allochthonous unit — the Hronicum — the Late Paleozoic is represented by the Malužiná Formation, and its occurrence in the Malá Fatra is well correlable with the type profile in the Nízke Tatry (Low Tatra) Mts.

Prehľad výskumov

Prvé údaje o zastúpení mladšieho paleozoika v Malej Fatre sa nachádzajú v štúdiu D. Štúra (1860), ktorý z oblasti pri Kuneráde (podľa súčasnej situácie j. od obce) opisuje súvrstvie červených bridlíc striedajúcich sa so šedými kvarcitmi a pestrými kremennými pieskovecami. V červených bridliciach D. Štúr (l. c. s. 37) našiel praslíčkovitú rastlinu *Anarthrocanna deliquescences* Göppert, ktorá v porovnaní s Ungerovou zbierkou vo Viedni bola zaradená do systému permskej flóry charakteristickej pre červenú jalovinu (rotliegende). Zároveň uvádza výskyty vulkanických hornín (melafýrov a mandľovcov) a „na základe ich vystupovania v červenej jalovine, pod verfénskymi vrstvami“, prisúdil im permský vek.

Oblasť Malej Fatry bola predmetom výskumu D. Andrusova—M. Kuthana v rokoch 1939—42 pri zostavovaní edície mapových listov mierky 1 : 25 000 Rajec (čís. 4361/4 z roku 1946), Žilina (čís. 4361/2 z r. 1944). V rámci týchto prác M. Kuthan (l. c.) v oblasti j. od Stráňavy vymedzil malý výskyt tmavých fylitov v nadloží granitoidov a považuje ich za karbón. Vzhľadom na pozíciu a celkový charakter týchto silne zbridličnatých fylitov zložených pôvodne z lamín pieskovcov a aleuropelitov nemožno vylúčiť ich karbónsky, ale ani staropaleozoický vek.

Perm ako útvar pri sz. okraji pohoria Malá Fatra (časť Lúčanská Fatra) bol kartograficky vymedzený D. Andrusovom—M. Kuthanom (1944, 1946) v oblasti Turie—Kunerád—Kamenná Poruba, v pruhu smeru SV-JZ (šírka 300 až 1500 m, dĺžka až 12 km).

Postavenie celého výskytu permu autori chápu v autochtónnej pozícii ako obal kryštalinika. D. Andrusov (1958) sa k problému výskytu permu vrátil úvahou o zložitej antiklinálnej štruktúre (antiklinála Kozla). Tým sa snažil riešiť a dať do vzťahu drobné výskytu tektonicky redukovaného súvrstvia permu priamo v nadloží kryštalinika a rozsiahlejšie výskytu permu vystupujúce v podloží triasu ako súčasť uvedenej antiklinály. Celý komplex permu i nad ním vystupujúce mezozoikum (l. c.) považuje za obalovú sériu. Okrem toho v oblasti Kunerád—Kamenná Poruba vymedzuje vrchnotriasové (rét) až liasové členy, ktoré zaradil do chočského príkrovu.

Zhodné stanovisko k pozícii permu v Malej Fatre zaujal aj L. Kamenický 1962, s. 53—54 in M. Maheř et al. 1962). Z permských hornín opísal najmä pestrofarebné sericitické bridlice, arkózovité pieskovce a kremité pieskovce, ktoré sa striedajú s hrubozrnnými až arkózovitými zlepenkami.

K permským sedimentom sa neskôr vyjadrili V. Ďurovič (1973) a M. Molnárová (1973). Spolu so staršími autormi, všetky výskytu permu považujú za súčasť obalovej série, geneticky za produkt nevytriedenej sedimentácie v kontinentálnom prostredí (fácia verucano). V. Ďurovič (1973) uvádza mocnosť permu 250—350 m. Vymedzil v ňom zlepence (zloženie pojiva: kremeň, živce, sludy, zirkón ± magnetit, ílové minerály; úlomky hornín 5—8 cm veľké: kremité porfýry, porfyrity, metakvarcity, kremité ruly, sericitické a grafitické fylity, kremence, pieskovce, bridlice), pieskovce (zloženie: kremeň a stabilné úlomky hornín, živce a nestabilné úlomky hornín a ílová základná hmota), ílovito-piesčité a ílovité bridlice a v podradnej miere zastúpené karbonátové konkrécie, ktoré vystupujú v zelenošedých bridliciach. Terigénny materiál s výnimkou fragmentov kremitých porfýrov, porfyrítov a diabázov, podľa V. Ďuroviča (l. c.) pochádzajú z kryštalinika Malej Fatry. Výskyt permu porovnáva s permom iných obalových sérií, pričom u niektorých hornín upozorňuje na nápadnú podobnosť z hľadiska chemického zloženia s horninami permu chočského príkrovu v Nízkych Tatrách.

Geologický výskum j. časti Malej Fatry, hlavne so zameraním na mezozoikum, robil v poslednom období M. Rakús (1973). Riešil celkove geologickú a tektonickú stavbu, pozíciu obalovej série a alochtónnych jednotiek, avšak vnútornou problematikou permu sa nezaoberal. Poukázal na zložitosť tektoniky, z ktorej zostavil mapu v mierke 1:25 000 (list Rajecká Lesná). V práci sa vynára problém tektonického postavenia permu, prípadne aj mezozoika (i keď len vo fragmentoch), v oblasti na J od Kunerádu a JV od Kamennej Poruby. V blízkosti k. Kopaná—Porubský potok podľa M. Rakúsa (1973, s. 50) „perm mierne prešmykuje dolomity a vápence stredného triasu“. Z mapy (l. c.) vyplývajú aj rozdielne štruktúrne prvky v oblasti na J od Kunerádu (úklon 15° k SZ) voči ostatnému územi (prudké sklony 60°—80° k SZ i k JV). V oblasti Kunerád—Turie je perm jednoznačne súčasťou antiklinálnej štruktúry Kozla a evidentne ako súčasť obalovej série.

Na problém zložitej stavby a tektonickej príslušnosti jednotlivých súvrství permu v Malej Fatre opätovne upozornil D. Andrusov (ústny odkaz, 1975). Tejto problematike sme venovali pozornosť v rámci komplexného výskumu mladšieho paleozoika Západných Karpát. V pohorí Malá Fatra sme sa zamerali na rozšírenie,

tektonickú pozíciu, štruktúry, litologický a petrografický charakter vymedzených súvrství. Prvé informácie o dvoch typoch permu v Malej Fatre (A. Vozárová 1978) boli overené podrobnejším štúdiom v rokoch 1978—81 aj za využitia mapovacieho vrtu KV-1 (600 m) pri Kamennej Porube, ktorý poslúžil hlavne pri riešení problémov litologických a štruktúrno-tektonických (A. Vozárová—J. Vozár 1980).

V jz. časti pohoria Malá Fatra na základe rozdielnych štruktúrnych prvkov a litologických znakov vymedzujeme mladšie paleozoikum:

1. Medzi Turským potokom, Kunerádom a záverom Porubského potoka ako súčasť obalovej série na styku s kryštalinikom a v antiklinále Kozla. Nazývame ho stráňanským súvrstvím.

2. Na juh od Kunerádu a jv. od Kamennej Poruby v alochtónnej pozícii. Na základe korelácie s typovým profilom v Nízkych Tatrách ho nazývame maluziňanským súvrstvím (A. Vozárová—J. Vozár 1981).

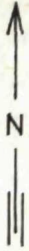
Geologická stavba

Juhozápadná časť pohoria Malá Fatra (z. svahy Lúčanskej Fatry) je budovaná kryštalinikom, ktoré predstavuje morfológicky výrazný chrbát smeru SV-JZ. Kryštalinikum ako celok je pri sz. okraji lemované obalovou sériou. Vzájomný styk oboch celkov je tektonický — kryštalinikum je vyzdvihnuté pozdĺž línie, ktorej priebeh je smeru SV-JZ s prudkým sklonom k JV. Na tejto línii je rôznou intenzitou redukovaná obalová séria. Jej bezprostredný styk s kryštalinikom, okrem vylisovaných šošoviek klastických sedimentov permu a triasu, sprostredkujú hlavne masy strednotriasových značne drvených karbonátov.

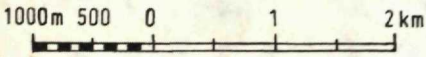
Územie medzi Turským potokom — Kunerádom a záverom Porubského potoka je budované obalovou sériou usporiadanou do antiklinálnej štruktúry Kozla (D. Andrusov 1958), ktorej jadro je tvorené súvrstvím permu a krídla spodno a strednotriasovými členmi. Východné rameno klesá so sklonom 25° — 50° k JV a je tektonicky obmedzené na vyševedenej línii — vyzdvihnutie kryštalinika. Západné rameno antiklinály klesá mierne do 30° k SZ. Je budované mezozoikom obalovej série, nad ktorým sú lokálne zachované zvyšky mezozoika hronika.

Južne od Kunerádu je antiklinálna štruktúra Kozla obmedzená priečnymi zlomami smeru SZ-JV, pozdĺž ktorých je evidentný vertikálny a horizontálny posun. Významnou funkciou týchto zlomov je aj tektonický styk obalovej série na severe usporiadanej do antiklinálnej štruktúry Kozla s jednotkou j. vystupujúcou, ktorá je v alochtónnom príkrovovom postavení. Na základe početných charakteristických znakov jednotlivých horninových súborov je dobre korelovateľná s hronikom. Okrem súvrstvia zaraďovaného do permu sa na stavbe tejto jednotky podieľajú aj súvrstvia patriace do spodného triasu a tiež vrchnejšie, sporadicky zachované členy triasu. Uloženie alochtónnej jednotky v území j. od Kunerádu a na jv. od Kamennej Poruby, je monoklinálne s miernym (do 15°) sklonom k SZ. Z juhovýchodu je táto jednotka v tektonickom styku s obalovou sériou, ktorá je príkro uklonená (viac ako 40° — 50° k JV). Násunová plocha alochtónnej jednotky je zastretá pozdĺžnym

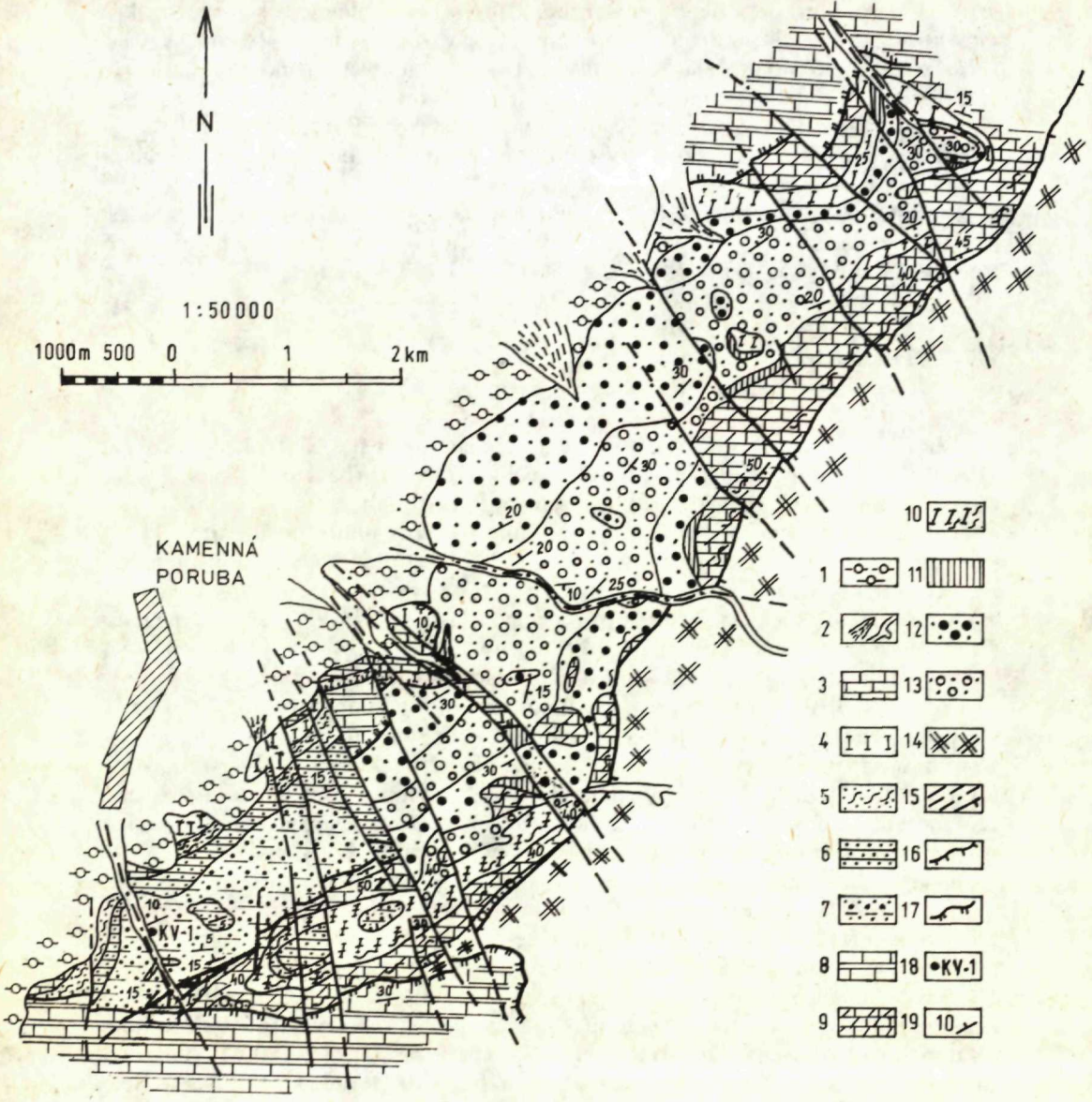
TURIE



1:50 000



KAMENNÁ
PORUBA



- | | |
|----|--|
| 10 | |
| 1 | |
| 2 | |
| 3 | |
| 4 | |
| 5 | |
| 6 | |
| 7 | |
| 8 | |
| 9 | |
| 11 | |
| 12 | |
| 13 | |
| 14 | |
| 15 | |
| 16 | |
| 17 | |
| 18 | |
| 19 | |

zlomom smeru SV-JZ s príkrym úklonom 80° — 90° k JV i k SZ. Na tomto zlome je obalová séria vztýčená, spodnotriasové kremence i strednotriasové karbonáty majú na bezprostrednom styku výrazný bralovitý štýl morfolologickej stavby. Je evidentná redukcia jednotlivých častí oboch jednotiek. Podľa niektorých údajov zo štúdia drobných šošoviek klastických sedimentov i karbonátov triasu vylisovaných na tomto zlome nemožno vylúčiť ich príslušnosť k fatriku, ktoré v j. časti územia buduje podložie hronika, ale zároveň vystupuje vo forme príkrovu na obalovej sérii a na kryštaliniku.

Obalová séria Malej Fatry medzi Turím a Kunerádom, hronikum medzi Kunerádom a Kamennou Porubou, sú zo z. a sz. strany obmedzené terciérnou a kvartérnou výplňou Rajeckej kotliny.

Vymedzenie litostratigrafických jednotiek v mladšom paleozoiku Malej Fatry

V juhozápadnej časti pohoria Malá Fatra (časť Lúčanská Fatra) na základe rozdielnych štruktúrnych znakov, pozície a litologickej charakteristiky rozlišujeme mladšie paleozoikum v dvoch oblastiach s rozdielnym tektonickým postavením:

1. Medzi Turím, dolinou Turského potoka, Kunerádom, dolinou Bystrička pri Kuneráde a záverom Porubského potoka ako súčasť obalovej série tatrika na



Geologická stavba Lúčanskej Fatry medzi Túrkym a Porubským potokom (Zostavil J. Vozár 1980)

Pokryvné útvary

Kvartér: 1 — deluviálne sedimenty hlinito-ílovité, 2 — sute, suťové kužele, fluválne sedimenty

Hronikum

Mezozoikum: 3 — svetlosivé dolomity (stredný až vrchný trias), 4 — tmavosivé lavicovité vápence, bridličnaté vápence (stredný trias), 5 — súvrstvie pestrofarebných bridličnatých pieskovcov, piesčitých a ílovitých bridlic s polohami svetlých slienitých vápencov (spodný trias), 6 — drobné- až strednozrné lavicovité kremenné pieskovce, lokálne s vložkami červených bridlic (spodný trias)

Mladšie paleozoikum — perm: 7 — súvrstvie cyklickej stavby zložené z piesčitých zlepenov, pieskovcov s valúnmi, pieskovcov, siltovcov, piesčitých a ílovitých bridlic, aleuritov s vložkami evaporitov a karbonátov, lokálne polohy s bázičným vulkanoklastickým materiálom (malužinské súvrstvie)

Fatrikum

8 — mezozoikum v mape nerozčlenené

Tatrikum

Mezozoikum: 9 — sivé lavicovité i masívne vápence, dolomitické vápence miestami drvené, rauwaky (stredný trias), 10 — sivé dolomity, miestami silne drvené, rauwaky (stredný trias), 11 — pestrofarebné súvrstvie ílovitých a piesčitých bridlic, bridličnatých pieskovcov (spodný trias), 12 — hrubo- až strednozrné kremenné pieskovce, miestami s valúnmi kremeňa (spodný trias)

Mladšie paleozoikum — perm: 13 — polymiktné zlepence, piesčité zlepence, pieskovce (stráňanské súvrstvie)

Kryštalinikum: 14 — granitoidné kryštalinikum v mape nerozčlenené

Ostatné vysvetlivky: 15 — zlomy predpokladané a zakryté zlomy s vyjadrením sklonu, 16 — násunová línia hronika, 17 — násunová línia fatrika, 18 — lokalita vrtu KV-1 na JV od Kamennej Poruby v doline Porubského potoka, 19 — vrstevnatosť, vrstevná bridličnatosť

bezprostrednom styku s kryštalinikom a v jadre antiklinálnej štruktúry Kozla vymedzujeme novú oblastnú litostratigrafickú jednotku — stráňanské súvrstvie (obr. 1).

2. Južne od Kunerádu a jv. od Kamennej Poruby vystupuje mladšie paleozoikum v alochtónnej pozícii ako súčasť príkrovu hronika so špecifickými štruktúrnymi a tektonickými znakmi. Je tu zachovalý súbor pestrofarebných, prevažne červených sedimentárnych hornín, ktoré sú pozične v podloží horizontov klastických a karbonátových hornín zaraďovaných do triasu. Na základe petrografických a litologických znakov tento súbor prevažne terigénnych sedimentov s malým podielom vulkanogénneho materiálu považujeme za maluzinské súvrstvie a korelujeme s typovými lokalitami v Nízkych Tatrách.

Obe vymedzené súvrstvia majú vzájomne odlišný litologický a petrografický charakter, patria rôznym tektonickým jednotkám — tatriku, resp. hroniku. Vzťahy oboch tektonických jednotiek, ako vyplýva z celkovej geologickej stavby, sú vyjadrené hlavne rozdielnymi štruktúrnymi prvkami, pozíciou a formou uloženia príkrovej jednotky (pozri geologickú mapu územia Lúčanskej Fatry).

Tento názor, vyjadrený v geologickej mape, bol novšie overený aj paleomagnetickým štúdiom, ktoré preukázalo rozdielne hodnoty rotácie stráňanského a maluzinského súvrstvia.

Charakteristika súvrství

Stráňanské súvrstvie

Pomenovanie bolo zvolené podľa doliny Stráňanského potoka a hájovne Stráňany, jv. od obce Stránske.

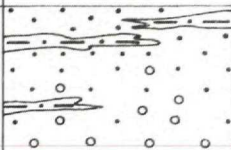
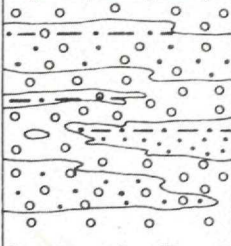
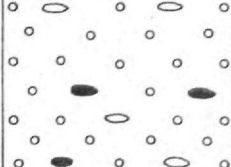
Typový profil predstavuje sústava odkryvov v záreze doliny Stráňanského potoka.

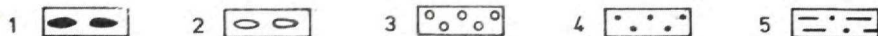
Hrúbka stráňanského súvrstvia na základe mapovacích prác je odhadovaná max. 500 m.

Regionálne rozšírenie: sz. svahy j. časti pohoria Malá Fatra (časť Lúčanská Fatra), medzi Turským potokom a južným okolím Kunerádu, dolinou Bystrička pri Kuneráde a záverom Porubského potoka.

Hranice: stratigrafickým podložím stráňanského súvrstvia je kryštalický masív Malej Fatry. K tomuto predpokladu sme dospeli na základe redukovaných šupín na styku s kryštalinikom, v tektonickej línii sv.-jz. smeru s príkrym úklonom prevažne k juhovýchodu, pozdĺž ktorej je kryštalinikom vyzdvižené k SZ. Podstatná časť stráňanského súvrstvia vystupuje v jadre antiklinálnej štruktúry Kozla (D. Andrusov 1958). Stratigrafickým nadložím stráňanského súvrstvia sú sedimenty spodného triasu, ktoré zároveň budujú ramená spomenutej antiklinálnej štruktúry.

Litologická charakteristika: najzákladnejším litologickým znakom sedimentov stráňanského súvrstvia je absolútna prevaha drobnozlepencového a hrubozrnného piesčitého materiálu s lokálnym obsahom valúnov veľkosti 10—15 cm.

litostrat. jednotka	hrúbka	litológia	stručná charakteristika
stráňanské súvrstvie	cca 500 m		svetložedé hrubozrnne pieskovce > v striedaní s lavicami drobnozrných zlepcov; vo vrchných častiach súvrstvia relatívne hojnejší výskyt polôh fialovošedých ílovitých pieskovcov a piesčitých bridlíc
			vrstvy hrubozrných pieskovcov a drobnozrných zlepcov svetložedej farby, v ktorých sú ojedinelé vložky ílovitých pieskovcov a piesčitých bridlíc fialovošedej farby, lavice s planárnym tabulárnym šikmým zvrstvením tiež gradačne a horizontálne zvrstvené; kontakty erozívne; zbytky dnovej výplne korýt s imbríkovými valúnami; nevýrazná cykličnosť
			svetložedé drobnozrnne zlepenca s prímiesou valúnov veľkosti do 10 cm i nad 10 cm (cca 20%); tvoria vrstvy hrúbky do 1 m, menej 1-2 m, navzájom sa striedajúce s ostrými alebo erozívnymi kontaktmi



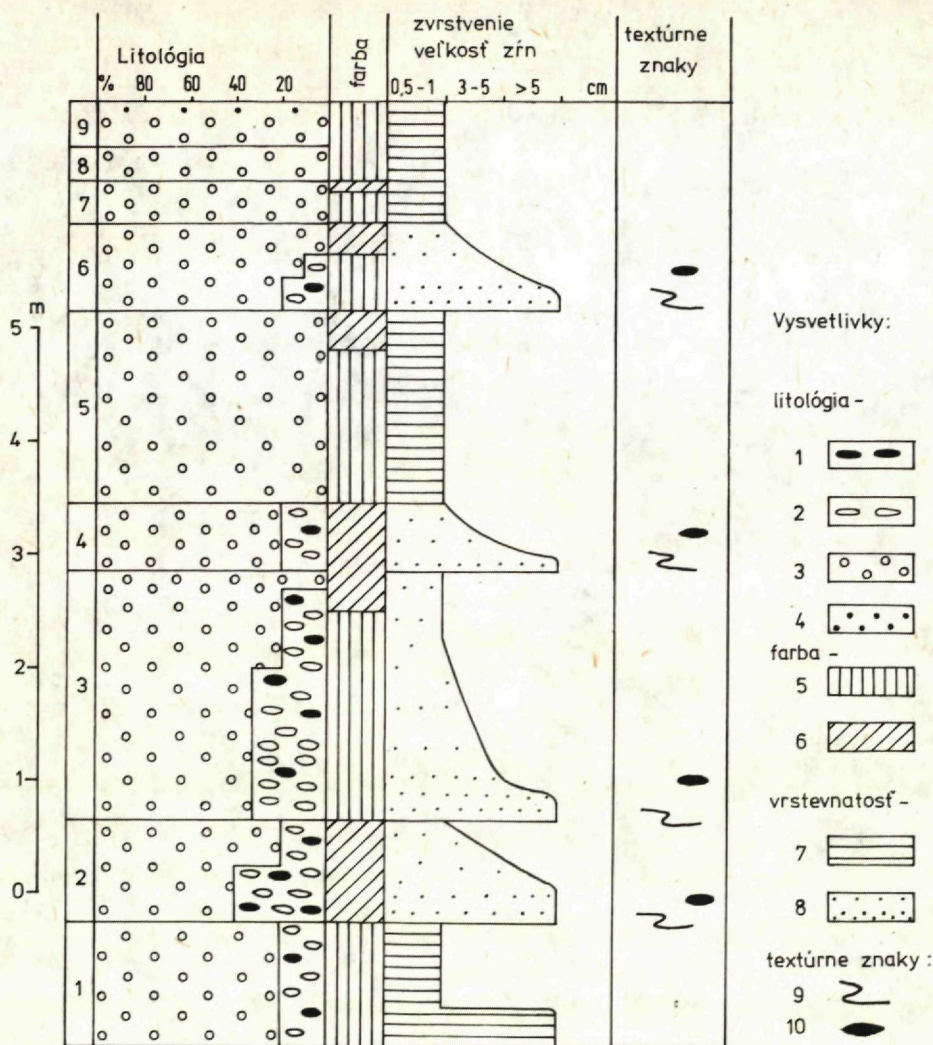
Obr. 1 Litostratigrafická schéma stráňanského súvrstvia.

1 — valúny veľkosti 10—15 cm, 2 — valúny veľkosti do 10 cm, 3 — drobnozrnne zlepenca, 4 — veľmi hrubozrnne pieskovce, 5 — piesčité bridlice a ílovité pieskovce s prímiesou hrubých zrn

Farba sedimentov je svetložedá, fialovošedá.

Drobnozrnne zlepenca a hrubozrnne pieskovce tvoria telesá hrubé 1—2,5 m. Typickým znakom ich vnútornej štruktúry je gradačne usporiadanie klastických častíc s výrazným zmenšovaním veľkosti zrn smerom do vrchných častí vrstvy. Na báze vrstiev sú obvykle hrubé klastické častice, často intraformačné fragmenty fialovosfarbených jemných sedimentov a valúny veľkosti 10—15 cm. Vzájomný styk jednotlivých lavíc pieskovcov je vo väčšine prípadov erozívny (obr. 2). Často sú zachované v tomto komplexe textúry erózných kanálov a korytá žlabovitého tvaru, ktoré sú vyplnené zväčša imbríkovými valúnami. V tomto faciálnom type sedimentov (obr. 3), práve v profile doliny Stráňanský potok, boli zistené i telesá s planárnym šikmým zvrstvením. Lavice šikmo zvrstvených hrubozrných sedimentov sa opakujú viacnásobne nad sebou. Ich vrchné časti sú často zrezané a vystriedané lavicou horizontálne zvrstveného pieskovca, prípadne drobnozrného zlepenca. Z analyzovaných šikmých zvrstvení podľa veľkostnej škály bolo 62 % hrúbky menej ako 1 m, 30 % hrúbky 1—1,5 m a len 8 % presahovalo hrúbku 2 m. Priemerná hodnota úklonu šikmo zvrstveného súboru je 25°.

Ďalším faciálnym typom sedimentov sú lavice piesčitých zlepcov hrubé viac ako 1 m, obvykle šošovkovitého tvaru. Obsahujú medzivrstevné telesá pieskovcov.



Obr. 2 Litologický profil zo spodnej časti stráňanského súvrstvia. lok. dolina Stráňanský potok. litológia: 1 — zlepenec s valúnmi veľkosti 10—15 cm, 2 — zlepenec s valúnmi veľkosti do 10 cm, 3 — drobnozrnne zlepenec, 4 — veľmi hrubozrnne pieskovce, farba: 5 — zelenošedá, svetlošedá, 6 — fialovošedá, vrstevnatosť: 7 — masívna, 8 — gradácia podľa zrnitosti, textúrne znaky: 9 — erózne rozmyvy, 10 — intraklasty fialových bridlic a siltovcov

Podradne zastúpeným typom sedimentov sú relatívne jemnozrnnejšie fialové, fialovošedé ílovité pieskovce a piesčité bridlice. Tvoria šošovkovité telesá, obvykle vo vrchnej časti erózne zrezané. V množstve do 10 % obsahujú tiež hrubý materiál veľkosti okolo 1 cm.

Charakteristickým znakom usporiadania jednotlivých vrstevných telies v stráňanskom súvrství je len nevýrazne prejavená alebo úplne chýbajúca cykličnosť.

V bazálnych častiach súvrstvia (obr. 2) sa striedajú lavice drobnozrnných zlepcov (veľkosť zŕn 0,5—1 cm) mnohonásobne nad sebou. Sú oddelené navzájom od seba ostrými, prípadne eróznymi kontaktmi. Niektoré vrstvy obsahujú okolo 20 %, lokálne i o niečo viac, dobre opracovaných valúnov veľkých 10—15 cm. Textúra týchto horizontálne uložených vrstevných telies je masívna alebo gradačne zvrstvená, podľa zmenšujúcej sa veľkosti zŕn a vypadávaní valúnov smerom do vrchných častí vrstvy, pričom obsah pôvodnej ílovitej základnej hmoty sa nemení. Hrúbka jednotlivých vrstevných telies nepresahuje zväčša 1 m, len približne 30 % vrstiev dosahuje hrúbky do 2 m, (maximálne 2,20 m). Cykličnosť v bazálnych častiach stráňanského súvrstvia nie je vyvinutá. Chýbajú výraznejšie zmeny v zrnitosti sedimentov, tiež striedania v zastúpení rôznych litologických členov vo vertikálnom smere.

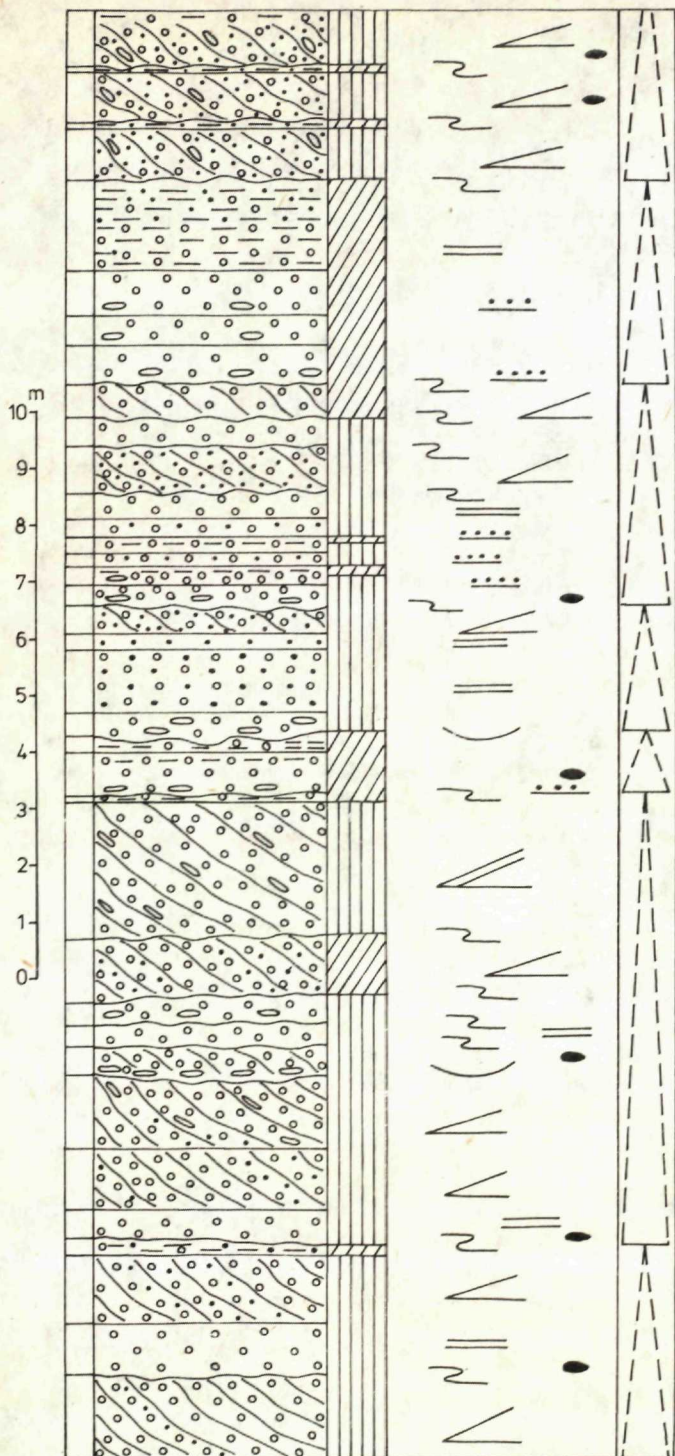
Približne v strednej časti stráňanského súvrstvia (obr. 3) sa objavuje relatívne výraznejšie striedanie litologických členov vo vertikálnom reze. Zároveň dochádza k výraznejším zmenám veľkosti klastického materiálu. V tejto časti profilu boli zaznamenané i výskytu tabulárneho šikmého zvrstvenia. Charakteristické je nevýrazné cyklické usporiadanie.

Typický cyklus sa začína lavicou masívnych alebo šikmo zvrstvených hrubozrnných sedimentov, ktorá je od svojho priameho podložia oddelená výrazným eróznym kontaktom, prípadne polohou s imbrikovanými valúnmi, zvyškom dnovej korytovej výplne. Smerom do vrchných častí cyklu dochádza k viacnásobnému striedaniu lavíc šikmozvrstvených veľmi hrubozrnných pieskovcov, prípadne drobnozrnných zlepcov alebo horizontálne gradačne zvrstvených telies týchto sedimentov. Cyklus je ukončený polohou piesčitých bridlíc fialovej alebo fialovošedej farby, často s prímiesou veľmi hrubého detritického materiálu. Telesá týchto sedimentov sú nerovnomernej hrúbky, so znakmi autocyklickej erózie. Asi 80 % všetkých vrstiev v strednej časti stráňanského súvrstvia dosahuje hrúbku do 1 m, len 20 % vrstiev 1—2 m, prípadne o niečo viac.

Vrchná časť stráňanského súvrstvia sa charakterom sedimentácie od vyššie opísanej strednej časti v podstate nelíši. Relatívne sa však znižuje zastúpenie telies drobnozrnných zlepcov. Väčší valúnový materiál prakticky úplne zmizne. V bezprostrednom podloží sedimentov spodného triasu sa zvyšuje množstvo vložiek fialovošedých piesčitých bridlíc.

Vek stráňanského súvrstvia odhadujeme na základe litologického charakteru a superpozície. Doteraz neboli nájdené žiadne paleontologické zvyšky a faciálny charakter sedimentov ich ani nedovoľuje predpokladať. Všetci autori, ktorí sa doteraz zaoberali štúdiom súvrstvia, ktoré označujeme ako stráňanské, ho jednoznačne zaradili do permu.

Sedimentačné prostredie: Charakter zachovaných textúr v sedimentoch stráňanského súvrstvia dovoľuje predpokladať, že sedimenty vznikali v aluviálnom prostredí. Prevládanie sedimentov typu hrubozrnných pieskovcov a drobnozrnných zlepcov so zastúpením planárnych telies piesčitých zlepcov nasvedčuje na existenciu sedimentačného prostredia zdivočelých riek, čiže krátkych riek s nízkou sínusoidou. Prevládajúcim typom sedimentov sú prúdové korytové sedimenty, vznikajúce vypadávaním z korýt s nízkou viskozitou. V literatúre je tento typ



Vysvetlivky:

litológia -

- 1
- 2
- 3
- 4

farba -

- 5
- 6

textúrne znaky -

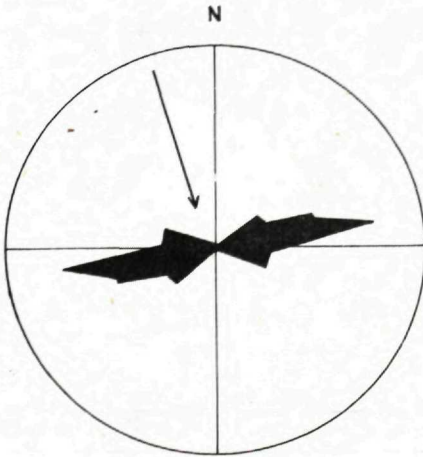
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14

sedimentov opísaný v recentných aluviálnych vejároch pri vzniku pozdĺžnych a priečných nánosoch (barov). V nízkom percentuálnom zastúpení zachované rozlivové sedimenty (fialovošedé ílovité pieskovce a piesčité bridlice zväčša horizontálne alebo gradačne zvrstvené) — svedčia o neustálej zmene prúdov a ich autocyklickej erózii. Fragmentsy z nich sa nachádzajú obvykle na báze hruboklastických telies.

Priečne nánosy (transverzálne bary) sú charakteristické práve planárnym šikmým zvrstvením, ale zároveň i relatívne jemnejšími sedimentmi ako pozdĺžne nánosy (longitudiálne bary). Tieto sú charakteristické horizontálnym zvrstvením, hoci hrubé šikmé zvrstvenie s obsahom valúnov vzniká práve na konvexnej strane posúvajúceho sa nánosu.

Alúvium zdivočelých riek je typické pieskami a štrkami (pieskovcami a zlepcami v spevnených sedimentoch) a len veľmi slabým vývojom rozlivových sedimentov. Pre alúviá je charakteristické tiež chýbanie cykličnosti. Pokiaľ je slabo výrazná, svedčí to o relatívne vzdialenejších častiach od oblasti znosu, to znamená stredných častiach tokov, kde sila prúdu koryta sa už relatívne znižuje a sínusoida koryta zvyšuje. Cykly sú však len nepravidelné, nevýrazné, so slabo zachovanými rozlivovými sedimentmi v ich vrchných častiach.

Podľa zachovaných textúr a ostatných litologických znakov sedimentov možno predpokladať, že v bazálnych častiach stráňanského súvrstvia sa zachovali predovšetkým vrchné časti tokov a v stredných a vrchných častiach súvrstvia sú lepšie rozvinuté stredné časti tokov. Vektorová analýza tabulárneho šikmého zvrstvenia lokality v Stráňanskom potoku poukazuje na smer transportu zo SZ na JV (obr. 4).



Obr. 4 Smer transportu klastického materiálu stanovený na základe analýzy šikmého zvrstvenia v doline Stráňanského potoka



Obr. 3 Litologický profil zo strednej časti stráňanského súvrstvia, lok. dolina Stráňanský potok
 1 — valúny veľkosti do 10 cm, 2 — drobnozrnné zlepenice, 3 — veľmi hrubozrnné pieskovce, 4 — piesčité bridlice a ílovité pieskovce s prímiesou hrubých zrn, farba: 5 — zelenošedá, svetlošedá, 6 — fialovošedá, textúrne znaky: 7 — erózne rozmyvy, 8 — korytá, 9 — horizontálne zvrstvenie, 10 — gradačné zvrstvenie, 11 — šikmé zvrstvenie (do 2 m), 12 — veľkoškálové šikmé zvrstvenie (nad 2 m), 13 — intraklasty fialových bridlic a siltovcov, 14 — nevýrazne vyvinuté sedimentačné cykly

Petrografická charakteristika sedimentov stráňanského súvrstvia

Metamorfované drobnozrnné zlepenca, piesčité zlepenca

Tvoria lavice uprostred pieskovcov, alebo viacnásobne sa opakujúce telesá nad sebou s obsahom valúnov strednej veľkosti na báze. Farba je svetlošedá, textúra masívna, gradačne slabo horizontálne zvrstvená.

Štruktúra týchto sedimentov je psefitová, psamito-psefitová. Klastické fragmenty psefitovej veľkosti sú tvorené kremeňom, granitoidmi, migmatitmi, kremítymi a biotitickými rulami s imbičnými živcami. V menšom množstve boli vo vrchných častiach stráňanského súvrstvia nájdené fragmenty silne hematitizovaných vulkanitov.

Zrná piesčitej veľkosti majú zloženie: kremeň, plagioklasy, mikropertity, draselné živce (ortoklas, mikroklin) a klastické sludy, z ktorých prevažuje biotit.

V piesčitých zlepencoch sa nachádzajú zhluky dobre opracovaných valúnov strednej veľkosti. Tvoria zvyšky dnovej výplne korýt, alebo šošovkovité telesá v pieskovcoch s gradačným prechodom do nadložia i podložia.

Petrografická charakteristika valúnového materiálu

Kataklazované granitoidy. Sú to svetlošedo alebo šedoružovo sfarbené horniny zrnitej, usmernenej textúry. Štruktúra je hypidiomorfne zrnitá, kataklastická. Dominantnou minerálnou zložkou v štruktúre sú živce. Plagioklasy (bázicitou zodpovedajúce oligoklasu An_{15-16}) majú kadenciu k porfyrickému vývoju. Podľa albitového a periklinového zákona vytvárajú takmer prizmatické kryštály s typickými dvojitými zrastmi. Sú sericitizované, postihnuté kataklastickou deformáciou.

Draselné živce sú v štruktúre vyvinuté v dvoch generáciách. Prvú generáciu tvoria veľké, xenomorfné obmedzené kryštály ortoklas-pertitu. V dôsledku neskorších autometamorfných premen došlo k výraznej muskovitizácii ortoklasu. Druhá generácia draselných živcov je reprezentovaná drobnými, nepremenými zrnami mikroklinu, ktorý patrí k najmladšej asociácii minerálov, podobne ako muskovit a kremeň II. generácie.

Zo sfudnatých minerálov je v akcesorickom množstve zastúpený biotit, ktorý je zväčša postihnutý premenami — vybielený, chloritizovaný so zvyškami rutilu sagenitovej štruktúry. Muskovit je v štruktúre najmladší. Súvisí s metasomatickými pneumatolytickými premenami granitoidov. Zatláča ortoklas a tiež vytvára veľké symplektitové kryštály s kremeňom. Kremeň je v štruktúre tiež v dvoch generáciách:

I. generáciu tvorí xenomorfný, silne undulózný agregát vyplňajúci priestory medzi ostatnými minerálmi,

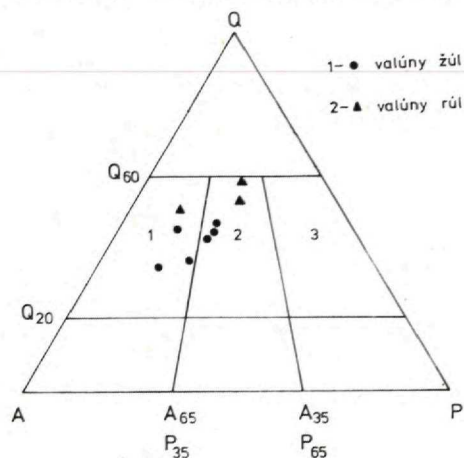
II. generácia kremeňa zatláča ostatné minerály v štruktúre, tvorí symplektity s muskovitom a tiež hydrotermálne zhluky kryštálov spolu s karbonátom.

Opakové minerály — veľké kryštály hematitu, pravdepodobne ako odraz premeny biotitu.

Aksesorické minerály: apatit

• Na základe mineralogického zloženia patria kataklazované granitoidy do skupiny

alkalickej žuly a do skupiny adamelitu (v zmysle klasifikácie A. Streckeisen 1967, obr. 5). Valúny alkalických žúl obsahovali v priemere 36 % kremeňa, 16 % — oligoklasu, 42 % — draselného živca, 4,5 % — muskovitu a 1,5 % biotitu. Valúny adamelitov obsahovali v priemere 39 % kremeňa, 22 % oligoklasu, 29 % draselného živca, 7 % muskovitu a 3 % biotitu.



Obr. 5 Klasifikačný diagram QAP A. Streckeisen (1967)
1 — valúny žúl, 2 — valúny migmatitov

Príklady mineralogického zloženia kataklazovaných granitoidov sú uvedené v tab. 1.

Tabuľka 1 Mineralogická charakteristika valúnov kataklazovaných granitoidov (stráňanské súvrstvie) vyjadrená v %

	23/77b	23/77a (3)	22/77 (2)	21/77 (2)	23/77a (4)	22/77 (1)
kremeň	34,44	37,96	42,22	39,88	30,95	39,99
plagioklas	21,07	21,07	13,06	23,16	13,72	20,36
draselný živec + mikropertit	42,57	29,57	38,25	30,76	46,00	27,33
muskovit	0,20	9,01	4,14	5,33	8,88	7,10
biotit	1,72	2,39	2,33	0,90	0,45	5,22

Zoznam lokalít analyzovaných vzoriek v tab. 1

- 23/77b — alkalická žula — lok. Stráňanský potok, 120 m na Z od mosta
- 23/77a (3) — adamelit — lok. Stráňanský potok, 120 m na Z od mosta
- 22/77 (2) — alkalická žula — lok. Stráňanský potok, zárez pri moste, cca 660—670 m n. m.
- 21/77 (2) — adamelit — lok. Stráňanský potok, na SV od k. 781 m
- 23/77a (4) — alkalická žula — lok. Stráňanský potok, 120 m na Z od mosta
- 22/77 (1) — adamelit — lok. Stráňanský potok, zárez pri moste, cca 660—670 m n. m.

Kremité a biotické ruly s imbibičnými živcami majú výrazne usmernenú pásikovanú alebo okatú textúru.

Štruktúry sú: granoblastová, poikilgranoblastová, poikilolepidogranoblastová, glomeroblastová.

Mínérálne súčiastky sú usporiadané do výrazných prúžkov, avšak so znakmi intenzívnej blastézy.

Kremité ruly sú zložené z prúžkov granoblastického agregátu kremeňa a veľkých poikloblastov alebo glomeroblastov živcov, ktoré obsahujú hojné uzavreniny kremeňa, vzáčne muskovitu. Medzi živcami boli určené — ortoklas, plagioklas, (oligoklas), vzáčne mikroklin. Mikroklin je v štruktúre najmladší. Jeho vznik, taktiež ako aj muskovitizácia živcov, súvisí s metasomatickými procesmi.

Biotické ruly obsahujú hlavne biotit a tie isté minerály ako predchádzajúca skupina. Kryštály biotitu sú usporiadané do paralelných prúžkov v priestoroch medzi ostatnými zrnami minerálov. Je tmavohnedej farby, čiastočne rozložený. Premenu biotitu vznikol hematit. Veľké glomeroblasty živcov sú zložené z plagioklasu — oligoklasu a tiež z ortoklasu. Obsahujú hojné uzavreniny kremeňa a hematitu. Akcesoricky sa v týchto horninách vyskytuje zoisit. Zirkón je v podobe okrúhlych alebo elipsovite obmedzených zrn, usporiadaný do paralelných prúžkov.

Príkladom mineralogického zloženia týchto hornín je analýza modálneho zloženia (vz. č. 19/77, (2) zo Stráňanského potoka (nadm. v. 610 m): kremeň — 48,99 %, plagioklas — 20,19 %, draselný živec — 15,69, biotit — 14,41.

Migmatity čiastočne strácajú pásikovú textúru, majú blastogranitovú, protoklastickú štruktúru. Hornina nadobúda takmer granitovú štruktúru, avšak na živcoch pozorovať jasné znaky blastického narastania. Majú viac-menej izometrické obmedzenie, laločnaté okraje. Obsahujú značné množstvo uzavrenín. Tieto typy migmatitov obsahujú mimo biotitu i malé množstvo novotvorených kryštálov muskovitu. Dominantnou zložkou v štruktúre sú živce, ktoré miestami vytvárajú veľké glomeroblasty, s hojnými uzavreninami kremeňa, sericitu, hematitu a biotitu. Medzi živcami bol rozlíšený oligoklas, ortoklas, mikropertit, v malom množstve nepremeňený mikroklin. Biotit jediný v štruktúre zachováva náznaky lineárneho usporiadania. Je značne rozložený, hlavne vybielený za vzniku hematitu. Kremeň vytvára nerovnomerne zrnitý granoblastický agregát, silne undulózne zhášajúci. Akcesórie: zirkón, ojedinele apatit a titanit. Veľmi hojné sú v štruktúre idiomorfne kryštály hematitu kovového vzhľadu.

Tabuľka 2 Príklady minerálneho zloženia valúnov migmatitov (stráňanské súvrstvie) vyjadrené v %

	23/77a (1)	19/77 (6)	23/77a (2)
kremeň	48,14	45,19	37,80
plagioklas	11,41	23,32	
draselný živec	6,81	19,91	54,10
mikropertit	29,49	1,13	
biotit	4,15	12,45	8,10

Zoznam lokalít analyzovaných vzoriek k tab. 2

23/77a (1) — migmatit — lok. Stráňanský potok, 120 m na Z od mosta

19/77 (6) — migmatit — lok. Stráňanský potok, 610 m n. m.

23/77a (2) — migmatit — lok. Stráňanský potok, 120 m na Z od mosta

Hematitizované vulkanity. Valúny tohto zloženia boli zistené na lokalitách v doline Medzihorský potok. Makroskopicky sú fialovočervenej farby, celistvé, takmer amorfnej štruktúry, s vyvetralými dutinami.

Štruktúra týchto hornín je mikroporfyrická. Základná časť štruktúry je tvorená silne hematitizovaným jemnozrnným materiálom, pôvodne najpravdepodobnejšie sklovitým. Pri jeho odsaklení došlo k odmiešaniu hematitu, v podobe množstva jemných zrníčok. V tejto jemnozrnej mase sú zachované drobné výrastlice kremeňa a kontúry po lištových kryštáloch plagioklasov a biotitu. Posledne spomenuté minerály boli úplne zmenené a nahradené jemnozrnnou sericitovou hmotou. Zostali zachované iba kontúry kryštálových tvarov a systémov štiepných puklín, potiahnutých jemným hematitovým pigmentom. Vzácne boli zistené prierezy, ktoré by podľa tvaru a systému puklín mohli zodpovedať amfibolu. Podľa petrografických kritérií klasifikačne zodpovedajú najpravdepodobnejšie dacitom.

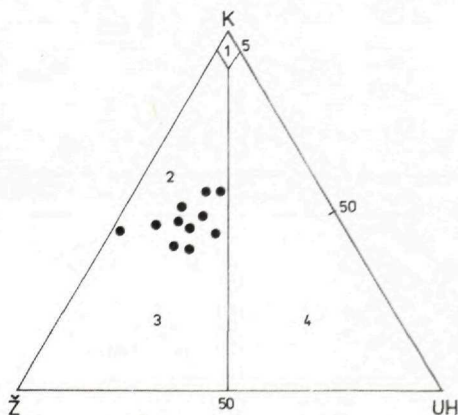
Metamorfované arkózové a živcové droby

Makroskopicky svetlošedé horniny, hrubozrnej, nerovnomerne zrnitej textúry. Textúra je masívna, slabo usmernená. Štruktúra pieskoviec je psefito-psamitová nerovnomerne zrnitá. Piesčité zrná sú ostrohranné, bez znakov opracovania.

Základnými minerálnymi zložkami sú: kremeň, plagioklasy, ortoklas, mikroklín, mikropertit, v rôznom stupni rozložený biotit. Medzi zrnami kremeňa absolútne prevládajú genetické typy magmatogénneho a kataklastického kremeňa. Živce sú sericitizované a kaolinizované. V úlomkoch draselných živcov sú často zachované grafické zrasty s kremeňom. Bežné sú prejavy kataklastickej deformácie živcov (segmentovité rozbitie, undulozita, ohýbanie dvojčatných lamiel plagioklasov). Zo sfudnatých minerálov je podradne zastúpený klastický muskovit. Medzi úlomkami hornín boli zistené granitoidy, migmatity a len veľmi vzácne kyslé vulkanity.

Akcesorické minerály: zirkón, rutil, turmalín, apatit, monazit. Základná hmota je z texturálneho hľadiska typu základného, metamorfe rekryštalizovaná. Mikrolepidogranoblastická štruktúra je zložená predovšetkým zo sericitu, kremeňa a drobných zrníek hematitu.

Priemerné minerálne zloženie piesčitej frakcie analyzovaných drob je nasledovné: 42 % — kremeň, 12 % — plagioklas, 20 % — draselný živec, 4 % — muskovit,



Obr. 6 Klasifikačný diagram pieskoviec strážanského súvrstvia podľa R. H. Dotta 1964)

5 % — biotit, 16 % — úlomky z granitoidov a migmatitov, 1 % — úlomky kyslých vulkanitov. Obsah rekrytalizovanej základnej hmoty je v priemere 28 %. V pieskovcoch, v ktorých sa relatívne zvyšuje obsah základnej hmoty, stúpa percentuálne zastúpenie klastickej sludy oproti ostatným zložkám [vz. č. 24/77, (2) v tab. 3].

V metamorfných živcových drobach sa oproti živcovému detritu zvyšuje obsah úlomkov z aplitových, resp. granitoidových hornín.

Príklady minerálneho zloženia arkózových a živcových drob sú uvedené v tab. 3.

Tabuľka 3 Mineralogické zloženie metamorfovaných arkózových a živcových drob stráňanského súvrstvia vyjadrené v %

	24/77 (1)	24/77 (2)	20/77b	25/77 (1)
kremeň	32,22	16,12	36,18	32,22
plagioklas	12,44	7,59	9,40	3,41
draselný živec	18,51	9,02	16,51	20,12
muskovit	1,04	6,65	2,59	1,45
biotit	1,70	7,23	0,87	0,97
úlomky granitoidov a migmatitov	7,75	7,02	8,93	19,25
úlomky kyslých vulkanitov	—	—	1,17	0,27
základná hmota	26,34	46,37	24,35	22,31

	19/77 (1)	34/77	26/77 (1)	26/77 (2)	17/77 (1)
kremeň	29,75	30,25	35,16	19,93	26,60
plagioklas	7,13	10,74	8,60	5,98	7,00
draselný živec	7,60	13,89	14,96	10,61	4,41
muskovit	1,39	-0,52	0,48	3,38	3,82
biotit	1,33	1,22	0,70	8,16	10,26
úlomky granitoidov a migmatitov	8,46	12,21	14,01	8,95	20,54
úlomky kyslých vulkanitov	1,11	—	0,48	0,35	0,77
základná hmota	43,23	31,17	25,61	45,64	26,60

Zoznam lokalít analyzovaných vzoriek v tab. 3

- 24/77 (1) — metamorfovaná arkózová droba — lok. Stráňanský potok, 150 m na SV od k. 781
 24/77 (2) — metamorfovaná arkózová droba — lok. Stráňanský potok, 350 m na SV od k. 781
 20/77b — metamorfovaná droba — lok. Stráňanský potok, 620 m n. m.
 25/77 (1) — metamorfovaná arkózová droba — lok. Stráňanský potok, 640 m n. m.
 19/77 (1) — metamorfovaná arkózová droba — lok. Stráňanský potok, 610 m n. m.
 34/77 — metamorfovaná arkózová droba — lok. Medzihorský potok, oblasť k. 675
 26/77 (1) — metamorfovaná arkózová droba — lok. Stráňanský potok, 200 m na VSV od k. 574
 26/77 (2) — metamorfovaná arkózová droba — lok. Stráňanský potok, 200 m na VSV od k. 574
 17/77 (1) — metamorfovaná živcová droba — lok. jv. od Kunerádu, Jedľoviny, v sedle na J od k. 957

Metamorfované piesčité ílovce

Sedimenty fialovošedej farby nerovnomerne zrnité. Percentuálne zastúpenie hrubo-piesčitej frakcie maximálne 30—40 %. Zloženie piesčitej frakcie — kremeň, plagioklas, draselný živec, klastické sludy. Pôvodne ílovitá hmota je metamorfne rekryštalizovaná, mikroepidogranoblastickej textúry, zložená z kremeňa, sericitu, hematitu. Akcesorické minerály: zirkón, apatit, rutil.

Príklady minerálneho zloženia metamorfovaných piesčitých ílovcov vyjadrené v %

	20/77a	25/77 (2)
kremeň	15,96	10,55
plagioklas	4,37	1,89
draselný živec	2,70	6,58
muskovit	7,16	5,34
biotit	4,11	9,59
úlomky granitoidov a migmatitov	6,36	3,38
rekryštalizovná ílová hmota	59,34	62,67

Lokalizácia vzoriek:

20/77 a — lok. Stráňanský potok, 620 m n. m.

25/77 (2) — lok. Stráňanský potok, 640 m n. m.

Pôvod klastického materiálu v sedimentoch stráňanského súvrstvia

Pieskovce stráňanského súvrstvia patria podľa zrnitosti škály medzi hrubo- a veľmi hrubozrnné variety. V množstve do 10 % zväčša obsahujú prímes neopracovaných úlomkov veľkosti do 1 cm. Z týchto dôvodov obsahujú opísané arkózové a živcové droby bežne i úlomky z granitoidov aplitoidného typu. Dominujúcou zložkou v nich sú okrem kremeňa živce, sprevádzané i kolisavou prímesou muskovitu a biotitu. Sú to sedimenty, ktorých pôvod podľa ich mineralogického zloženia môžeme jednoznačne odvodzovať od vynoreného starého granitoidného bloku. Tomuto názoru nasvedčuje i zloženie drobnozrnných a piesčitých zlepenčov, so zrnami veľkosti 0,5—1 cm, ktoré sú prevládajúcim typom sedimentov v stráňanskom súvrství a v ktorých úlomky hornín prevládajú nad zrnami živcov.

Medzi úlomkami hornín v drobnozrnných zlepenchoch a valúnmi veľkými 10—15 cm, ktoré sa ako prímes v týchto sedimentoch nachádzajú, boli zistené granitoidy zložením zodpovedajúce alkalickým žulám a adamelitu, tiež ich aplitoidné variety, migmatity, kremité a biotitické ruly s imbičnými živcami. Vo všetkých týchto typoch hornín boli zistené príznaky pneumatolytickej K-metamorfózy (vznik novotvarov, ortoklasu, mikroklínu, muskovitu; muskovitizácia živcov; symplektity muskovitu s kremeňom; baueritizácia biotitu a vznik veľkých kryštálov hematitu atď.).

Prevládanie draselných živcov nad plagioklasmi v živcovom detrite arkózových pieskovcov súhlasí so zložením granitov nájdených vo valúnovom materiáli.

Najbližšou oblasťou s výskytom granitoidných hornín s ktorou môžeme porovnávať detritus sedimentov stráňanského súvrstvia, je kryštalické jadro pohoria Malá Fatra. Naposledy bolo kryštalikum severovýchodnej a centrálnej časti Malej Fatry spracované autormi M. Ivanovom a L. Kamenickým (1957). Všetky poznatky o ňom boli všeobecne zhrnuté L. Kamenickým (1962 in M. Maheľ et al. 1962) vo vysvetlivkách k prehľadnej geologickej mape ČSSR list Žilina (1 : 200 000).

Podľa podrobných opisov hornín, ktoré sú uvedené v práci (M. Ivanov—L. Kamenický 1957), môžeme nájsť valúny granitoidov najlepšie porovnávať s „granitmi mladšej intruzívnej fázy“, alebo ako ich autori nazývajú podľa ich typického výskytu, s granitmi magurského typu. Ako uvádza L. Kamenický (1962 str. 45), „granity magurského typu vystupujú v Malej Fatre v hlavnom telese pozdĺžneho tvaru, orientovanom v smere V—Z, medzi údolím Stráňanského potoka a západným okolím údolia Oravy“. Niekoľko menších telies o ktorých sa autori domnievajú, že sú v hĺbke spojené, sa nachádza v sz. časti kryštalického jadra Malej Fatry.

V plášti granitov magurského typu spomenutí autori opisujú hybridné a oligoklasbiotitové granity a ďalej smerom na JV, na styku posledne menovaných granitov s kryštalickými bridlicami, zónu migmatitov a rúl s imbibičnými živcami. Charakteristickým znakom hybridných granitov a migmatitov sú intenzívne prejavy K-metasomatózy, ktoré majú podobné mineralogické prejavy ako autometamorfná premena v granitoch magurského typu (l. c.)

Podľa uvedených základných znakov predpokladáme, že klastický materiál, ktorý je v sedimentoch v súčasnosti odkrytých výskytov stráňanského súvrstvia, možno najpravdepodobnejšie odvodiť od magurského granitu a jeho bezprostredného plášťa, t. j. z granitoidného jadra Malej Fatry.

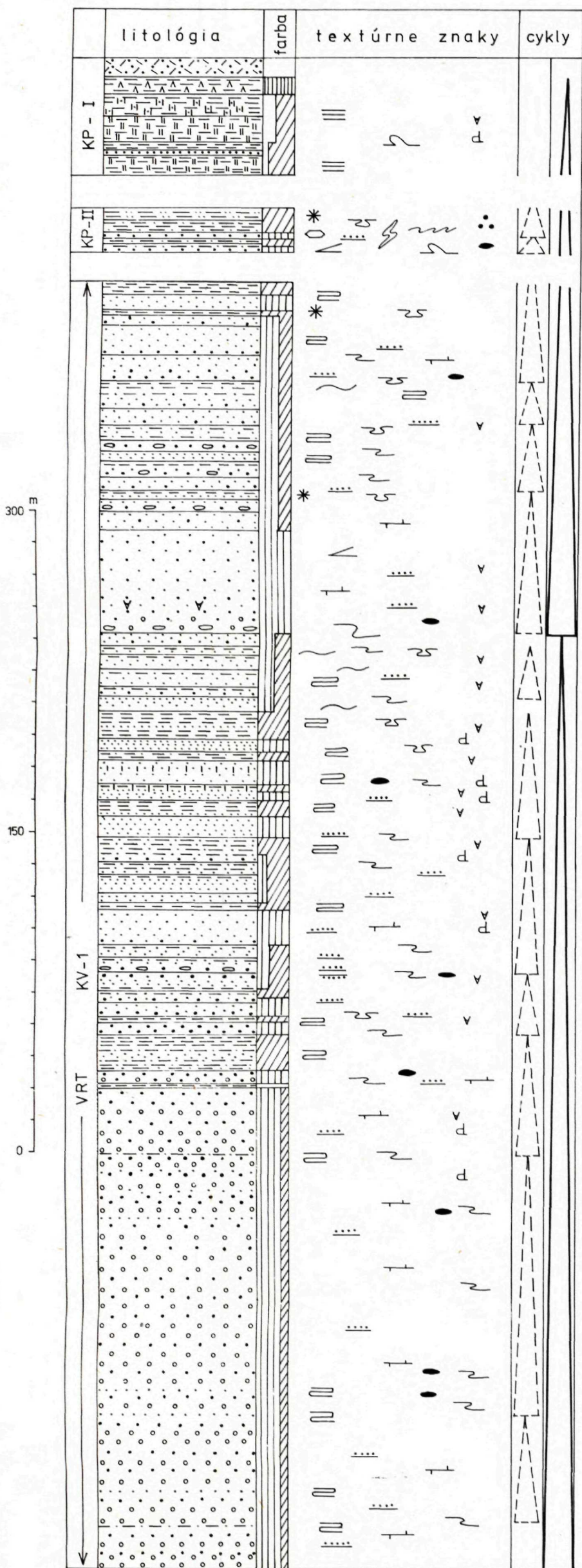
Charakteristika malužinského súvrstvia v Malej Fatre

Základným litologickým znakom malužinského súvrstvia v Malej Fatre, podobne ako na iných výskytoch v Západných Karpatoch, je pestrosť v zafarbení sedimentov a výrazné cyklické usporiadanie sedimentárnych telies. Chýba typický tretí znak malužinského súvrstvia — bázičný vulkanizmus. O jeho prítomnosti v priestore pôvodného sedimentačného bazénu však svedčí redeponovaný bázičný vulkanoklastický materiál, ktorý sa v opisovaných sedimentoch bežne nachádza vo forme detritu.

Malužinské súvrstvie bolo v Malej Fatre skúmané na povrchových výskytoch v lesnej ceste v pravom svahu doliny Porubského potoka (lok. KP-I, KP-II, 300 a 500 m na JJV od južného okraja obce Kamenná Poruba) a v profile vrtu KV-1 (dosiahnutá hĺbka 600 m), ktorý bol realizovaný v doline Porubského potoka, v blízkosti prirodzeného odkryvu KP-II. Schematizovaný prierez malužinským súvrstvom v Malej Fatre, zostavený na základe profilu vrtu KV-1 a priamo nadväzujúcich povrchových výskytov (KP-I a KP-II) je zobrazený na obr. 7.

Súvrstvie je zložené z dvoch veľkých cyklov. Prvý dosahuje hrúbku 436 m, pričom nebola prevítaná celá jeho bazálna časť. Spodná časť druhého cyklu vo vrte KV-1 dosahuje hrúbku 165 m. Jeho vrchná časť pokračuje na povrchu. Bola sledovaná v dvoch už zmienených povrchových výskytoch (KP-1, KP-II). Celková hrúbka

Obr. 7 Schematický litostratigrafický prierez malužinským súvrstvom v Malej Fatre zostavený na základe profilu vrtu KV-1 a povrchových výskytov (KP-I a KP-II) jv. od obce Kamenná Poruba



VYSVETLIVKY :

litológia :

- | | | |
|----|--|---|
| 1 | | 1 — valúny veľkosti 3—5 cm, |
| 2 | | 2 — drobnozrnne zlepenec, |
| 3 | | 3 — hrubozrnne pieskovce, |
| 4 | | 4 — strednozrnne pieskovce, |
| 5 | | 5 — jemnozrnne pieskovce, |
| 6 | | 6 — striedanie jemnozrnnych pieskovcov, bridlic a siltovcov, |
| 7 | | 7 — bridlice, siltovce, |
| 8 | | 8 — bridlice s medzivrstvičkami karbonátu, tiež s polohami karbonátových konkrécií, |
| 9 | | 9a — bridlice striedajúce sa s dolmitmi znečistenými klastickou prímesou,
9b — bridlice s polohami kalkarenitov, |
| 10 | | 10a — karbonátové pieskovce,
10b — pieskovce so sadrovcovým tmelom, |
| 11 | | 11 — pieskovce (kremenné droby) spodného triasu, |

farba :

- | | | |
|----|--|------------------------------|
| 12 | | 12 — žltosivá, sivobiela, |
| 13 | | 13 — zelenošedá, svetlošedá, |
| 14 | | 14 — červená, červenošedá, |
| 15 | | 15 — tmavofialová, |

textúrne znaky :

- | | | |
|----|--|---|
| 16 | | 16 — horizontálna laminácia, |
| 17 | | 17 — hrubá lavicovitost, |
| 18 | | 18 — gradačné zvrstvenie a — normálne, b — inverzné, |
| 19 | | 19 — nízkoškálové šikmé zvrstvenie, |
| 20 | | 20 — flaserovité a vlnité zvrstvenie, |
| 21 | | 21 — prúdové čeriny, |
| 22 | | 22 — textúry vtláčania, |
| 23 | | 23 — sklzové textúry, |
| 24 | | 24 — erózne rozmyvy, |
| 25 | | 25 — erózne rozmyvy väčších rozmerov, |
| 26 | | 26 — extrémna prímies klastickej sfudy, |
| 27 | | 27 — roje intraklastov červených bridlic a siltovcov, |
| 28 | | 28 — bioturbačné textúry, |
| 29 | | 29 — karbonátové konkrécie, |
| 30 | | 30 — odtlačky po dažďových kvapkách, |
| 31 | | 31 — diagenetické zhluky a žilky sadrovca, |
| 32 | | 32 — diagenetické zhluky a žilky dolomitu, |

cykly :

- | | | |
|----|--|--|
| 33 | | 33 — cykly nižšieho rádu (jednu značkou je v skutočnosti viac vyjadrených cyklov nad sebou), |
| 34 | | 34 — megacykly |

vrchnej časti druhého cyklu je odhadovaná na 250—300 m. Ak porovnáваме zistený prierez malužinským súvrstvom v Malej Fatre s typovým profilom v doline Ipolitica v Nízkyh Tatráh (A. Vozárová—J. Vozár 1981), môžeme uvažovať o tom, že v Malej Fatre bol zachytený na povrchu a vo vrte KV-1 úplný III. megacyklus a takmer úplný II. megacyklus. Či je hlbšie zachovaný i I-megacyklus malužinského súvrstvia alebo i časť nižnobocianskeho súvrstvia, nie je známe. Hrúbka jednotlivých megacyklov v Nízkyh Tatráh prevyšuje síce 500 m, avšak vrátane ich vulkanických členov. Samotné množstvo sedimentov v Nízkyh Tatráh, po odpočítaní masy vulkanických členov, je v priemere približne rovnaké alebo o niečo menšie ako na výskytoch v Malej Fatre (prirodzene v zodpovedajúcich úrovniach).

Vnútorňa skladba megacyklov v Malej Fatre má rovnaké znaky ako na typovom profile v Nízkyh Tatráh. To znamená:

a) výrazné zmenšovanie zrnitosti sedimentov smerom do nadložía (drobnozrnné zlepence, hrubozrnné pieskovce v spodnej časti; stredno- a jemnozrnné pieskovce a bridlice vo vrchnej časti megacyklov),

b) relatívne zmenšenie zrnitosti sedimentov a tiež zníženie v zastúpení množstva pieskovcov voči bridliciam vo vrchnom megacykle voči spodnému (teda v treťom voči druhému)

II. megacyklus v Malej Fatre — pieskovce — 70 %
bridlice — 30 %

III. megacyklus v Malej Fatre — pieskovce — 60 %
bridlice — 40 %,

c) megacykly sú zložené z množstva nad sebou sa opakujúcich sedimentačných cyklov nižšieho rádu, dosahujúcich bežne hrúbky 15—20 m, ojedinele 30—40 m (na obr. 8 sú vyznačené prerušovanou čiarou len schematicky, pretože podrobnejšie vyznačenie nedovoľovala zvolená mierka),

d) vo vrchných častiach megacyklov sa objavujú tenké polohy chemických sedimentov (karbonáty, dolomity, sadrovce), ktoré sú diageneticky prepracované a čiastočne pretransportované do okolitých sedimentov.

V malužinskom súvrství je všeobecne dobre zachované veľké množstvo textúrnych znakov. Podobne je tomu i u výskytov v Malej Fatre. Typy vrstevnatosti — masívna, horizontálna, gradačná, ojedinele flaserovitá a vlnitá. Zistené bolo i nízkoškálové šikmé zvrstvenie. Početné sú textúrne znaky, ktoré boli pozorované na povrchu vrstiev. Patria medzi ne prúdové čeriny, stopy po vtláčaní, ojedinele negatívy po dažďových kvapkách a tiež bahenné praskliny. Hojné sú deštruktívne textúry — erózne rozmyvy a rozmermi od nich väčšie erózne kanály, sprevádzané rojmi intraklastov.

V tenkovrstevnatých, rytmicky sa striedajúcich piesčito-bridličnatých sekvenciách vrchných častí megacyklov sú časté sklzové textúry. Na povrchových výskytoch boli pozorované stopy po bioturbačnej činnosti organizmov (nepravidelne orientované rúrkovité prierezy, často sú navzájom križujúce). Ich výplň má trochu odlišné zloženie ako hosťujúca hornina, obvykle bohatšia je na klastickú sľudu.

Osobitnú skupinu tvoria textúry, ktoré vznikli počas diagenetických procesov.

Patria sem predovšetkým karbonátové konkrécie, často usporiadané do paralelných pruhov.

Na zložení maluzinského súvrstvia sa podieľajú hlavne klastické sedimenty. Chemogénne sedimenty tvoria len malé percento.

Pieskovce sú najviac zastúpenou skupinou sedimentov. Všeobecne je možné medzi nimi vyčleniť arkózové a litické pieskovce. Arkózové pieskovce obsahujú v piesčitej frakcii v priemere 72 % kremeňa, 18 % živcov, 5 % klastickej sludy a 5 % úlomkov kyslých vulkanitov (felzitov). U skupiny litických pieskovcov sa zvyšuje obsah úlomkov vulkanitov a klastických slúd oproti živcom. Príklady mineralogického zloženia pieskovcov maluzinského súvrstvia v Malej Fatre sú uvedené v tab. 4. Zo štruktúrneho hľadiska môžeme u oboch skupín vyčleniť sedimenty s obsahom základnej hmoty pod 15 % — subarkózy, litické arenity a pieskovce s obsahom základnej hmoty nad 15 % — arkózové a litické droby. Oba genetické typy pieskovcov tvoria kontinuálny rad, ktorý je zložený z klastického detritu pochádzajúceho z dvoch odlišných zdrojov. Lokálne sa našli polohy pieskovcov, v ktorých sa výrazne zvyšuje mineralogická zrelosť, to znamená stúpa obsah zrn kremeňa oproti ostatným zložkám v piesčitej frakcii. Varujúca mineralogická a štruktúrna zrelosť pieskovcov je závislá na rýchlosti erózie, meniacej sa sile transportných činiteľov, celkovej dynamike oblasti znosu i sedimentácie a rade ďalších činiteľov.

Tabuľka 4 Príklady mineralogického zloženia pieskovcov maluzinského súvrstvia v Malej Fatre vyjadrené v %

Minerál	II-3	II-5	II-9	II-2	II-1	II-4
kremeň	67,46	51,00	45,23	45,91	44,36	40,41
živec	16,17	19,45	7,61	14,60	6,57	9,22
sluda	3,71	3,71	2,41	1,66	4,16	8,19
úlomky vulkanitov	1,26	4,65	3,42	5,13	1,54	11,24
základná hmota	10,94	21,18	41,32	32,51	40,87	30,94
autigénne živce	0,45	—	—	0,19	2,49	—

Lokalizácia analyzovaných vzoriek

II-3 subarkóza — lok. dol. Porubského potoka, cca 500 m na JJV od južného okraja obce Kamenná Poruba (v ďalšom lok. KP-II)

II-5 arkózová droba — lok. KP-II

II-9 arkózová droba — lok. KP-II

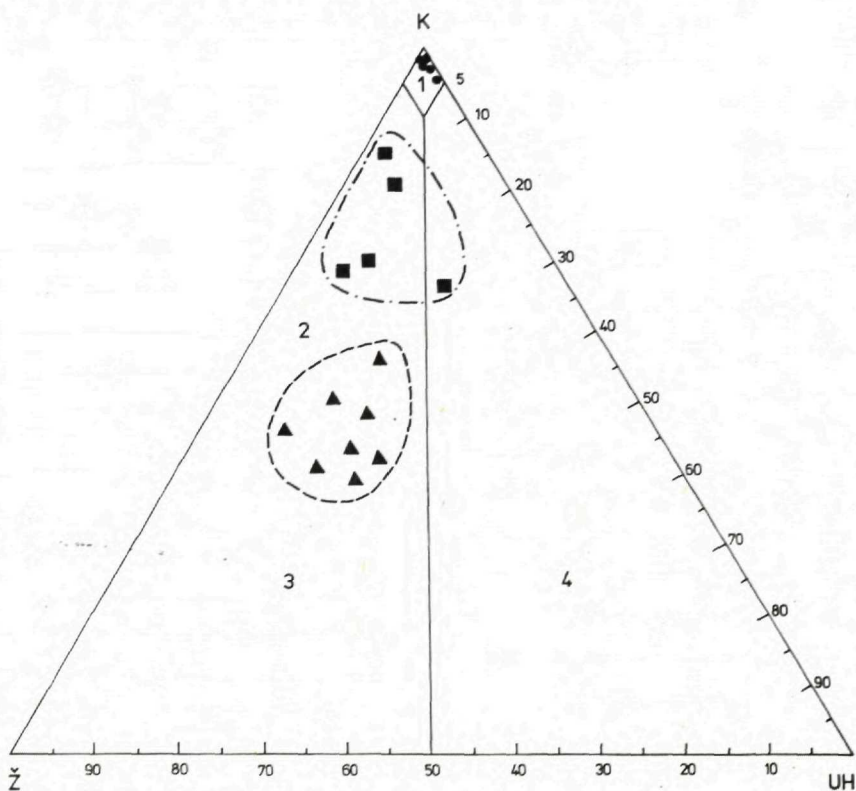
II-2 arkózová droba — lok. KP-II

II-1 arkózová droba — lok. KP-II

II-4 litická droba — lok. KP-II

Pestrejšie zloženie najmä úlomkov hornín majú drobnozrnne zlepence, skúmané predovšetkým v profile vrtu KV-1. Zloženie minerálnych zrn v nich sa oproti vyššie opísaným pieskovcom nemení. Výrazná zmena bola zistená predovšetkým v zložení úlomkov hornín, čo je priamo závislé na zmene veľkosti klastických častíc. Zloženie horninových úlomkov: granitoidy, plagioaplity, svory, biotitické ruly, žuloruly, sericitické fylity, hematit-sericitické fylity, muskovitické metakvarcity, hematitické

metakvarcity, metamorfované kremenné pieskovce, prekremenené kyslé metavulkanity. Mimo tejto pestrej škály hornín, ktorá reprezentuje extraformačný materiál, boli zistené úlomky intraformačného pôvodu. Patria k nim predovšetkým fragmenty červených bridlíc a siltovcov a vzácné zachované úlomky ružovosfarbených dolomitov (dolomit určený RTG, lab. GÚDŠ, analyz. R. Gavenda), ktoré boli redeponované v rámci vlastného sedimentačného bazénu. K tejto skupine patria i úlomky kyslých felzitov a intermediárnych až bazických vulkanitov, taktiež v prevahe sklovitého charakteru. Bazické sklovité vulkanity sú zmenené na limonit a chlorit. Len vzácné sú zachované kontúry po zmenených mafických mineráloch, v jednom prípade dokonca kryštál opacitizovaného olivínu. Je tu redeponovaný vulkanoklastický materiál zo synsedimentárnych vulkanických zdrojov.



1. Hronikum ■ perm (maluzinské súvrstvie)
 ● spodný trias
 2. Tatrikum ▲ perm (stráňanské súvrstvie)

Obr.8 Klasifikačný diagram (podľa R. H. Dotta 1964) pieskovcov maluzinského súvrstvia v Malej Fatre, v ktorom sú pre porovnanie zakreslené priemetné body pieskovcov stráňanského súvrstvia 1a — droby arkózové a litické z maluzinského súvrstvia, 1b — kremenné droby spodného triasu z nadožšia maluzinského súvrstvia, 2 — arkózové droby zo stráňanského súvrstvia

Osobitnú pozornosť si zasluhuje komplex pestrofarebných bridlíc, siltovcov a drobnozrnných pieskovcov, v ktorom sú tenké nepravidelné polohy znečistených sadrovcov-dolomitových sedimentov. Sú diageneticky prepracované a čiastočne pretransportované do výplne tenkých žiliek v okolitých sedimentoch. Dolomit a sadrovec sú často vo forme diagenetického tmelu v pieskovcoch. Miestami tvoria polohy, kde prevláda karbonát znečistený prímiesou ílovitých minerálov a piesčitých zrn. V ňom sú šošovky kryštalického sadrovca, prípadne vejárovitité kryštály celestínu. Svojimi štruktúrnymi znakmi, úzkou späťosťou s klastickými sedimentmi a s tým súvisiacim i silným „znečistením“ sú tieto evaporitové karbonáty najpravdepodobnejšie usadeniny efemerálnych jazier, pleyas v aridných oblastiach. Zlomky karbonátových konkrécií v červených bridliciach pripomínajú kaliče, vznikajúce v dôsledku silného vyparovania vo vrchných častiach aluviálnych cyklov aridných oblastí. Sprievodnými diagenetickými minerálmi evaporitových karbonátov sú autigénne albity v podobe kryštálov euhedrálneho tvaru.

Zhrnutie

Mladšie paleozoikum v Malej Fatre (časť Lúčanská Fatra) je zastúpené v dvoch tektonických jednotkách (A. Vozárová 1978).

V tatriku vystupuje perm ako súčasť obalovej série a buduje jadro antiklinálnej štruktúry Kozla. Je to súbor klastických sedimentov, ktoré označujeme ako stráňanské súvrstvie (A. Vozárová—J. Vozár 1980).

V hroniku sú mladopaleozoické, prevažne klastogénne, podradne i chemogénne sedimenty súčasťou bazálnej časti príkrovovej jednotky a na základe pozície a vzťahov voči nadložným horizontom triasu a hlavne ich celkovej litologickej a petrografickej povahy ich považujeme za súčasť malužinského súvrstvia a koreluje s II. a III. megacyklom v typovom profile doliny Ipoltica v Nízkych Tatrách.

Paleomagnetický výskum oboch súvrství preukázal rozdielne hodnoty rotácie. V malužinskom súvrství Malej Fatry sú základné paleomagnetické charakteristiky dobre korelovateľné s výsledkami z vrchných horizontov toho istého súvrstvia v Nízkych Tatrách (P. Muška—J. Vozár 1982).

Súhrnné porovnanie oboch súvrství

Stráňanské súvrstvie

1. cykličnosť chýba, alebo je vyvinutá len nevýrazne v rámci cyklov nižšieho rádu, aj to len v strednej a vrchnej časti súvrstvia; celková hrúbka nepresahuje viac ako 500 m;

Malužinské súvrstvie v Malej Fatre

1. cykličnosť výrazná, prejavená v rámci dokonale vyvinutých dvoch megacyklov, z ktorých každý dosahuje hrúbky do 500 m, a taktiež v rámci viacnásobne sa opakujúcich cyklov nižšieho rádu;

2. v celom profile stráňanského súvrstvia absolútne prevláda drobnozlepencový a hrubopiesčítý klastický materiál, s lokálnym zastúpením valúnov veľkosti 10—15 cm;

3. nevýrazné zmenšovanie veľkosti zrna smerom do vrchných častí súvrstvia, len v jeho najvrchnejšej časti s relatívne väčším množstvom nerovnomerne hrubých vložiek piesčitých bridlíc a ílovitých pieskovcov;

4. farba sedimentov v spodnej časti súvrstvia
fialovošedá — 25 %
zelenošedá, svetlošedá — 75 %
vo vrchnej časti súvrstvia
fialovošedá — 38 %
zelenošedá a svetlošedá
viac ako 62 %;

5. súvrstvie je tvorené len klastickými sedimentmi;

6. monotónnosť textúrnych znakov; prevládajú deštrukčné textúry — erózne rozmyvy, erózne kanály, ojedinele je zachované veľkoškálové planárne šikmé zvrstvenie;

7. úlomky hornín v hrubozrnnom detrite sú tvorené granitoidmi (alkalicnými žulami, adamelitmi) a ich aplitoidnými varietami, ďalej migmatitmi, kremitými a biotitickými rulami s imbičnými živcami;

2. drobnozrnné zlepenca a hrubozrnné pieskovce tvoria približne 30—40 % súvrstvia a vystupujú vždy len v bazálnych častiach megacyklov; ojedinelé valúny, ktoré sa v nich vyskytujú, nepresahujú veľkosť 5 cm;

3. výrazné zmenšovanie veľkosti zrna v rámci megacyklov a tiež cyklov nižšieho radu; vo vrchných častiach megacyklov polohy evaporitových karbonátov a v rámci cyklov nižšieho radu karbonátové konkrécie a vápenca kaliče;

4. farba sedimentov
II-megacyklus (spodný) —
40 % — červená, červenošedá
60 % — zelenošedá, svetlošedá
III-megacyklus (vrchný) —
60 % — červená, červenošedá
35 % — zelenošedá, svetlošedá
4 % — sivobiela, žltosivá
1 % — tmavofialová;

5. súvrstvie je tvorené klastickými sedimentmi s nízkym zastúpením chemogénnych sedimentov;

6. pestrá škála zachovaných textúrnych znakov;

7. úlomky hornín v hrubozrnnom detrite sú tvorené:

- a) granitoidmi a katametamorfnými kryštalickými bridlicami;
- b) mezo- a epimetamorfovanými kryštalickými bridlicami;
- c) úlomkami kyslých, intermediárnych a bazických vulkanitov, pochádzajúcich zo synsedimentárnych vulkanických centier;

8. pieskovce svojim zložením zodpovedajú arkózovým a živcovým drobám; sú mineralogicky a štruktúrne nezrelé; priemerný index zrelosti — 0,82;

9. sedimenty slabo alpínsky metamorfované; stupeň premeny zodpovedá spodnej časti fácie zelených bridlíc; spoločenstvo novotvorených nízkometamorfných minerálov — kremeň, sericit, turmalín, hematit, vzáčne rutil; klastické zrná sú slabo kataklasticky deformované;

10. klastický materiál pochádza z centrálnej časti kryštálického jadra Malej Fatry.

8. pieskovce svojim zložením zodpovedajú subarkózam, litickým arenitom, arkózovým a litickým drobám; vyznačujú sa vyšším stupňom zrelosti ako pieskovce stráňanského súvrstvia; priemerný index zrelosti = 3,31;

9. sedimenty postihnuté predovšetkým diagenetickými premenami; zachovaný chemický tmel — karbonátový, limonitový, kremitý, ílovitý; spoločenstvo novotvorených minerálov — illit — sericit, chlorit, karbonáty (kalcit, dolomit), autigénny albit; klastické zrná nie sú kataklasticky deformované;

10. klastický materiál pochádza: a) z bloku tvoreného granitoidmi a katabiotickými kryštálickými bridlicami; b) z bloku tvoreného mezo a epimetamorfovanými kryštálickými bridlicami; c) zo sedimentárnych vulkanických centier, podobne ako na ostatných výskytoch maluzinského súvrstvia v Západných Karpatoch.

Literatúra

- ANDRUSOV, D.—KUTHAN, M. 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska, list Žilina 4361/2, Práce SGÚ 10, Bratislava.
- ANDRUSOV, D.—KUTHAN, M. 1946: Podrobná geologická mapa čsl. republiky, Slovensko, list Rajec (4361—4). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1955: Reambulačné výskumy na liste 1:25 000 — Rajec (4361—4). Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, AP. 1863, Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1958: Geológia československých Karpát, I. diel, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—356.
- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát, II. diel, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—358.
- DOTT, R. H. 1964: Wacke, graywacke and matrices — What Approach to Immature Sandstone Classification? Jour. Sed. Petrology, 34, Tulsa, 625—632.
- DUROVIC, V. 1973: Petrografia permu a spodného triasu Malej Fatry. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- IVANOV, M.—KAMENICKÝ, L. 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštálinika Malej Fatry. Geol. Práce, Zošit 45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 189—212.

- IVANOV, M. 1977: Akumulácia rádioaktívnych prvkov v perme obalovej série Malej Fatry. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—25.
- MAHEL, M. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Žilina. Geofond — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—271.
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl. II., Západní Karpaty, 1, Ústř. Úst. geol., ČSAV, Praha, 1—723.
- MOLNÁROVÁ, M. 1973: Geologicko-tektonické pomery antiklinálneho pásma Kozla. Manuskript-archív Kat. geol. a paleont. PFUK, Bratislava, 1—70.
- MUŠKA, P.—VOZÁR, J. 1982: Paleomagnetic character of the Late Paleozoic in lithological profiles of Geotraverse „C“ (West Carpathians, Czechoslovakia). IGCP-5, Newsletter 4, Edit.: F. P. Sassi, Padova, 52—55.
- RAKÚS, M. 1973: Vysvetlivky k základnej geol. mape ČSSR, M=1:25 000, listy Rajecká Lesná a Valča. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, AP. 5179, Bratislava, 1—70.
- STRECKEISEN, A. 1967: Classification and nomenclature of igneous rocks. N. Jhrb. Miner. Abh. Bd. 107, N 2, Stuttgart, 1—144.
- ŠTÚR, D. 1860: Bericht über die geologische Aufnahme des Wassergebietes der Waag u. Neutra. Jahrb. d. geol. Reich. 11, Wien, 17—149.
- VOZÁROVÁ, A. 1978: Dva typy permu v Malej Fatre. Miner. Slov. ALFA, 10/3, Bratislava, 277—282.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1980: Výskum mladšieho paleozoika veporika a tatrika. Časť Malá Fatra. Čiast. záv. správa. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Geofond, Bratislava, 1—34.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1981: Litostratigrafická charakteristika mladšieho paleozoika hronika. Mineralia slov., 13, 5, ALFA, Bratislava, 385—403.

Anna Vozárová—Jozef Vozár

New information on Late Paleozoic in Malá Fatra Mts.

Summary

In the Malá Fatra Mts. (NW Slovakia) are tectonic units of the Tatricum, Fatricum and Hronicum in the sense of a division by D. Andrusov—J. Bystrický—O. Fusán (1973).

The Late Paleozoic in the Malá Fatra Mts. (the area of Lúčanská Fatra) is represented in two tectonic units (A. Vozárová 1978). In the Tatricum the Permian is a part of the mantle series and builds up the core of the anticlinal structure of Kozol (D. Andrusov 1958). It is a complex of clastic sediments, denoted as the Stráňany Formation (A. Vozárová—J. Vozár 1980). In the Hronicum the mostly clastogenic, partly chemogenic sediments are in the basal part of the nappe unit, so on the basis of their position and relation to the overlying Triassic levels, and particularly on the basis of the lithological and petrographical character they are regarded a part of the Malužiná Formation and correlated with the IInd and IIIrd megacycles in the type profile of the Ipoltica valley in the Nízke Tatry Mts. (A. Vozárová—J. Vozár 1981).

A complex characteristic of the Stráňany and the Malužiná Formations

The Stráňany Formation

1. Cyclical character of deposition is missing, or inconspicuous within cycles of lower orders only in the middle and upper parts of the formation; total thickness does not exceed 500 m.
2. In the entire profile of the Stráňany Formation absolutely dominant are microconglomeratic and coarse-sandy clastic materials with local presence of pebbles ranging from 10 to 15 cm in size.
3. Slight fining upward, with more, unevenly thick intercalations of sandy shales and clayey sandstones.

4. Colour of sediments in the lower part of the formation — violetgrey — 25 %, greengrey, lightgrey — 75 % in the upper part of the formation — violetgrey — 38 %, greengrey and lightgrey — more than 62 %.

5. The formation consists solely of clastic sediments.

6. Monotonous structural characters; destruction structures like erosive wash-outs erosive channels are dominant, largescale planar cross-bedding is scarcely preserved.

7. Rock fragments in coarse-grained detritus consist of granitoids (alkalic granites, adamellites) and their aplitoid varieties, migmatites, quartzose and biotite gneisses and imbibition feldspars.

8. The composition of sandstones corresponds to that of arkose- and feldspar graywackes; they are mineralogically and structurally immature; the average maturity index is 0,82.

9. Slightly alpine-metamorphosed sediments; the metamorphosis grade corresponds to the lower part of the green-schist facies; the association of new-formed low-grade metamorphosed minerals — quartz, sericite, tourmaline, hematite, scarce rutile, clastic grains are slightly kataclastically deformed.

10. Clastic material comes from the central part of the crystalline core of the Malá Fatra Mts.

The Malužiná Formation in the Malá Fatra Mts.

1. Conspicuous cyclical character of deposition within two complete megacycles, ranging to 500 m in thickness, and with repeating cycles of lower orders.

2. Micro-grained conglomerates and coarse-grained sandstones form 30—40 % of the formation. They are only in basal parts of megacycles; scarce pebbles do not exceed 5 cm in size.

3. Intense fining upward in megacycles and in cycles of lower orders, in upper parts of megacycles are layers of evaporite carbonates; in cycles of lower orders are carbonate concretions and muddy limestones.

4. Colour of sediments IInd megacycle (lower) — 40 % — red, redgrey, 60 % — greengrey, lightgrey; IIIrd megacycle (upper) — 60 % — red, redgrey, 35 % greengrey, lightgrey, 4 % greywhite, yellowgrey, 1 % darkviolet.

5. The formation consists of clastic sediments with scarce chemical sediments.

6. Varied scale of preserved structural characters.

7. Rock fragments in coarse-grained detritus consist of: a) granitoids and katametamorphic crystalline schists, b) meso- and epimetamorphosed crystalline schists; c) fragments of acid intermediary and basic volcanites originating in syndimentary volcanic centres.

8. The composition of sandstones corresponds to that of subarkoses, lithic arenites, arkosic and lithic graywackes; their maturity index is higher than that of the Stráňany Formation sandstones; the maturity index = 3,31.

9. Sediments mostly affected by diagenetic alterations; preserved carbonate, limonite, quartzose, clayey chemical binder; the association of new-formed minerals—illite, chlorite, carbonates (calcite, dolomite), autigene albite; clastic grains are not kataclastically deformed.

10. Clastic material comes from: a) a block of granitoids and katametamorphosed crystalline schists; b) a block of meso- and epimetamorphosed crystalline schists; c) from syndimentary volcanic centres; like in other occurrences of the Malužiná Formation in the West Carpathians.

Explanations of text-figures 1—8

Fig. 1 Lithostratigraphical scheme of the Stráňany Formation.

1 — pebbles 10—15 cm in size, 2 — pebbles to 10 cm in size, 3 — fine-grained conglomerates, 4 — extremely coarse-grained sandstones, 5 — sandy shales and clayey sandstones with coarse grains admixture

Fig. 2. Lithological profile of the lower part of the Stráňany Formation, loc. Stráňanský potok valley
Lithology: 1 — conglomerates with pebbles 10—15 cm in size, 2 — conglomerates with pebbles to 10 cm in size, 3 — micro-grained conglomerates, 4 — extremely coarse-grained sandstones; colour: 5 — greengrey, lightgrey, 6 — violetgrey, stratification: 7 — massive, 8 — gradation according to grain size shales, structural characters: 9 — erosive washouts, 10 — intraclasts of violet shales and siltstones

Fig. 3 Lithological profile of the central part of the Strážany Formation, loc. Strážanský potok valley
1 — pebbles to 10 cm in size, 2 — fine-grained conglomerates, 3 — extremely coarse-grained sandstones, 4 — sandy shales and clayey sandstones with coarse grains admixture. Colour: 5 — greengrey, lightgrey, 6 — violetgrey, structural characters: 7 — erosive washouts, 8 — channels, 9 — horizontal stratification, 10 — graded bedding, 11 — cross-bedding (to 2 cm), 12 — large-scale cross-bedding (above 2 m), 13 — intraclast of violet shales and siltstones, 14 — vague sedimentation cycles.

Fig. 4 Clastic material transport direction determined on the analysis of cross-bedding in the Strážanský potok valley

Fig. 5 Classification diagram QAP by A. Streckeisen (1967)
1 — granite pebbles; 2 — migmatite pebbles

Fig. 6 Classification diagram of sandstones of the Strážany Formation (according to R. H. Dott 1964)

Fig. 7 Schematical lithostratigraphical section of the Malužiná Formation in the Malá Fatra Mts., based on the profile of the borehole KV-1 and surficial occurrences (KP-I and KP-II) S of the village Kamenná Poruba

Lithology: 1 — pebbles 3—5 cm in size, 2 — micro-grained conglomerates, 3 — coarse-grained sandstones, 4 — mediumgrained sandstones, 5 — fine-grained sandstones, 6 — alternation of fine-grained sandstones, shales and siltstones, 7 — shales, siltstones, 8 — shales with intercalations of carbonates and layers of carbonate concretions, 9a — shales alternating with dolomites contaminated by a clastic admixture, 9b — shales with calcarenite layers, 10a — carbonate sandstones, 10b — sandstones with gypsum binder, 11 — Lower Triassic sandstones (quartz graywackes), colour: 12 — yellowgrey, greywhite, 13 — greengrey, lightgrey, 14 — red. redgrey, 15 — darkviolet, structural characters: 16 — horizontal lamination, 17 — thick banking, 18 — graded bedding, a — normal, b — inverted, 19 — small-scale cross-bedding, 20 — flaser- and undulatory bedding, 21 — current ripples, 22 — impact structures, 23 — slump structures, 24 — erosive channels, 25 — larger erosive channels, 26 — extreme admixture of clastic mica, 27 — swarms of red shales and siltstones intraclasts, 28 — bioturbation structures; 29 — carbonate concretions, 30 — rain-drop impacts, 31 — diagenetic clusters and gypsum veinlets, 32 — diagenetic clusters and veinlets of dolomite, cycles: 33 — lower order cycles (one mark actually denotes several cycles above one another), 34 — megacycles

Fig. 8 Classification diagram (according to R. H. Dott 1964) of the Malužiná Formation sandstones in the Malá Fatra Mts. The diagram also comprises projection points of the Strážany Formation sandstones 1a — arkosic and lithic graywackes of the Malužiná Formation, 1b — quartz graywackes of the Lower Trias from the overlier of the Malužiná Formation, 2 — arkosic graywackes of the Strážany Formation

Explanations of text-tables

Table 1 Mineralogical characteristic of pebbles of kataclased granitoids (the Strážany Formation) in %.

Table 2 Mineralogical composition of migmatite pebbles (Strážany Formation) in %.

Table 3 Mineralogical composition of metamorphosed arkosic and feldspar graywackes of the Strážany Formation in %.

Table 4 Mineralogical composition of the Malužiná Formation sandstones in the Malá Fatra Mts. in %.

Geological Map of Lúčanská Fatra Mts. between Túrsky and Porubský potok (brooks) (compiled by J. Vozár 1980)

Explanations

Covering formations

Quaternary: 1 — deluvial sediments, 2 — debris, debris cones, fluvial sediments.

Hronicum

Mesozoic: 3 — light-grey dolomites (Middle — Upper Trias), 4 — dark-grey bank limestones and schist. limestones (Middle Trias), 5 — formation of vari-coloured schistose sandstone, sandy and clayey shales with layers of light marly limestones (Lower Trias), 6 — micro- and medium-grained bank quartz sandstones with red shales intercalations in places (Lower Trias)

Late Paleozoic — Permian: 7 — cyclical formation of sandstones with pebbles, sandy conglomerates, siltstones, sandy and clayey shales, aleurites with intercalations of evaporites and carbonates, local layers with basic volcanoclastic material (Malužiná Formation)

Fatricum

8 — Mesozoic, undivided in map

Tatricum

Mesozoic: 9 — grey bank- and massive limestones, partly crushed dolomitic limestones, graywackes (Middle Trias), 10 — grey dolomites, partly intensely crushed, graywackes, (Middle Trias), 11 — vari-coloured formation of clayey and sandy schists, schistose sandstones (Lower Trias), 12 — coarse- and mediumgrained quartz sandstones, with quartz pebbles in some places (Lower Trias)

Late Paleozoic — Permian: 13 — polymict conglomerates, sandy conglomerates, sandstones (Stráňany Formation)

Crystalline complex: 14 — granitoid crystalline complex, undivided in map

Other explanations

15 — faults, presumable and covered faults, 16 — overthrust line of the Hronicum, 17 — overthrust line of the Fatricum, 18 — locality of borehole KV-1 SE of Kamenná Poruba in the Porubský potok (brook) valley, 19 — stratification, bed schistosity

Translation: E. Jassingerová

Ján Mello—Rudolf Mock—Eva Planderová—Ludovít Gaál

Nové stratigrafické poznatky o meliatskej skupine

10 obr. v texte, 6 fotogr. tab. (I—VI), anglické resumé

Abstract. New Stratigraphical Data on the Meliata Group

The Triassic age of the slightly metamorphosed Meliata Group has been confirmed at more than twenty localities by means of conodonts, sporomorphs, acritarchs and radiolarians in the last eight years. These results contribute a great deal to stratigraphical reconstruction of individual columns and occurrences of the group. Thus a more exact basis for tectonic interpretation and paleogeographical reconstruction of extremely complicated zone of the innermost West Carpathians is given.

Úvod

Od nálezu prvých stratigraficky cenných skamenelín (konodontov) v metamorfovaných horninách meliatskej skupiny (H. Kozur—R. Mock 1973 a, b), ktoré vyvolali zásadnú zmenu tektonických interpretácií najjužnejších zón Západných Karpát (D. Andrusov 1975, M. Maheľ 1975 a i.), uplynulo 9 rokov. Odvtedy počet nových nálezov a lokalít síce pomaly, ale neustále rastie. Účelom tohto príspevku je oboznámiť s nimi geologickú verejnosť.

Okrem konodontov sú stratigraficky cenné i nálezy sporomorf a akritarch a v ostatnej dobe i rádiolárií. Stratigrafický význam ostatných nájdených skamenelín (sklerity holotúrií, lastúrniky, ihlice húb, globochéty a i.) je zatiaľ minimálny.

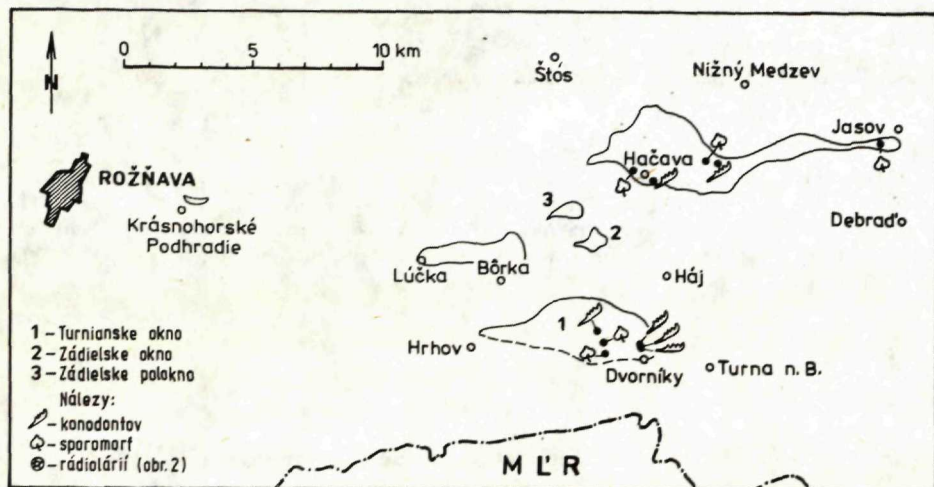
Stručná charakteristika meliatskej skupiny

Termínom meliatska skupina sa dnes označuje neobyčajne pestrý súbor slabšie i silnejšie metamorfovaných, len ojedinele nemetamorfovaných sedimentárnych i vulkanických hornín triasového a zda i jurského veku, ktoré sa v Slovenskom krase a v južnej i západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria vynárajú v tektonických oknách alebo poloknách spod silického príkrovu a (alebo) vo forme tektonických šupín spočívajú na paleozoických komplexoch.

RNDr. J. Mello, CSc., RNDr. E. Planderová, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava; RNDr. L. Gaál, Geologický prieskum, geologická oblasť, 048 01 Rožňava, RNDr. R. Mock, Katedra geológie a paleontológie PFUK, Mlynská dolina 19, 814 50 Bratislava

Meliatsku skupinu okrem toho v spomenutej oblasti a v severnej časti Rimavskej kotliny zastihli i početné vrty a to pod silickým príkrovom, prípadne pod neogénnym a kvartérnym sedimentárnym pokryvom.

Meliatska skupina je podľa všetkého prítomná i v údolí Bodvy a v Rudabánskom pohorí na príľahlom maďarskom území.



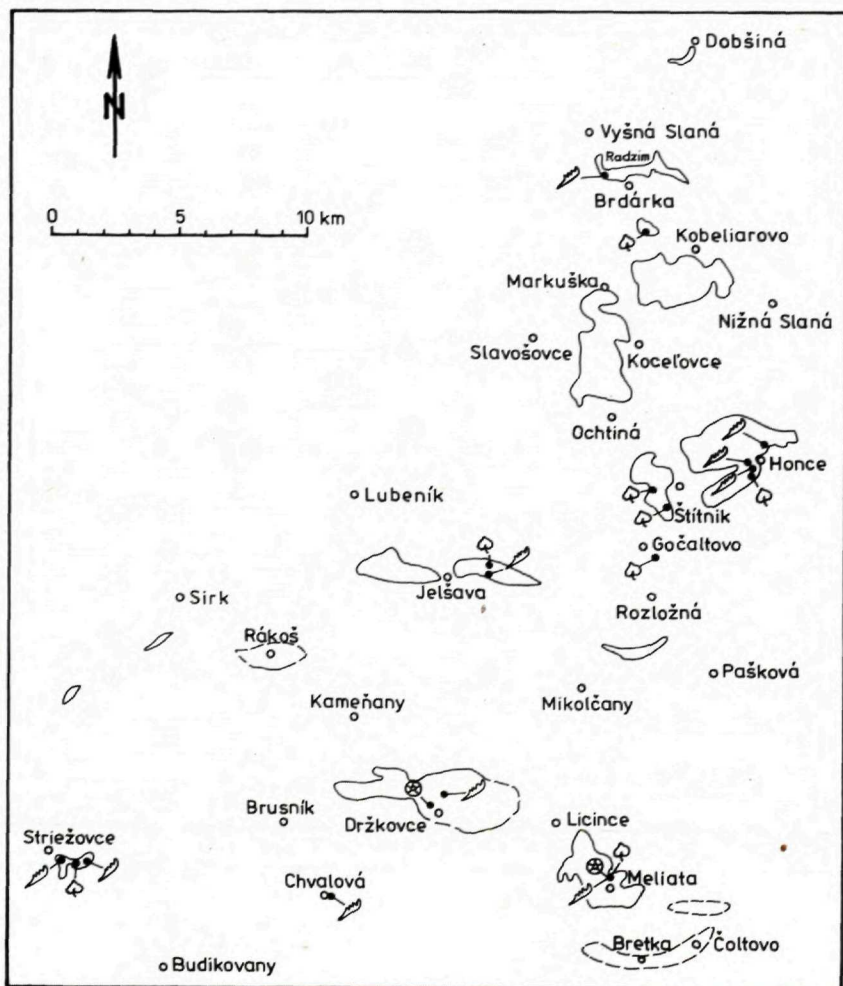
Obr. 1 Výskyty meliatskej skupiny vo východnej časti Slovenského krasu

Do meliatskej skupiny dnes zaraďujeme na území ČSSR nasledovné výskyty (obr. 1, 2): územie medzi Jasovom a Hačavou, zádielske okno a polokno, okolie Lúčky a Bôrky, Krásnohorské Podhradie, turnianske okno, výskyty patriace držkovsko-meliatskemu oknu (okolie Držkoviec, Meliaty, Bohúňova—Tíby a Čoltova—Bretky), výskyty medzi Striežovcami a Hrušovom, pri Rovnom a Poproči, v okolí Rákoša, na severných svahoch Troch Peniažkov a Slovenskej skaly pri Jelšave, sv. od Mikolčian, v okolí Rozložnej a Štítnika, v okolí Honcov, Petrova, Nižnej Slanej, Kobeliarova, Ježovca, pod Radzimom a južne od Dobšinej. Otvorenou otázkou zostáva zaradenie dúbavského súvrstvia na Ždiari a ochtinskej Dúbrave, ktoré sa v poslednej dobe tiež zaraďuje do meliatskej skupiny, avšak jeho triasový vek zatiaľ nebol preukázaný (F. Marko 1981, I. Račko 1981).

Úroveň spracovania jednotlivých výskytov je rôzna. Na niektorých lokalitách bol pomocou konodontov, palinológie, či litologických porovnávacích metód rozšifrovaný takmer celý vrstevný sled alebo jeho podstatná časť (napr. typová lokalita Meliata, Turnianska kotlina, severné svahy Plešivskej planiny, severné svahy Slovenskej skaly a výskyty pri Striežovciach). Na mnohých lokalitách pri nedostatku skamenelín a pri dosť silnej metamorfóze nebolo dosiaľ možné rozhodnúť, či ide o súvislé vrstevné sledy alebo tektonické opakovanie šupín. Šupinovitá stavba je však charakteristická pre meliatsku skupinu na väčšine výskytov (v okolí Hačavy bolo zistených 4—5 kulisovite zoradených šupín, v turnianskom okne 2, v okolí Honcov pravdepodobne 3—4, v okolí Jelšavy 2, v nižnoslanskej depresii 2—3 atď.).

Jednotlivé šupiny majú často v rovnakom stratigrafickom rozpätí odlišné vrstevné sledy.

Pre časť meliatskej skupiny znázornenú na geologickej mape Spišsko-gemerského rudohoria 1 : 50 000 (J. Mello in Š. Bajanič a kol. 1979) bol zostavený generalizovaný vrstevný sled. Tento spôsob je však pre bližšie poznanie meliatskej skupiny nevyhovujúci. Treba analyzovať vrstevné sledy jednotlivých šupín a výskytov, odlišovať jednotlivé za sebou idúce alebo vedľa seba stojace súvrstvia. Je pravdepodobné, že v rámci terajšej meliatskej skupiny opisujeme súbory, ktoré v skutočnosti patria dvom alebo trom skupinám (už I. Varga 1977, s. 318, v rámci komplexu meliatskej série odlišuje dve nezávislé súvrstvia). Na ilustráciu možno uviesť



Obr. 2 Výskyt meliatskej skupiny v západnej časti Slovenského krasu a v jz. časti Spišsko-gemerského rudohoria

diametrálne odlišné vrstevné sledy z typovej lokality v Meliate bez produktov vulkanickej činnosti a napr. z okolia Hačavy, Bôrky a Ždiaru s ohromným množstvom produktov vulkanickej činnosti. Cenným indikátorom paleogeografickej, litostratigrafickej i tektonickej príslušnosti budú zrejme spodnotriasové súvrstvia. Ich charakter je odlišný podľa toho či pochádzajú z nadložia permských zlepcov, či pieskocov gočaltovskej skupiny, alebo či pochádzajú z bázy meliatskej skupiny (zatiaľ bez známeho permského podložia).

Nové stratigrafické poznatky

V tejto časti uvedieme charakteristiku tých výskytov meliatskej skupiny, ktoré poskytli nové stratigrafické poznatky.

Aby bol zoznam úplný, treba k nim pripočítať ešte staršie palinologické datovania bridlíc meliatskej skupiny Ž. Ilavskej (1964) z vrto VB-1 až VB-20 južne od Meliaty a od Šankoviec.

Cenné sú tiež údaje o najpravdepodobnejšie permskom veku evaporitov z vrtu G-26 Strelnice získané pomocou izotopových analýz síry (J. Kantor 1975).

Meliatska skupina na typovom profile v Meliate

Typovým profilom meliatskej skupiny je dobre odkrytý profil na ľavom brehu rieky Muráň severne od meliatskeho mlyna. Tu bol prvýkrát preukázaný jej triasový vek (H. Kozur—R. Mock 1973 a, b).

Profil a nálezy konodontov opísal najmä R. Mock (1975, 1979, 1980, s. 138—141). Profil podľa posledne uvedenej práce zahŕňa vrstvy od spodného anisu až po 2 lias.

Na niektoré nezrovnalosti pri doterajšom stratigrafickom štúdiu „typického profilu meliatskej série“ poukázal J. Bystrický (1981). Podrobný opis typového profilu (s pokusom odstrániť nezrovnalosti) bude predmetom osobitného príspevku.

Na palinologické spracovanie typového profilu odobral prvýkrát vzorky už v roku 1968 J. Mello a P. Snopková. Získané spoločenstvo však nepostačovalo na vekové určenie.

Až vzorky 1—8/75 odobraté E. Planderovou z tmavošedých bridlíc poskytli veľmi dobre zachované spórovo-peľové spoločenstvo a akritarchy. Pozitívne vzorky sú zo spodnej časti profilu. Poukazuje to podľa nej na skutočnosť, že sedimenty sú takmer nemetamorfované, resp. slabo metamorfované.

Spoločenstvo sporomorfov je nasledovné:

Verrucosporites thuringicus Mädlér, *Ovalipollis ovalis* Krutsch., *Constatisulcites ovatus* Scheuring, *Cordaitina major* Pautsch, *Chordasporites singulichorda* Klaus, *Cyclotriletes margoritatus* Mädlér, *Striatites minor* Klaus *Duplicisporites granulatus* Kreusel et Leschik, *Concentricisporites nevesi* Antonescu, *Triadispora crassa* Klaus, *Triadisporites raeticus* Schulz, *Nevesisporites cf. lubicus*

Orlowska, *Alisporites grauvogeli* Klaus, *Quadrisporites horridus* (Henn.) Pot. Lele, *Apiculatisporites parvispinosus* (Leschik) Schulz, *Lycopodiumsporites jenensis* Reinhardt, *Lophotriletes triplanus* Mädlar, *Psilomonosporites cochecensis* Jain, *Kreuselisporites cuspidus* Balme, *Cyclogranisporites cf. rugosectatus* Pautsch, *Minutisaccus schizeatus* Mädlar, *Woltziaesporites cf. heteromorpha* Klaus, *Elipsosaccus subcarpaticus* Pautsch, *Monosulcites perforatus* Mädlar, *Cymatiosphaera* sp., *Domasiella* sp.

Okrem uvedených sporomorf je vo vzorkách veľmi hojne zastúpený morský planktón, ktorý pre množstvo doteraz neznámych druhov nie je bližšie zhodnotený. Patrí však do rodov *Tasmanites* div. sp., *Hystriochosphaeridae* div. sp. Typické druhy sú na tab. I).

Všetky vyššie uvedené druhy poukazujú na stredotriasový vek až bázu vrchného triasu (ladin — báza karnu. Spoločenstvo sporomorf sa podľa doterajších poznatkov v najvyššej časti karnu, resp. v noriku a v réte už nevyskytuje. Proti zaradeniu skúmaných sedimentov do tohto úseku svedčí i úplný nedostatok noricko-rétskych druhov mikroflóry.

Územie medzi Hačavou a Jasovom

Ide o plošne najrozsiahlejší výskyt meliatskej skupiny. Najmä v severnom okolí Hačavy (Jelení vrch, Špičák, Banská) sa nakopili šupiny budované triasovými horninami. Hoci stratigrafia nie je zatiaľ podrobne doriešená, ukazujú sa dosť veľké faciálne rozdiely oproti typovej lokalite v Meliate — predovšetkým v mohutnom zastúpení bázických vulkanických hornín (zmenených v glaukofanity) a v neprítomnosti, prípadne v netypickom vývoji pelagických karbonátov.

Je to jedno z najvhodnejších území pre riešenie vzťahu gočaltovskej a meliatskej skupiny. Napriek tomu tu (ale aj inde) nie je zatiaľ vyriešený problém, či obe skupiny patria k jednej tektonickej jednotke — gemeriku, alebo či meliatska skupina patrí k inej tektonickej jednotke.

Takáto tektonická jednotka ešte dosiaľ nebola dostatočne presne definovaná, ale už pre ňu poznáme prinajmenej štyri názvy (bukovikum, M. Maheľ 1975, s. 40; bodvikum, J. Mello—P. Reichwalder 1978, s. 41; meliatsky príkrov, P. Grecula—I. Varga 1979, obr. 2, 3; príkrov Bôrky, B. Leško—I. Varga 1980).

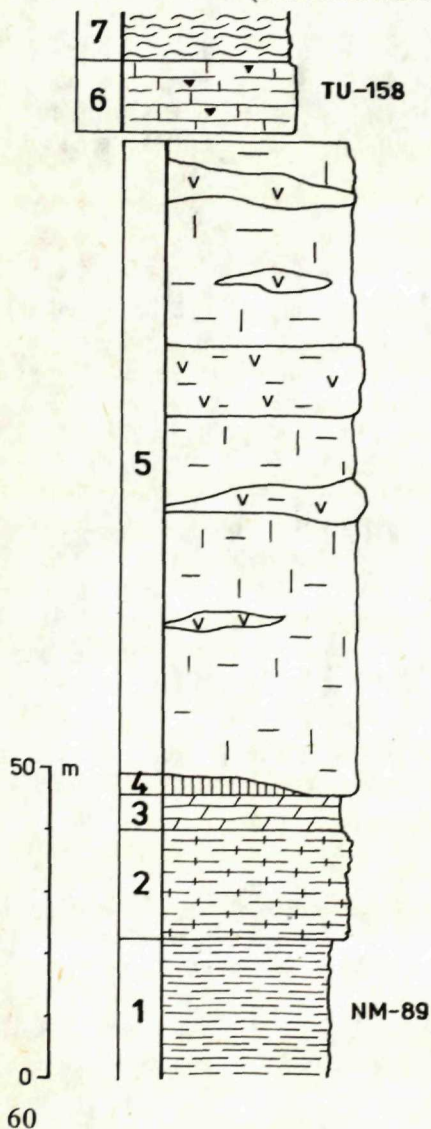
P. Reichwalder (1969, 1973, tiež in J. Ivanička a kol. 1972) predpokladá, napriek tektonickej pozícii meliatskej skupiny na gočaltovskej, pôvodne plynulý vývoj z jednej do druhej a za spojovací článok pokladá súvrstvie piesčitých kryštálických vápencov v najvyššej časti gočaltovskej skupiny i tmavé bridlice s lavicovitými polohami tmavosivých až modrosivých kryštálických vápencov na báze meliatskej skupiny.

Stratigrafická pozícia oboch súvrství dosiaľ nie je spoľahlivo preukázaná, ani tento názor potvrdený.

U tmavých bridlíc meliatskej skupiny v Šugovskej doline E. Planderová (1980, s. 123) síce predbežne preukázala spodnotriasový vek, na druhej strane jej však na viacerých miestach (okolie Štítnika, Drnavy) vyšiel spodno- až strednotriasový vek niektorých členov gočaltovskej skupiny (E. Planderová l. c., obr. 3). Ak by sa

preukázal spoľahlivo stredotriasový vek, potom meliatska skupina nemôže pochádzať z nadložia skupiny gočaltovskej.

V meliatskej skupine medzi Hačavou a Jasovom sa našli skameneliny na piatich lokalitách (na dvoch konodonty a na troch peľové zrná). K vrstvám, v ktorých sa skameneliny našli, možno približne stratigraficky zaradiť i šedé a žltkavé dolomity (anis), zelenkasté bridličnaté vápence s medzivrstvičkami chloritických bridlíc (spodný trias) a tmavé lavicovité zrnité vápence z nadložia dolomitov (anis). Pre svetlé kryštalické vápence vychádza vek (vyšší) anis—ladin, miestami až karn. Pre bazické výlevné horniny (pozdajšie zmenené v glaukofanity) synchronne s vyššími časťami karbonátov (P. Reichwalder 1970) vychádza teda vek ladin-karn (obr. 3).



Gladigondolella tethydis
Enantiognathus ziegleri
Gondolella polygnathiformis
Gondolella navicula
Metapolygnathus sp.

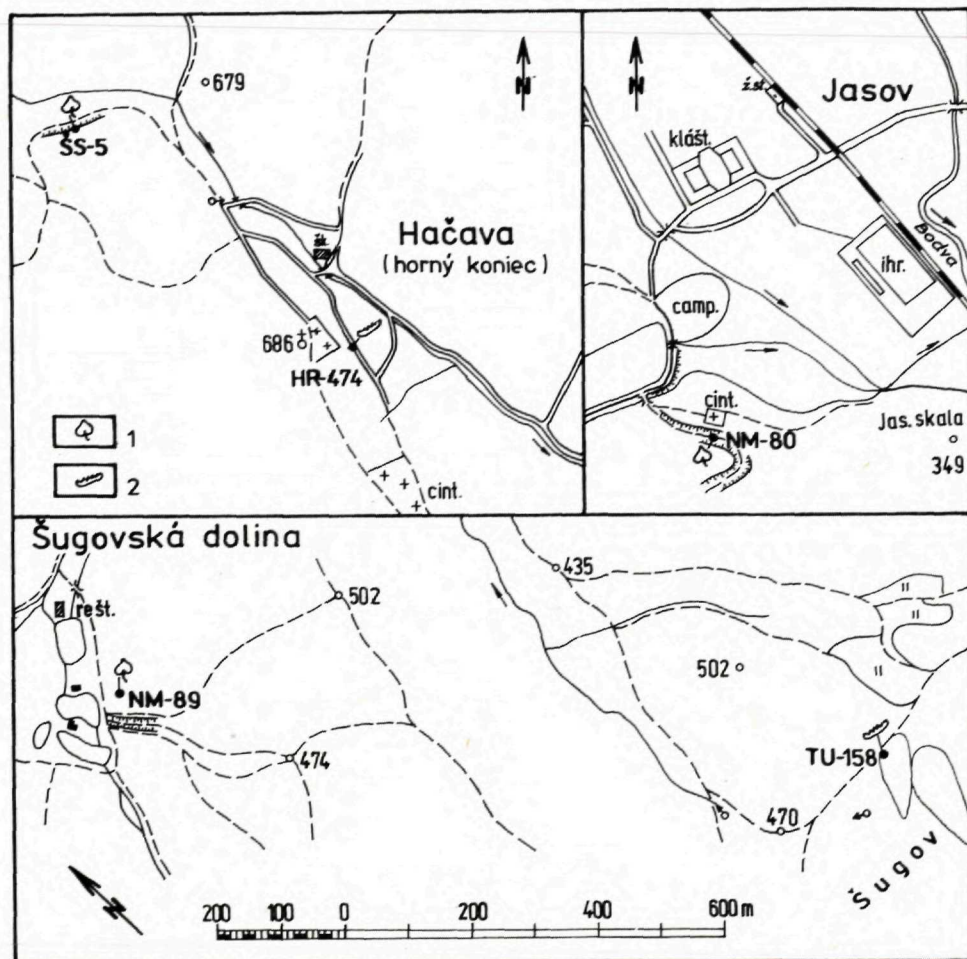
Obr. 3 Schématický litologický profil meliatskej skupiny v Šugovskej doline

1 — tmavé a čierne bridlice (spodný trias), 2 — zelené bridličnaté vápence (spodný trias), 3 — šedé dolomity (anis), 4 — tmavé kryštalické vápence (anis), 5 — svetle kryštalické masívne vápence s telesami a vložkami bazických vulkanických hornín zmenených v glaukofanity (stredný ? vrchný trias), 6 — svetlé a sivé vápence s prímiesou vulkanického materiálu (karn), 7 — sericitovo-chloritické fylity (?ladin — karn)

Lueckisporites virkkiae
Pytiosporites schaubergeri
Triadispora crassa
Perisaccus granulatus a. i.

Táto sukcesia však neplatí v území medzi Jasovom a Hačavou všeobecne. Medzi jednotlivými tektonickými šupinami, ktorých tu J. Mello—P. Reichwalder (1978) vymedzili päť (šupinu Špičáku, Jelenieho vrchu, Banísk, hačavská a šugovská), sú dosť veľké rozdiely v hrúbke i v litostratigrafickej náplni.

Lokality skamenelín (obr. 4)



Obr. 4 Nálezy skamenelín v horninách meliatskej skupiny v území medzi Hačavou a Jasovom
1 — nálezy palinomorf, 2 — nálezy konodontov

Hačava, južne od školy

Zárez cesty medzi školou a cintorínom. Pozitívna vzorka HR-474 bola odobratá pri revíznej túre na záver mapovania na liste Hrhov (prítomní L. Gaál, J. Mello, P.

Reichwalder) zo šedých doskovitých prekremeňených vápencov striedajúcich sa s vulkanickým materiálom. R. Mock zo vzorky vyextrahoval a určil nasledovnú konodontovú faunu (porov. J. Mello—P. Reichwalder a kol. 1977, s. 34): *Gondolella polygnathiformis* Bud. et Stef., *G. navicula* Huckr., *Metapolygnathus spatulatus ? pseudodiebeli* (Kozur).

Uvedená fauna poukazuje na julský vek vzorky.

Šugový vrch, severný svah

Lokalita bola nájdená počas mapovacích prác na liste Turna v roku 1978. Zo vzorky TU-158 odobratej J. Mellom 500 m severne od Šugovského vrchu (k. 701,1) zo severného úpätia morfológicky výrazného chrbta z lavicovitých až doskovitých svetlých i šedých kryštalických vápencov s vložkami vulkanického materiálu R. Mock získal a určil konodonty poukazujúce na karnský (tuvalský) vek vápencov (porov. J. Mello a kol. 1979a, s. 8): *Gondolella navicula* Huckr., *Gladigondolella tethydis* (Huckr.), *Enantiognathus ziegléri* (Diebel), *Gondolella polygnathiformis* Bud. et Stef., *Metapolygnathus primitius* (Mosher).

Šugovská dolina, chrbát 100 m sv. od kameňolomu vo svetlých kryštalických vápencoch.

Nad cestou je výrazný chrbát budovaný tmavými bridlicami. Vzorku NM-89 na palinologické spracovanie odobral v rámci mapovacích prác na liste Nižný Medzev J. Mello, opakovane s E. Planderovou v r. 1979. Prevalu v ťažkozískanom spoločenstve (vysoký stupeň grafitizácie, tlaková a teplotná premena) tvoria akritarchy.

Vek bridlíc z tejto lokality na základe vyhodnotenia palinomorf (E. Planderová 1980, s. 123) možno považovať s najväčšou pravdepodobnosťou už za spodnotriasový. Vysoké percento akritarch poukazuje na otvorený morský bazén.

Jasov, pri kláštornom cintoríne

Vzorka NM-80 bola odobratá J. Mellom počas výskumu Jasovskej planiny (J. Mello—P. Reichwalder 1978) zo zárezu lesnej cesty pri kláštornom cintoríne na sz. svahoch Jasovskej skalky zo šedých fylitických bridlíc. Sporomorfy získala a určila E. Planderová. Sú relatívne lepšie zachované než v Šugovskej doline, ale druhove chudobnejšie. Boli nájdené: *Taeniaesporites* sp., *Triadispora* sp., *Enzonalaspores* sp., *Monosulcites minimus* Cookson, *Klausipollenites schaubegeri* Pot. Klaus., *Cyclotriletes granulatus* Mädlér, *Sahnisporites reticulatus* Mädlér.

Stanoviť vek bridlíc podľa takéhoto chudobného spoločenstva nemožno s dostatočnou presnosťou. Ide pravdepodobne o spodný až stredný trias.

Hačava, sz. od obce

V záreze poľnej cesty vedúcej z Hačavy do sedla západne od obce je pekný odkryt tmavošedých bridlíc s polohami tmavých vápencov. Pokusy získať konodonty z vápencov neboli zatiaľ úspešné.

Tmavé bridlice z tejto lokality (pôvodné označenie ŠS-5) poskytli však veľmi bohatú mikrofloristickú asociáciu, do veľkej miery s poškodenou, skorodovanou, prípadne grafitom postihnutou exinou. Množstvo zistených jedincov mikroflóry však dostatočne dokumentuje vekové rozpätie sedimentácie. Celé bohaté spoločenstvo sporomorf patrí do skupiny bisakátnych peľových zŕn rodov *Taeniaesporites*, *Lueckisporites*, *Pityosporites*, ktoré sú najhojnejšie vo vrchnom perme. Ďalej sú zastúpené *Triadispora* a trilétne spóry, ktoré sú typické pre spodný trias, ale začínajú sa vyskytovať aj vo vrchnom perme.

Zloženie sporomorf je nasledovné: *Triadispora crassa* Klaus, *Foveolatisporites* sp., *Taeniaesporites* div. sp., *Lueckisporites virkkiae* Pot. Klaus, *Cordaitales* div. sp., *Cycadopites magnus* Herbst.

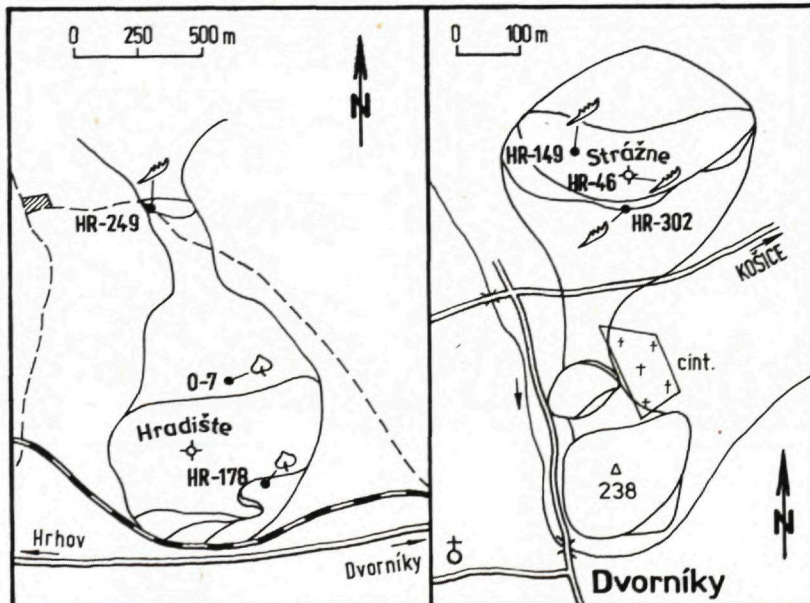
Zistené bolo i zastúpenie bohatého morského planktónu patriaceho do rodu *Cymatiosphaera*.

Vek skúmaných vrstiev môžeme považovať — tak ako aj v Šugovskej doline — za spodnotriasový, s preplavenými druhmi z vrchného permu.

Turnianske okno

Turnianske okno meliatskej skupiny nedávno opísal J. Mello (1979). Niektoré doplňujúce údaje možno nájsť v sprievodoch geologických exkurzií (J. Mello—R. Mock 1975; R. Mock 1980).

Lokality skamenelín (obr. 5)



Obr. 5 Nálezy skamenelín v horninách meliatskej skupiny v turnianskom okne

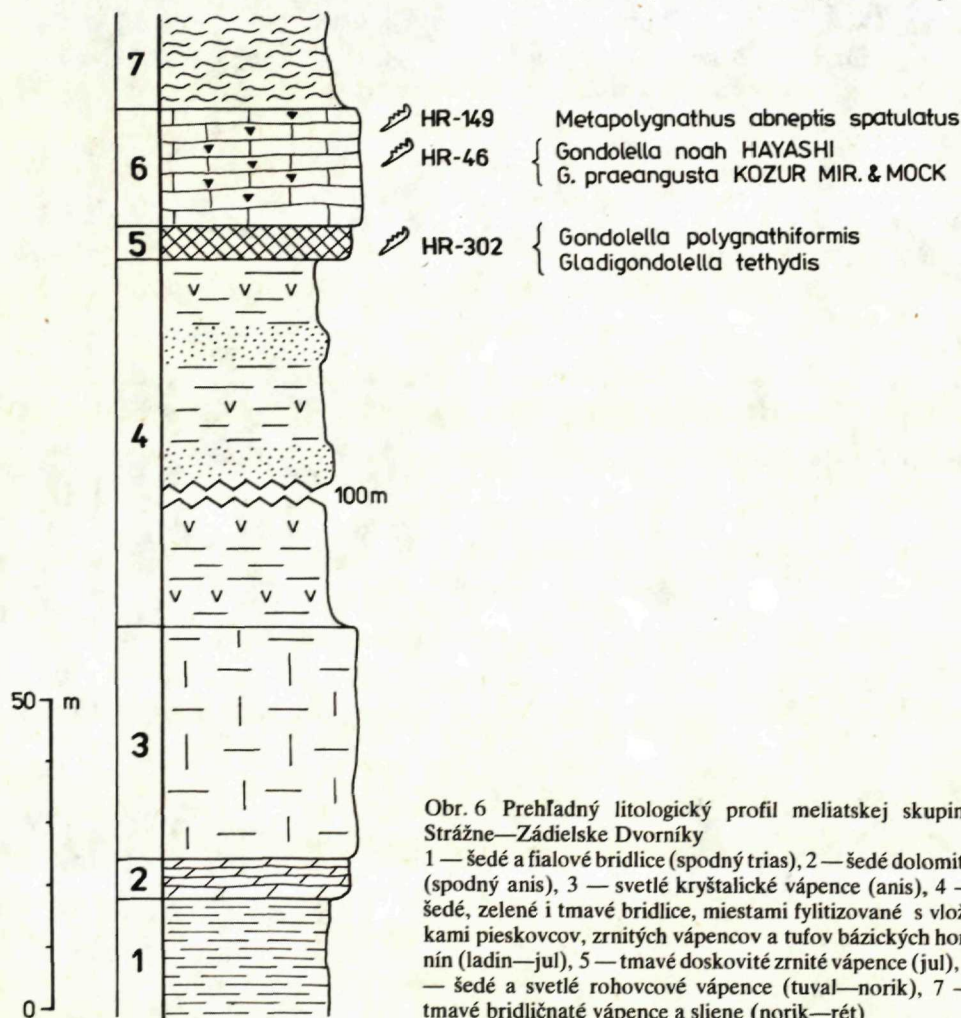
Zádielske Dvorníky, pahorok Strážne (obr. 5, 6)

Prvé konodonty boli získané zo vzoriek odobratých J. Mellom a R. Mockom pri príprave trasy exkurzie XX. zjazdu Geologickej spoločnosti v Košiciach (J. Mello—R. Mock 1975).

Geologický profil s vyznačením pozitívnych vzoriek s konodontmi publikoval R. Mock 1980 (s. 142).

Z uvoľneného balvanu tmavých zrnitých vápencov (z vinohradu pod Strážnym) pochádza fauna: *Gondolella polygnathiformis* Bud.—Stef., *Gladigondolella tethydis* (Huckr.)

Vek tejto vzorky je kordevol alebo jul; vek podložného komplexu bridlíc s polohami vulkanického materiálu, pieskvcov a zrnitých vápencov môže byť ladin až jul.



Obr. 6 Prehľadný litologický profil meliatskej skupiny Strážne—Zádielske Dvorníky

1 — šedé a fialové bridlice (spodný trias), 2 — šedé dolomity (spodný anis), 3 — svetlé kryštalické vápence (anis), 4 — šedé, zelené i tmavé bridlice, miestami fylitizované s vložkami pieskvcov, zrnitých vápencov a tufov bázických hornín (ladin—jul), 5 — tmavé doskovité zrnité vápence (jul), 6 — šedé a svetlé rohovcové vápence (tuval—norik), 7 — tmavé bridličnaté vápence a sliene (norik—rét)

Z vrcholku Strážneho zo sivých lavicovitých vápencov s čiernymi rohovcami pochádza veľmi bohatá fauna zložená hlavne z jedincov: *Gondolella noah* Hayashi, *G. praeangusta* Kozur, Mirauta et Mock. Vek týchto vápencov je spodný tuval.

V nadloží uvedených vápencov vystupujú silne rekryštalizované svetlé vápence so svetlými rohovcami. Z nich pochádza konodontová fauna s *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (Hayashi). Vek — norik.

Vyššie vystupujúce tmavé bridlice a bridličnaté vápence (len v sutine) môžu byť podľa pozície rétske alebo až liasové.

Konodonty z pahorku Strážne sú vyobrazené na fotografickej tabuľke II a III.

Veľký Várad, jv. úpätie

Počas mapovacích prác na liste Hrhov odobral J. Mello na jv. úpäti Veľkého Váradu (Hradišťa) v záreze poľnej cesty vzorky z fialových a čiernych, miestami grafitických bridlíc (č. vz. HR-179). E. Planderová získala zo vzorky druhove chudobné spoločenstvo sporomorf nasledovného zloženia: *Cymatiosphaera* sp. A, *Accinctisporites* sp., *Triadispora crassa* Klaus, *Thymospora ipsziciensis* de Jersey, *Verrucatosparites* div. sp., *Concentricisporites* sp., *Triadispora* div. sp.

Na základe tohto spoločenstva predbežne predpokladáme spodno až stredno-triasový vek sedimentov (*Triadispora crassa*). Prítomnosť akritarch poukazuje na morské sedimentačné prostredie. Malé množstvo sporomorf môže poukazovať na väčšiu vzdialenosť sedimentácie od suchej zeme. Presnejšie závery však bude možné urobiť až po ďalšom podrobnejšom štúdiu mikroflóry tejto lokality. Bude potrebné preveriť, či jeden druh rodu *Cymatiosphaera* nepoukazuje aj na mladší vek skúmaných sedimentov.

Veľký Várad, severný chrbát

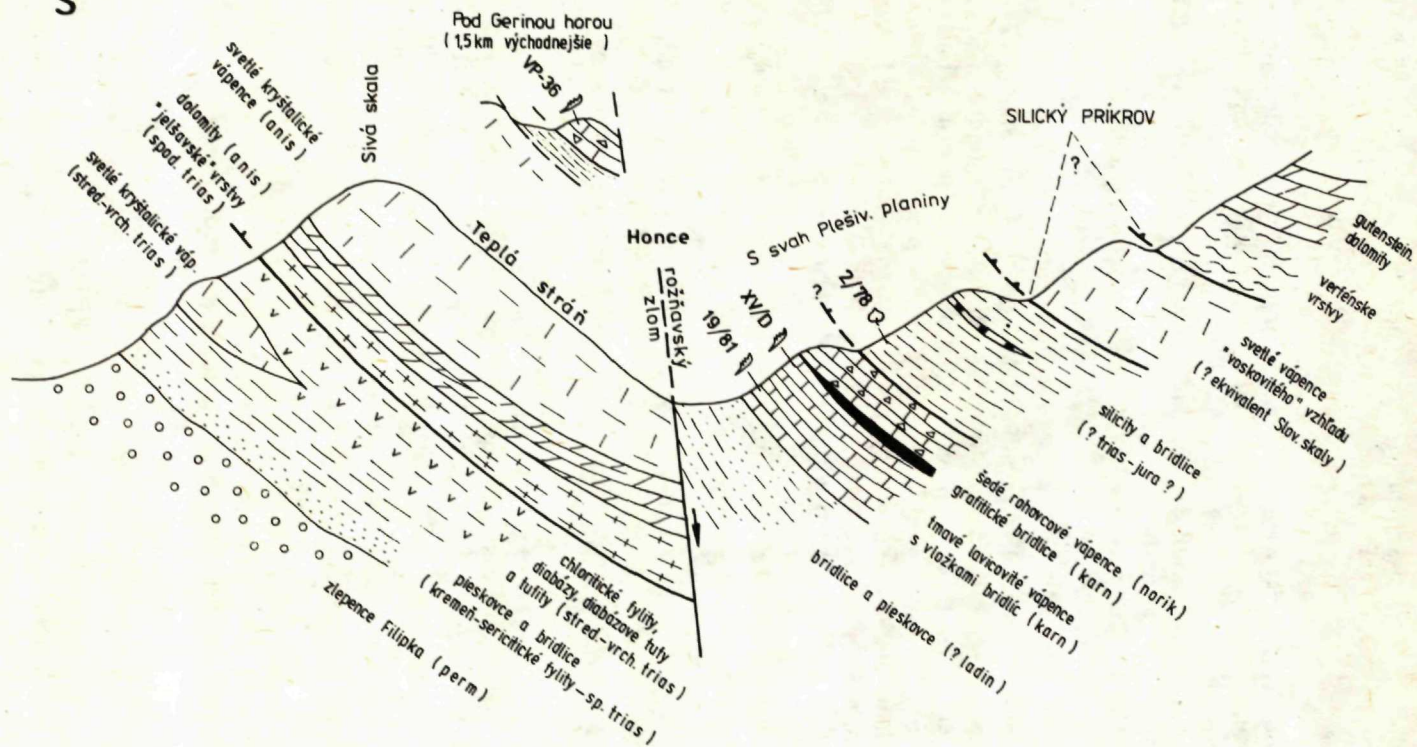
Počas výskumu turnianskeho okna meliatskej skupiny (J. Mello 1979) bola zo súvrstvia bridlíc s polohami pieskocov a prachocov na severnom chrbte Veľkého Váradu odobratá vzorka 6—7.

E. Planderová (1979, s. 31) zistila vo vzorke nasledovnú, relatívne druhovo bohatú a dosť dobre zachovanú, asociáciu palinomorf: *Punctatisporites fungiosus* Balme, *Perisaccus granulatus* Klaus, *Aratrisporites quadrijuga* (Visscher) Visscher Commissaris, *Zonalasporites explanatus* Leschik, *Ovalipolis* sp., *Vittatina* sp., *Cycadospites* sp., *Triadispora aurea* Scheuring, *Triadispora sulcata* Scheuring, *Duplicisporites* sp., *Aratrisporites fischeri* (Klaus) Playf. Dettm., *Pityosporites* div. sp., *Paralundbladispora quadrijuga* Visscher.

Podľa uvedeného spoločenstva palinomorf usudzujeme predbežne na stredný trias (ladin a spodný karn).

Petrova samota

Severne od Veľkého Váradu, na južných svahoch planiny Horný vrch, v nadloží súvrstvia uvedeného v predchádzajúcom, sa vo výmloch v okolí poľnej cesty



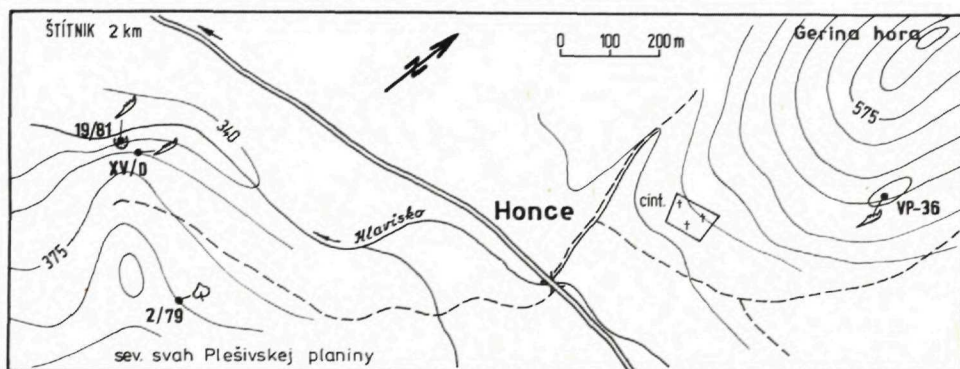
Obr. 7 Idealizovaný geologický rez komplexmi meliatskej skupiny v okolí Honcov

nachádzajú hojné úlomky tmavých kryštalických (zrntých) vápencov. Zo vzorky HR-249, ktorú odobral J. Mello počas mapovacích prác na liste Hrhov (J. Mello—P. Reichwalder a kol. 1977) vo výškovej úrovni samoty Pétermező, vyextrahoval a určil R. Mock jeden exemplár konodonta: *Gondolella polygnathiformis* Bud.—Stef., ktorý poukazuje na karnský vek vápencov.

Okolie Honcov

Jedno z najkrajších miest na štúdium meliatskej skupiny je širšie okolie Honcov. Často sa pod Honcami myslí iba na severný svah Plešivskej planiny. Ak však chceme pochopiť pozíciu meliatskej skupiny v širšom kontexte, musíme vziať do úvahy aj územie severne od Honcov.

Geologické pomery sú znázornené v idealizovanom geologickom reze (obr. 7). Vidno z neho, že meliatska skupina tu vystupuje v 3—4 šupinách. Situáciu komplikuje i rožňavský zlom. Jeho charakter do podrobností nepoznáme. Interpretujeme ho ako pokles neveľkej amplitúdy, pozdĺž ktorého južná časť mierne poklesla.



Obr. 8 Nálezy skamenelín v horninách meliatskej skupiny v okolí Honcov

Najspodnejšia šupina je zviazaná s permskými zlepenkami typu Filipka. Tieto zlepenky smerom do nadložia prechádzajú do piesčitých a sericitických fylitov (? spodný trias). Vyššie nadobúdajú prevahu chloritické fylity s polohami diabázov, diabázových tufov a tufitov. Miestami sa v nich nájdu bradlá svetlých kryštalických vápencov (stredný — ? vrchný trias). Vyššia šupina Sivej skaly začína „jelšavskými“ vrstvami (spodný trias) v nadloží s tmavými dolomitmi (spodný anis). Dolomity sú prakticky nemetamorfované, miestami sú zachované pôvodné štruktúry. Vyššie nasledujú svetlé kryštalické vápence Teplej stránne (? anis), často dolomitizované (svetlé cukrovité dolomity). Mimo rezu (1,5 km východnejšie pod Gerinou horou) je v ich nadloží silno redukované súvrstvie bridlíc, silicitov, diabázov a pieskovcov (? ladin — karn). Z nadložných tmavých rohovcových vápencov boli získané spodnonorické konodonty (pozri ďalej). Lepšie je súvrstvie odkryté za rožňavským

zlomom na severnom úpätí Plešivskej planiny. Tu boli z tmavých vápencov získané karnské konodonty (pozri ďalej). Nadložné šedé rohovcové vápence neposkytli dosiaľ žiadne skameneliny. Možno ich však zrejme bez obáv paralelizovať s rohovcovými vápencami spod Gerinej hory.

Hrubý komplex bridlíc, miestami s polohami silicítov v nadloží, je podľa názoru H. Kozura (1979) jurský, podľa predbežného palinologického vyhodnotenia E. Planderovej pôjde skôr o ladinské bridlice, teda o ďalšiu šupinu.

Ďalší výrazný chrbátik budujú svetlé kryštalické vápence „voskového“ vzhľadu, podobného charakteru ako majú napr. vápence na Veterníku. Podľa H. Kozura (l. c.) ide o titónske vápence. Pravdepodobnejšie je, že ide o triasové vápence šupiny ekvivalentnej pozíciou šupine Slovenskej skaly (spodná metamorfovaná šupina silického príkrovu).

Nálezy skamenelín (obr. 8)

Honca, pod Gerinou horou

Z tmavošedých rohovcových vápencov tvoriacich neveľký kopček v lese na jv. úpätí Gerinej hory (d. b. VP-36) odobral J. Mello a L. Gaál v roku 1980 vzorky, z ktorých L. Gaál získal nasledovné konodonty: *Gondolella navicula* Huckr. (tab. V, obr. 1, 2, 4); *Metapolygnathus* cf. *primitius* (Mosh.), (tab. V, 3a, 3b).

Podľa *G. navicula* ide o spodný norik až stredný sevät (nevylučuje sa ani najvyššia časť tuvalu). Nájdený jeden exemplár zdeformovaného rodu *Metapolygnathus* sa najviac približuje druhu *M. primitius* (Mosh.), v tom prípade by išlo o spodný norik — zónu *Mojsisovicsites kerri*.

Honca, severný svah Plešivskej planiny

Pozitívna vzorka na konodonty pochádza z tmavých vápencov, ktoré sa striedajú s bridlicami a vulkanoklastickými horninami. Vzorka XV/D bola odobratá v roku 1977 počas exkurzie s maďarskými geológmi (R. Mock—J. Mello) asi 20 m pod nápadnou kulisou šedých rohovcových vápencov. Konodontová fauna (tab. IV) je karnská (kordevol alebo jul): *Gondolella polygnathiformis* Bud.—Stef., *Ozarkodina tortilis* Tatge, *Didymodella alternata* (Mosher), *Gladigondolella tethydis* (Huckr.), *Prioniodina* (*Cypridodella*) *muelleri* (Tatge).

Veľmi hojné sú aj ihlice húb. Bralo šedých rohovcových (metamorfovaných) vápencov nad touto lokalitou neposkytlo žiadne skameneliny.

Nad rohovcovými vápencami je sedielko s úlomkami rôznych hornín (najhojnejšie sú diabázy). Nad sedielkom sa dvíha chrbát budovaný tmavými bridlicami s občasnými vložkami silicítov. H. Kozur (1979) od zmienenej exkurzie považuje tieto bridlice bez dôkazov za jurské.

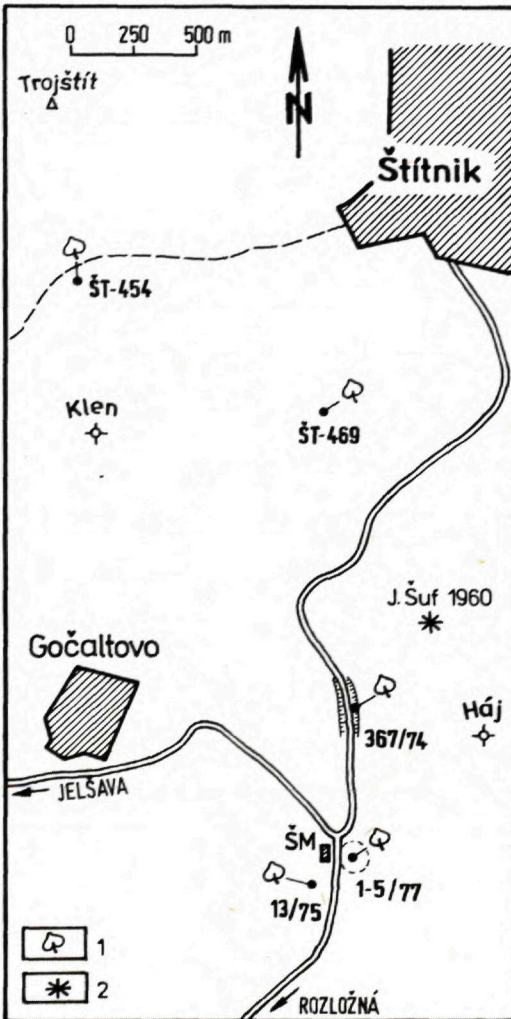
Na overenie veku bridlíc odobral J. Mello vzorku č. 2/79; spracovala ju E. Planderová. Vzorka poskytla iba chudobné a zle zachované palinomorfy: *Striatopodocarpidites* sp., *Triadispora crassa* Klaus, *Thomsonisporites* sp.

O veku súvrstvia sa na základe tejto jedinej vzorky nedá spoľahlivo vyjadriť.

Dobre určiteľné boli len peľové zrná *Striatoporocarpidites* sp. so širokým stratigrafickým rozpätím a rod *Thomsonisporites* sp. zo stredného až vrchného triasu.

Na úpätí severného svahu Plešivskej planiny bezprostredne nad honečkým potokom, približne 50 m západnejšie od najčastejšie prezeraného profilu v strede chrbta sa nachádza nevelký polozасыpaný lom. Sú v ňom odkryté tmavošedé lavicovité vápence s medzivrstvičkami šedých a tmavých bridlíc. Vzorku č. 19/81 odobratú J. Mellom spracoval L. Gaál. Vyextrahoval z nej a určil nasledovné konodonty: *Gondolella foliata* (Budurov), (tab. V, obr. 5—7), *Gondolella* sp., *Gladigondolella malayensis* (Nogami), (tab. V, obr. 8).

Čierne konodonty (zvlášť charakteristické pre meliatsku skupinu) poukazujú na spodný longobard — spodný jul.



Juhozápadné okolie Štítnika (obr. 9)

V jz. okolí Štítnika medzi Hájom a Trojštítom sú pomerne rozsiahle komplexy slabometamorfovaných mezozoických hornín zaradovaných k meliatskej skupine. Ich vzťah ku gočaltovskej skupine ťažko posúdiť — sú zrejme oddelené mladým zlomom. Vrstevný sled podľa doterajších poznatkov je nasledovný: tmavé bridlice (spodný trias, nález palinoflóry — lok. a v ďalšom texte), dolomity a svetlé kryštalické vápence, ktoré sa často navzájom prelínajú (anis). Nasleduje tenká poloha bridlíc alebo priamo hrubý komplex tmavých rohovcových vápencov, z ktorého sa dosiaľ i napriek mnohým pokusom nepodarilo získať konodonty (? ladin). Najvyššie vo vrstevnom slede sú tmavé bridlice s polohami tmavých vápencov (získaná palinoflóra je na presné určenie veku nedostatočná — lok. ŠT-469).

Obr. 9 Nálezy skamenelín v jz. okolí Štítnika

Nálezy skamenelín

Štítnik, údolie západne od mesta

Počas výskumu meliatskej skupiny v okolí Štítnika odobral J. Mello vzorku ŠT-464 v údolí západne od mesta z tmavých bridlíc z bezprostredného nadložia piesčitých bridlíc zaradovaných ku gočaltovskej skupine. E. Planderová (1979, s. 28) v nich našla a určila nasledovné palinomorfy: *Ovalipollis* sp., *Duplicisporites* sp., *Striatoabietites aytugi* Vischer, *Triadispora crassa* Klaus, *Alisporites progradiens* Vischer, *Retusotriletes mesozoicus* Klaus, *Reticulatisporites* sp., *Triadispora suspecta* Scheuring.

Na základe uvedeného spoločenstva palinomorf patria skúmané bridlice najpravdepodobnejšie do stredného triasu.

Štítnik, svah jz. od mesta

Približne 1 km jz. od mesta v svahu na okraji lesa nad hradskou Štítnik—Jelšava vystupujú v plošných odkryvoch tmavošedé bridlice s vložkami tmavých vápencov. J. Mello z nich odobral vz. ŠT-469 na získanie konodontov a palinomorf. V prvom prípade bol výsledok negatívny, v druhom E. Planderová zistila niekoľko palinomorf: *Triadispora crassa* Klaus, *Alisporites progradiens* Vischer, *Gnetaceapollenites* sp., *Paralunbladispora* sp., *Ovalipollis* sp., *Micrhystridium recurvatum* Valensi. Na ich základe možno predpokladať spodno- až strednotriasový vek bridlíc. Spresnenie možno očakávať po spracovaní väčšieho množstva vzoriek.

Gočaltovo, odbočka na Rozložnú

Na východnej strane sedla pod administratívnu budovu ŠM zo zárezu cesty vedúcej od majera Kejda a z rýhy pre kanalizáciu získala E. Planderová (1979, s. 29) zo šedých piesčitých až pelitických bridlíc pomerne bohatý materiál (vz. 1—5/77): *Gnetaceapollenites* sp., *Duplicisporites granulatus* Leschik, *Triadispora crassa* Klaus, *Ovalipollis ovalis* Krutzsch, *Ovalipollis* sp., *Concentricisporites* sp., *Cyclotriletes* aff. *triassicus* Mädlar, *Cammerosporites* cf. *pseudoverrucosus* Scheuring, *Triadispora modesta* Klaus.

Na základe tohto spoločenstva považuje autorka vrstvy za strednotriasové, prípadne zasahujúce až do spodnej časti vrchného triasu. Nevyriešenou otázkou je, či vrstvy patria do gočaltovskej alebo meliatskej skupiny. Litologickým charakterom pripomínajú dokonca spodnejšie časti verfénskeho súvrstvia silického príkrovu.

Z Hája sú už dávno známe nálezy skamenelín indikujúce najpravdepodobnejšie spodnotriasový vek vrstiev (J. Šuf 1936, 1960).

Z bridlíc, ktoré tvoria vložky medzi lavicami piesčitých vápencov zo zárezu hradskej západne od Hája, získala E. Planderová (1980, s. 121) palinomorfy poukazujúce na spodnotriasový vek vrstiev (lok. 367/74). Podobne spodnotriasový vek jej vyšiel i pre tmavé bridlice západne od budovy ŠM (lok. 13/75 tamtiež).

Nížnoslanská depresia

Osobitnú, hoci dosiaľ iba neúplne objasnenú pozíciu má meliatska skupina v tzv. nížnoslanskej depresii.

Výskyty meliatskej skupiny možno nájsť v okolí Petrova, Nižnej Slanej, Kobeliarova, Ježovca, pod Radzimom; najsevernejší výskyt je na severných svahoch Končistej (Spitzenhügel) južne od Dobšinej. Nie je zatiaľ doriešený vzťah meliatskej skupiny a dúbavských vrstiev, ktoré sú najrozšírenejšie na ochtinskej Dúbrave a na Ždiari.

Tektonické poznatky týkajúce sa meliatskej skupiny zhrnul I. Varga (in J. Mello a kol. 1979b), keď vyčlenil nad sebou tri sústavy príkrovovo-šupinových jednotiek: spodnú s prevahou rauwakov a sadrovca, strednú s telesami glaukofanitov, pestrými bridlicami, rohovcovými a kryštalickými vápencami s ojedinelými telesami serpentinitov a najvyššiu s bučinskými a dúbavskými vrstvami.

Lokality skamenelín

Ježovec, 1,8 km jv. od Brdárky

200 m jv. od vrcholu Ježovca zo šedých bridlíc získala E. Panderová (1979, s. 21) palinomorfy: cf. *Cyclotriletes triassicus* Mädler, *Lundbladispora* sp., *Aratrisporites fischeri* (Klaus) Playt. Dettm., *Triadispora falcata* Klaus, *Triadispora crassa* Klaus, na základe ktorých považuje bridlice predbežne za spodno- až strednotriassové.

Radzim, sedlo Široké pole

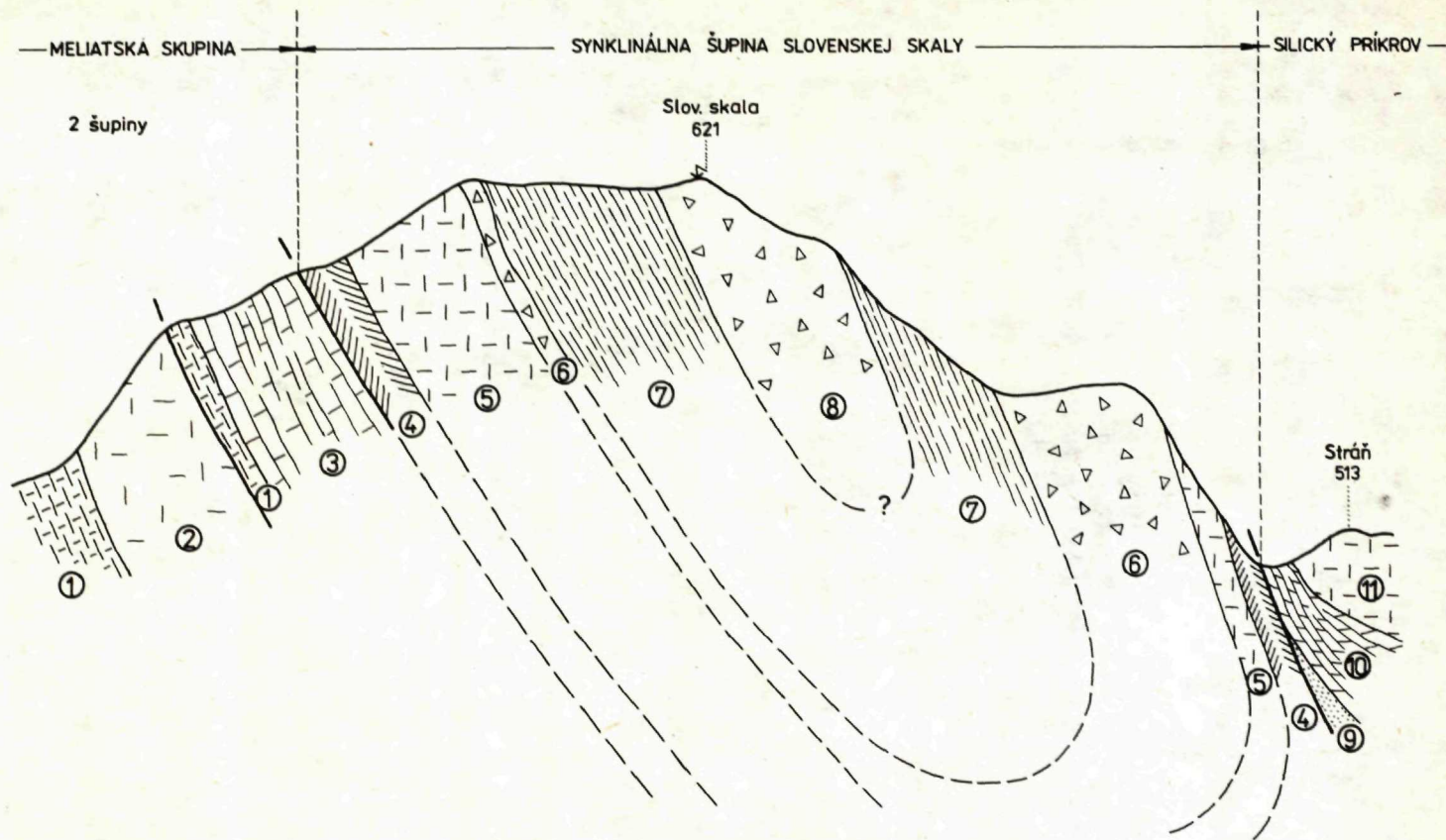
Na západnom úbočí Radzimu, pri ceste zo sedla Široké pole na Radzim, vo výkope pre stĺp vysokého napätia, boli odkryté svetlé kryštalické vápence so šmuhami sivozelených minerálov (? vulkanický materiál). R. Mock z nich získal konodonty *Gondolella excelsa* (Mosher).

Našli sa aj ozúbkované konodonty bez stratigrafickej hodnoty. *G. excelsa* má celkové rozšírenie ilýr až spodný ladin, ojedinele sa vyskytuje aj v longobarde.

Severné svahy Slovenskej skaly

Podľa interpretácie geologickej stavby, ktorá vzišla z geologického mapovania (J. Bystrický 1954, J. Mello in J. Mello a kol. 1975, s. 43), na severných svahoch Slovenskej skaly sú zastúpené dve šupiny meliatskej skupiny a šupina Slovenskej skaly. Šupina Slovenskej skaly (tiež metamorfovaná) je považovaná za spodnú šupinu silického príkrovu (obr. 10). Podľa R. Mocka aj Slovenská skala je súčasťou meliatskej skupiny, pretože karn v takomto vývoji nie je nikde zo silického príkrovu známy.

Zo spodných rohovcových vápencov (? ladin) sa ani napriek veľkému úsiliu



Obr. 10 Panoráma západného svahu Slovenskej skaly (pohľad z Jelšavy — kúpeľov)

Meliatska skupina: 1 — bridličnaté vápence a zelené bridlice, „jelšavské vrstvy“ (spodný trias), 2 — svetlé kryštalické vápence (anis), 3 — svetlé i pestré vápence (anis—ladin); synklinálna šupina Slovenskej skaly: 4 — šedé dolomity (anis), 5 — svetlé kryštalické vápence (anis), 6 — tmavé rohovcové vápence (ladin), 7 — tmavé bridlice (karn), 8 — tmavé rohovcové vápence (vyšší karn—norik); silický príkrov s. s.: 9 — verfénske vrstvy (skýt), 10 — šedé dolomity (anis), 11 — svetlé masívne vápence (anis)

nepodarilo získať konodonty. Pozoruhodné sú alodapické vložky krinoidových vápencov uprostred bridlíc.

Lokality skamenelín

Žobrácka dolina

Z čiernych bridlíc zo zárezu hradskej Jelšava—Štítник 450 m jv. od k. 366,8 zo vzorky č. 250 zistila E. Planderová nasledovné palinomorfy: *Densoisporites spongiosus* Schulz, *Podocarpidites* sp., *Densoisporites* div. sp., *Vitreisporites pallidus* Nills, *Cingulizonates* sp., *Crybelisporites stylosus* Dettm., *Cristatisporites* sp.

Autorka predbežne predpokladá, že ide o vrchnotriasové sedimenty, vzhľadom k výskytu druhov rodu *Densosporites*, ktoré E. Schulz (1967) uvádza z najvrchnejšieho triasu.

Slovenská skala

Z doskovitých až lavicovitých, rohovcových vápencov pomerne silno metamorfovaných, budujúcich vrcholový hrebeň a vrchol Slovenskej skaly, bola získaná (R. Mock) konodontová fauna tuvalu (vzorky KKMM 19 a 20 zo z. hrebeňa a z vrcholu, odobraté počas exkurzie s maďarskými geológmi v r. 1978): *Gondolella polygnathiformis* Budurov a Stefanov, *G. noah* Hayashi. Podľa týchto nálezov vyššie ležiace vápence sú pravdepodobne norického veku.

Okolie Držkoviec

Držkovské okno meliatskej skupiny (J. Mello in J. Mello a kol. 1976) má rozlohu asi 12 km² (časť je prikrýta terciérnymi a kvartérnymi sedimentmi). Na dvoch významných lokalitách neďaleko Držkoviec bol preukázaný vek svetlých kryštálických vápencov, resp. rádiolaritov.

Agáč (k. 310)

Tesne pri kóte (vedľa poľnej cesty) vystupuje z tmavých bridlíc bradlo svetlých kryštálických vápencov, ktoré opísal už J. Bystrický (1954). Ďalšie bradlo tvoria červené rádiolarity. Zo svetlých kryštálických vápencov, v ktorých sú „špalty“ hnedých až červenohnedých vápencov, odobral a spracoval L. Gaál v r. 1981 vzorku, ktorá poskytla nasledovnú konodontovú faunu: *Gondolella acuta* Kozur, *G. bulgarica* (Bud.—Stef.) a *Neohindeodella* sp.

G. bulgarica signalizuje vek spodný anis až pelsón, kým *G. acuta* ilýr až spodný ladín (zóny *trinodosus*, *avisianus*), prípadne zasahuje aj do najvyššieho pelsónu. Nakoľko ide o výplne puklín (v teréne pozorovateľné), môžeme usudzovať, že vek svetlých kryštálických vápencov je nanajvýš pelsónsky.

Zárez hradskej sz. od Držkoviec

Veľkým úspechom je preukázanie ilýrsko-fasanského veku červených rádiolaritov zo zárezu hradskej 1 km sz. od Držkoviec pomocou rádiolárií (P. Dumitică—J. Mello 1982).

Chvalová, kameňolom (tab. VI)

Vzorky z lomu v obci odobral už dávnejšie (1975) R. Mock a J. Mello.

Z najnižšej časti rekryštalizovaných doskovitých vápencov odokrytých v lome pochádza (spracoval R. Mock): *Gondolella bulgarica* (Budurov et Stef.), (tab. VI, obr. 1), 2 m vyššie bola nájdená *Gondolella excelsa* (Mösher), (tab. VI, obr. 2), z vyššej časti vápencov v lome sú to druhy *Gondolella* cf. *mombergensis* Tatge (tab. VI, obr. 3—4), *G. cf. prava* Kozur (tab. VI, obr. 6), *Gondolella* sp. (tab. VI, obr. 5), *G. cf. longa* (Budurov a Stefanov), (tab. XII, obr. 7). Zo vzorky KA-1/M, odobratej J. Mellom a L. Gaálom v r. 1980, získal L. Gaál okrem zle zachovaných neidentifikovaných úlomkov konodontov dva exempláre silne zdeformovaného *Gladigondolella* cf. *malayensis budurovi* Kovács et Kozur.

Podľa tejto veľmi zle zachovanej konodontovej fauny vek vrstevnatých vápencov v lome v Chvalovej je pelsőn—ilýr, možno aj spodný ladín.

V prípade Chvalovej nejde však podľa názoru J. Mellu (in J. Mello a kol. 1976, s. 51), podobne ako u Slovenskej skaly a Troch peniažkov, o meliatsku skupinu, ale o nižšiu (metamorfovanú) šupinu silického príkrovu. Sedimenty spodnej šupiny silického príkrovu sú v západnej časti Slovenského krasu hojne rozšírené (L. Gaál a kol. 1980, s. 83).

Okolie Hrušova a Striežoviec

Nové stratigrafické i litologické poznatky doložené nálezmi konodontov a palinomorf boli získané i na tomto najzápadnejšom výskyte meliatskej skupiny. Sú podrobne opísané v osobitnom príspevku L. Gaála (1982).

Záver

Práca zahŕňa výsledky stratigrafického štúdia meliatskej skupiny za ostatných osem rokov. Triasový vek jej hornín bol preukázaný na vyše dvadsiatich lokalitách pomocou konodontov, sporomorf, akritarch a rádiolárií. Tieto výsledky veľkou mierou prispievajú k stratigrafickej rekonštrukcii jednotlivých profilov a výskytov skupiny. Tým je daný exaktnejší základ pre tektonické interpretácie a paleogeografické rekonštrukcie tejto extrémne komplikovanej zóny najvnútornejších Západných Karpát.

Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1975: Aperçu bref du bati des Carpathes occidentales. Report 10th Congr. Carp. Balk. Ass. Gen. Proc., Bratislava, 95—108.
- BAJANIK, Š.—IVANIČKA, J.—MELLO, J. a kol. 1978: Geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria 1:50 000 a vysvetlivky. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J. 1954: Geologické pomery oblastí južne od Jelšavy Geol. Zbor. V, Bratislava, 122—140.
- BYSTRICKÝ, J. 1981: O súčasnom stave stratigrafie „typového profilu meliatskej série“. Mineralia slov. 13/1981, 5, Bratislava 457—463.
- DUMITRICA, P.—MELLO, J. rok 1982: On the Age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Držkovce and Bohúňovo). Geol. Práce, Správy 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava (17—28).
- GAÁL, L. 1982: Výskyt meliatskej skupiny pri Striežovciach. Geol. Práce, Správy 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava (71—84).
- GAÁL, L. a kol. 1980: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:25 000 list Ratkovská Suchá. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GRECULA, P.—VARGA, I. 1978: Variscan and Pre-Variscan events in the Western Carpathians represented along a geotraverse. Mineralia slov. 11, 4, Bratislava, 289—297.
- ILAVSKÁ, Ž. 1964: K otázke veku meliatskej série. Správy o geol. výskumoch v r. 1964, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 31—32.
- IVANIČKA, J. a kol. 1972: Geologická mapa a vysvetlivky list Štós 1:25 000. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KANTOR, J. 1975: Distribution of Sulphur Isotopes in Evaporites of the Meliata Formation near Strelnice in the Slovakian Karst. Proc Xth Congr. CBGA (IV. sect.), Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1973, 104—120.
- KOZUR, H. 1979: Einige Probleme der geologischen Entwicklung im südlichen Teil der Inneren Westkarpaten. Geol. Paläont. Mitt. 9, 4, Innsbruck, 155—170.
- KOZUR, H.—MOCK, R. 1973a: Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten Geol. paläont. Mitt. 3, 2, Innsbruck, 1—14.
- KOZUR, H.—MOCK, R. 1973b: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata — Serie des Slowakischen Karstes. Geol. Zbor. Geol. carpath. 24, Bratislava, 365—374.
- LEŠKO B.—VARGA, I. 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. Mineralia slov. 12, 2, Bratislava, 97—130.
- MAHEL, M. 1975: Postavenie gemerika. Mineralia slov. 7, 3, Spiš. N. Ves, 33—52.
- MARKO, F. 1981: Geologicko-tektonické pomery na území medzi Roštárom a Markuškou (Spišsko-gemerské rudohorie). Diplomová práca-archív Geol. Úst. D. Štúra, AP 6607, Bratislava.
- MELLO, J. 1979: Meliatska séria v turnianskom tektonickom okne (Slovenský kras, Západné Karpaty). Geol. Práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 61—76.
- MELLO, J. a kol. 1976: Geologická mapa a Vysvetlivky; List Kameňany 1:25 000. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MELLO, J. a kol. 1979a: Geologická mapa a Vysvetlivky list Turna 1:25 000. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MELLO, J. a kol. 1979b: Exkurzný sprievodca prvého pracovného stretnutia o geológii najjužnejších zón Západných Karpát Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MELLO, J.—MOCK, R. 1975: Zádielske Dvorníky — tektonické okno meliatskej série, vynárajúce sa spod silického príkrovu. In J. Mello a kol., Sprievodca k exkurzii B, Mineralia slov. 7, 4, Spiš. Nová Ves, 36—38.
- MELLO, J.—REICHWALDER, P. a kol. 1977: Geologická mapa a Vysvetlivky k listu Hrhov a Hostovce 1:25 000. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MELLO, J.—REICHWALDER, P. 1978: Geologická stavba Jasovskej planiny, Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MOCK, R. 1975: Meliata — typová lokalita meliatskej série. Mineralia slov. 7, 4, Spiš. Nová Ves, 40—42.

- MOCK, R. 1979: Meliata — typová lokalita meliatskej série in J. Mello a kol.: Exkurzný sprievodca prvého pracovného stretnutia o geológii najjužnejších zón Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 63—66.
- MOCK, R. 1980: Triassic of the West Carpathians. Sec. Europ. Conodont, Symp. Guidebook Abh. geol. Bundesanst., Wien, 35, 69—98.
- MODROVÁ, A. 1980: Mikrofosílie z nerozpustných zvyškov mezozoických a terciérnych hornín. Dipl. práca-archív Kat. geol. PFUK, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1979: Biostratigrafické zhodnotenie bridličnatých sedimentov rožňavsko-železníckej a meliatskej série na základe palinológie. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1980: Nové poznatky o veku „rožňavsko-železníckej“ skupiny. New Data on Age of „Rožňava-Železník“ Group. Geol. Práce, Správy 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 113—129.
- RAČKO, I. 1981: Geologické mapovanie v oblasti Honcovského potoka v Gemerskom rudohorí. Diplomová práca-archív Geol. Úst. D. Štúra, AP 6608, Bratislava.
- REICHWALDER, P. 1969: Geologická stavba paleozoika jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. Kand. diz. práca, Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- REICHWALDER, P. 1970: Niekoľko poznámok k výskytu glaukofanických hornín v oblasti Hačavy. Geol. Práce, Správy 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 157—165.
- REICHWALDER, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. Západné Karpaty 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 99—139.
- SCHULZ, E. 1967: Sporenpaleontologische Untersuchungen rätoliassischen Schichten im zentralteil des Germanischen Beckens. Paläont. Abh. Abt. B, III, 3, Berlin, 547—633.
- ŠUF, J. 1936: Přehled nových výskytů z kamenělinových v jihovýchodní části Slovenského krušnohoří. Bratislava, Čas. pro výzk. Slov. a Podk. Rusí, X/1936, Bratislava, 239—242.
- ŠUF, J. 1960: Nové poznámky ke geológii okolí Kobeliarova, Štítniku a Nandráže na jižním Slovensku. Geol. Práce, Správy 20, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111—122.
- VARGA, I. 1977: O mladšom paleozoiku gemerika. Mineralia slov. 9, 4, Bratislava 315—318.

J. Mello—R. Mock—E. Planderová—L. Gaál

New Stratigraphical Data on the Meliata Group

Summary

Triassic conodonts found in metamorphosed rocks of the Meliata Group (H. Kozur—R. Mock 1973 a, b), formerly regarded as Late Paleozoic, caused substantial change in tectonical interpretations of the southernmost zones of the West Carpathians (H. Kozur—R. Mock l. c., D. Andrusov 1975, M. Mahef 1975 a. o.). The Meliata Group and the Silica nappe were distinguished instead of a continuous sequence.

Here we present information about other Triassic fossils (conodonts, sporomorphs, acritarchs and radiolarians) found on more than twenty localities in the Meliata Group.

Now the Meliata Group means an extremely variable complex of more and less metamorphosed, scarcely unmetamorphosed, sedimentary and volcanic rocks of Triassic, and perhaps also Jurassic age. In the Slovak Karst and in S. and W. parts of the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains) they emerge in tectonic windows or half-windows from beneath the Silica nappe, or they rest upon Paleozoic complexes in the form of tectonic slices.

Fig. 1 and Fig. 2 show occurrences of the Meliata Group on the Czechoslovak territory.

The single occurrences are variably studied. On some localities we can characterize almost entire bed sequence or its most part, on the basis of conodonts, palynomorphs or of comparative lithological methods (for example the type locality Meliata, R. Mock 1980, Turnianska kotlina (depression), J. Mello 1979, northern slopes of the Plešivecká planina plateau, northern slopes of Slovenská skala, and the occurrences near Striežovce; L. Gaál, (1982).

There are many localities where it is impossible to say whether there are continuous bed sequences or repeated tectonic slices, because of the lack of fossils and rather strong metamorphosis. The imbricated

structure is, however, characteristic of the Meliata Group on most of its occurrences. The single slices frequently show different bed sequences in the same stratigraphical range.

It is possible, that the complexes described now within the Meliata Group, belong actually to two or three groups. This can well be illustrated by completely different bed sequences from the type locality in Meliata, devoid of volcanic products, and from the vicinity of Hačava, Bôrka and Ždiar, with great amounts of volcanic products.

New stratigraphical data

1. Dark-grey schists from the type profile of the Meliata Group (the left bank of the river Muráň N of mill in Meliata) contained a well-preserved spore-pollen assemblage and acritarchs (see the list in the Slovak text, p. v stranách, Pl. I). Besides sporomorphs, the samples contain plentiful sea plankton which cannot be exactly defined because of many unknown species. They are ranged to the genera *Tasmanites* div. sp., *Hystriosphera* div. sp. and *Incertain* sedis. All the species are indicative of the Middle Trias to the base of the Upper Trias (Ladinian — base of Carnian).

2. In the area between Hačava and Jasov are several slices of the Meliata Group. A comparison with the type profile in Meliata shows quite great facies differences, especially in plentiful basic volcanic rocks (altered into glaucophanites), and in the absence of facies or the presence of atypical facies of pelagic carbonates.

It is one of the areas most favourable for the study of the relation of the Gočaltovo Group (= Rožňava — Železník Group — by older authors) to the Meliata Group. But the problem here (and elsewhere too) is still unsolved. It is not known whether both groups belong to one tectonic unit — the Gemicum — or the Meliata Group is a part of other tectonic unit.

In the Meliata Group between Hačava and Jasov fossils were found at five localities:

a) Hačava, S of school (HR-474): *Gondolella polygnathiformis* Bud. et Stef., *G. navicula* Huckr., *Metapolygnathus spatulatus* ? *pseudodiebeli* (Kozur) in grey platy quartzified limestones containing volcanic material — Julian.

b) Šugový vrch, N slope (TU-158): *Gondolella navicula* Huckr., *G. polygnathiformis* Bud., *Gladigondolella tethydis* (Huckr.) *Enantiognathus zieglerei* (Diebel), *Metapolygnathus* sp., in sheeted and slab-like light crystalline limestones with intercalations of volcanic material — Julian.

c) Šugovská dolina valley (NM-89), dark schists in a ridge 100 km N of a quarry, in light limestones. The palynomorphs found (E. Planderová 1980, p. 123) are indicative of the Lower Triassic age of the schists. Plentiful acritarchs are indicative of an open sea basin.

d) Jasov, near the monastery cemetery (NM-80): *Taeniaesporites* sp., *Triadisporea* sp., *Enzonalaspores* sp., *Monosulcites minimus* Coocson, *Klausipollenites schaubergi* Pot. Klaus, *Cyclotriletes granulatus* Mädlér, *Sahnispores reticulatus* Mädlér from grey phyllite schists, probably Lower-Middle Trias.

e) Hačava, NW of the village (ŠS-5): *Triadisporea crassa* Klaus, *Foveolatisporites* sp., *Ovalipollis* sp., *Taeniaesporites* div. sp., *Lueckisporites virkkiae* Pot. Klaus, *Cordaitales* div. sp., *Cycadopites magnus* Herbst., *Cymatiosphaera* sp., from dark-grey schists with layers of dark limestones (Lower Trias with resedimented Upper Permian species).

3. In the Turňa tectonic window (J. Mello 1979) fossils were found on the localities:

a) Zádielské Dvorníky, on the hill Strážne. There were Carnian and Norian conodonts (Pl. II, III): *Gondolella polygnathiformis* Bud. Stef., *Gladigondolella tethydis* (Huckr.), *Gondolella noah* Hayashi, *G. praeangusta* Kozur, Mirauta et Mock and *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (Hayashi), in dark granular, grey cherty and light cherty limestones (cf. R. Mock 1980).

b) SE foothill of Veľký Várád (sample HR-179): *Cymatiosphaera* sp. A. *Accintisporites* sp., *Triadisporea crassa* Klaus, *Thymospora ipsiziensis* de Jersey, *Verrucatosporites* div. sp., *Concentricisporites* sp., *Triadisporea* div. sp., in violet and black, partly graphitic schists (Lower Trias).

c) N ridge of Veľký Várád E. Planderová (1979, p. 31) found a comparatively rich assemblage of palynomorph species.

d) S slopes of Horný vrch plateau at Pétermező: *Gondolella polygnathiformis* Bud. Stef. (Carnian) in dark crystalline limestones.

4. Wider vicinity of Honca is one of the most attractive places for the study of the Meliata Group.

Geological conditions are illustrated by an idealized geological cross section (Fig. 7). It shows that the Meliata Group is present there in three-four slices. The lowermost slice is associated with Permian conglomerates of the Filipek type. Toward the overlier they slowly pass into sandy and sericitic phyllites (? Lower Trias). Higher up chloritic phyllites with layers of diabases, diabase tuffs and tuffites are dominant. There are occasional bodies of light crystalline limestones (Middle — ? Upper Trias). Higher up is the Sivá skala slice, commencing with the „Jeřava“ beds (Lower Trias), overlain by dark dolomites (Lower Anisian). The dolomites are practically unmetamorphosed, in some places the original textures preserved. Higher up are light crystalline limestones of Teplá stráň (? Anisian), frequently dolomitized (light saccharoidal dolomites). Out of the cross section, they are overlain by a strongly reduced sequence of schists, silicites, diabases and sandstones (? Ladinian — Carnian). Overjacent dark cherty limestones contained Norian conodonts (sample VP-36). The formation is better exposed (shifted by the Rožňava fault) on the N foothill of the Plešivecká planina plateau. Dark limestones contained there Carnian conodonts (19/81, XV/D). No fossils have so far been found in the overjacent grey cherty limestones.

A thick complex of schists with occasional silicite layers in the overlier are Jurassic according to H. Kozur (1979), whereas according to palynological data by E. Planderová (sample 2/79) they are Triassic schists, i. e. another group.

Another ridge consists of light crystalline limestones of “waxy” appearance, similar to the limestones at Veterník. According to H. Kozur (l. c.) they are Tithonian limestones. It is more likely that they are Triassic limestones of a slice in a position equivalent to the slice of Slovenská skala (the lower metamorphosed slice of the Silica nappe).

Conodonts are depicted in Pl. IV and V (for detail lists see the Slovak text).

5. In the SW vicinity of Štítník (Fig. 9) are comparatively large complexes of slightly metamorphosed Mesozoic rocks, ranged to the Meliata Group. The boundary with the Gočaltovo Group is not exactly determined there. Finds of fossils and palynoflora from this area were already known earlier (J. Šuf 1936, 1960; E. Planderová 1980, loc. 367/74 and 13/75). They are most likely indicative of the Lower Triassic age of the studied beds.

Later finds of palynoflora (see the Slovak text) indicate the uppermost Lower Trias — Anisian (loc. ŠT-464, dark schists; loc. ŠT-469, dark schists with intercalations of dark nearly and crystalline limestones). Finds at the side-way to Rozložná (loc. 1—5/77) in grey sandy and pelite schists indicate the Middle Triassic or even Upper Triassic age of the beds.

6. Position of the Meliata Group in the so-called Nižná Slaná depression is particular, but not exactly determined as yet. I. Varga (in J. Mello et al. 1979 b) distinguished there three complexes of nappe-slice units above each other: the lower complex with rauwackes and gypsum dominant, the middle complex with glaucophanite bodies, variegated schists, cherty and crystalline limestones with occasional serpentinite bodies, and the upper complex comprising the Bučina beds and the Dúbrava beds.

a) 200 m SE of the top of Ježovec, grey schists contained palynomorphs indicative of their Lower — Middle Triassic age.

b) Light crystalline limestones with schliers of ? volcanic material on the western slope of Radzim in Široké pole contained conodonts *Condolella excelsa* (Mosher) indicative of the Illyrian — Lower Ladinian age.

7. On the northern slopes of Slovenská skala are two slices of the Meliata Group and the slice of Slovenská skala. The metamorphosed slice of Slovenská skala is either regarded as the lower slice of the Silica nappe, or as a part of the Meliata Group by R. Mock.

a) Black schists in the Žobrčka dolina (cut of road from Jeřava to Štítník) contained palynomorphs indicating the Upper Triassic age of the schists (especially species of the genus *Densosporites*).

b) Slab-like and sheety cherty limestones forming the top part of Slovenská skala contained Tuvalian conodonts (*Gondolella polygnathiformis* Bud. et Stef., *G. noah* Hayashi).

8. In the vicinity of Držkovce, crystalline limestones at Agač contained Lower Anisian — Pelsonian conodonts (*Gondolella bulgarica* Bud.-Stef.) and Illyrian — Lower Ladinian filling of fissures (*Gondolella acuta* Kozur).

Particularly valuable is the find of radiolarians (P. Dumitricá—J. Mello in print) proving the Illyrian — Phasianian age of red radiolarites from a road cut 1 km NW of Držkovce.

9. Conodonts from a quarry in Chvalová are indicative of Pelsonian — Illyrian, perhaps also Lower Ladinian age of slablike recrystallized limestones (Phototable VI.). According to J. Mello (in J. Mello et al. 1976, p. 51) there is — like at Slovenská skala and Tripeniažky — a lower, metamorphosed slice of the

Silica nappe. The slice is quite frequent in the western part of the Slovak Karst (L. Gaál et al. 1980, p. 83).

10. New stratigraphical and lithological results based on finds of conodonts and palynomorphs resulted from the study of the westernmost occurrence of the Meliata Group near Hrušovo and Striežovce. They were described separately by L. Gaál (in print).

Explanations of text-figures 1—10

Fig. 1 Occurrences of Meliata Group in eastern part of Slovak Karst

Fig. 2 Occurrences of Meliata Group in western part of Slovak Karst and in SW part of Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains)

Fig. 3 Schematic lithological profile of Meliata Group in Šugovská dolina (valley) 1 — dark and black schists (Lower Trias), 2 — green schistose limestones (Lower Trias), 3 — gray dolomites (Anisian), 4 — dark crystalline massive limestones with bodies and intercalations of basic volcanic rocks altered into glaucophanites (Middle — ? Upper Trias), 6 — light and grey limestones with admixture of volcanic material (Carnian), 7 — sericitechlorite phyllites (? Ladinian — Carnian)

Fig. 4 Fossil finds from rocks of Meliata Group between Hačava and Jasov

1 — palynomorph finds, 2 — conodont finds

Fig. 5 Fossil finds in rocks of Meliata Group in Turňa window

Fig. 6 General lithological profile of Meliata Group, Strážne — Zádielske Dvorníky

1 — grey and violet schists (Lower Trias), 2 — grey dolomites (Lower Anisian), 3 — light crystalline limestones (Anisian), 4 — grey, green and dark schists, partly phyllitized, with intercalations of sandstones, granular limestones and tufts of basic rocks (Ladinian — Julian), 5 — dark slab-like granular limestones (Julian), 6 — grey and light cherty limestones (Tuvalian — Norian), 7 — dark schistose limestones and marls (Norian — Rhaetian)

Fig. 7 Idealized geological cross section through complexes of Meliata Group around Honce

Fig. 8 Fossil finds from rocks of Meliata Group around Honce

Fig. 9 Fossil finds from SW vicinity of Štítnik

Fig. 10 Panorama of W slope of Slovenská skala (view from Jelšava spa)

Meliata Group: 1 — schistose limestones and green schists, "Jelšava beds" (Lower Trias), 2 — light crystalline limestones (Anisian), 3 — light and variegated limestones (Anisian — Ladinian), Synclinal slice of Slovenská skala: 4 — grey dolomites (Anisian), 5 — light crystalline limestones (Anisian), 6 — dark cherty limestones (Ladinian), 7 — dark schists (Carnian), 8 — dark cherty limestones (Upper Carnian — Norian); Silica nappe s. s.: 9 — Werfenian beds (Scythian), 10 — grey dolomites (Anisian), 11 — light massive limestones (Anisian).

Explanations of Plates I—VI

Pl. I Loc. Meliata, schistose complex above dark limestones

Fig. 1 *Constatisulcites ovatus* Scheuring 1978

Fig. 2 *Constatisulcites* cf. *ovatus* Scheuring 1978

Fig. 3 *Concentricisporites nevesi* Antonescu 1976

Fig. 4 *Psilomonosporites cochetensis* Jain 1970

Fig. 5 *Endosporites* sp.

Fig. 6 *Duplicisporites granulatus* Kreusel Leschik 1955, magn. 1000 ×

Pl. II

Fig. 1—8 *Gondolella noah* Hayashi

Strážne (k. 269,0) above Zádielske Dvorníky. Sample XII (d. b. HR-46) Tuvalian, magn. 100 ×

Pl. III

Fig. 1, 2, 3, 6 *Gondolella noah* Hayashi

Fig. 4, 5 *Gondolella praeangusta* Kozur, Mirauta et Mock Strážne (B. M. 269,0), sample XII (d. b. HR-46), Tuvalian, magn. 100 ×

Fig. 7, 8 *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (Hayashi) Strážne, sample XIII (d. b. HR-149), Norian, magn. 100 ×

Pl. IV

Fig. 1, 2 *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov

Fig. 3 *Ozarkodina tortilis* Tatge

Fig. 4 *Didimodella alternata* (Mosher)

Fig. 5—6 sponge spicules

Fig. 7 *Gladigondolella tethydis* (Huckriede)

Fig. 8 *Priniodina (Cypridodella) muelleri* (Tatge)

All fossils from the northern slope of Plešivec plateau near Honce, from sample XV/D, Carnian, magn. 100 ×

Pl. V

Fig. 1 *Gondolella navicula* Huckriede, sample VP-36/A (Honce), magn. 45 ×

Fig. 2 *Gondolella navicula* Huckriede, sample VP-36/A (Honce), magn. 60 ×

Fig. 3a, b *Metapolygnathus cf. primitivus* (Mosher), sample VP-36/A (Honce), magn. 60 ×

Fig. 4 *Gondolella navicula* Huckriede, VP-36/A (Honce), magn. 70 ×

Fig. 5 *Gondolella foliata* (Budurov), sample 19/81-B (Honce), magn. 50 ×

Fig. 6 *Gondolella foliata* (Budurov), sample 19/81-A (Honce), magn. 50 ×

Fig. 7 *Gondolella foliata* (Budurov), sample 19/81-A (Honce), magn. 100 ×

Fig. 8 *Gladigondolella malayensis malayensis* Nogami, sample 19/81-B (Honce), magn. 60 ×

Photographed by K. Šebor

Pl. VI

Fig. 1 *Gondolella bulgarica* (Budurov)

Fig. 2 *Gondolella excelsa* (Mosher)

Fig. 3—4 *Gondolella cf. momburgensis* Tatge

Fig. 5 *Gondolella* sp.

Fig. 6 *Gondolella cf. prava* Kozur

Fig. 7 *Gondolella cf. longa* (Budurov et Stefanov)

All conodonts are from the quarry at Chvalová. Anisian. magn. 50 ×

Translation: E. Jassingerová

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I—VI

Tab. I. Lokalita Meliata, bridličnatý súbor nad tmavými vápencami

Obr. 1 *Constatisulcites ovatus* Scheuring 1978

Obr. 2 *Constatisulcites cf. ovatus* Scheuring 1978

Obr. 3 *Concentricisporites nevesi* Antonescu 1976

Obr. 4 *Psilomonosporites cochetensis* Jain 1970

Obr. 5 *Endosporites* sp.

Obr. 6 *Duplicisporites granulatus* Kreusel Leschik 1955.

Tab. II

Obr. 1—8 *Gondolella noah* Hayashi.

Strážne (k. 269,0) nad Zádielskymi Dvorníkmi.

Vzorka XII (d. b. HR-46) Tuval.

Zv. 100 ×

Tab. III

Obr. 1, 2, 3, 6 *Gondolella noah* Hayashi.

Obr. 4, 5 *Gondolella praeangusta* Kozur, Mirauta a Mock

Strážne (k. 269,0), vzorka XII. (d. b. HR-46), Tuval
Zv. 100 ×
Obr. 7, 8 *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (Hayashi)
Strážne, vzorka XIII (d. b. HR-149), Nor
Zv. 100 ×

Tab. IV

Obr. 1—2 *Gondolella polygnathiformis* Budurov a Stefanov.
Obr. 3 *Ozarkodina tortilis* Tatge.
Obr. 4 *Didimodella alternata* (Mosher).
Obr. 5—6 ihlice húb
Obr. 7 *Gladigondolella tethydis* (Huckriede).
Obr. 8 *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* (Tatge)
Všetky skameneliny zo severného svahu Plešivskej planiny, pri obci Honce, zo zorky XV/D. Karn
Zv. 100 ×

Tab. V

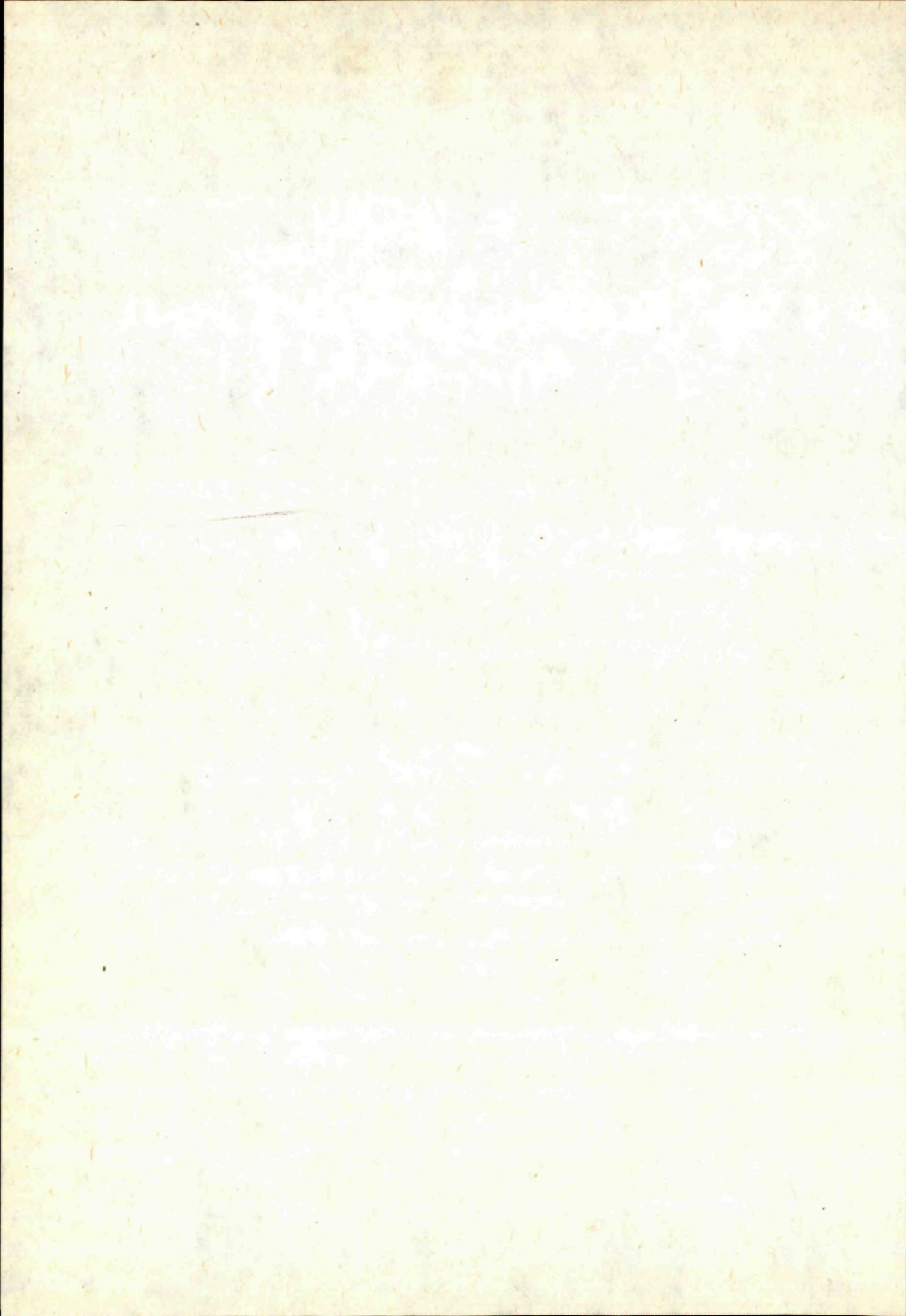
Obr. 1 *Gondolella navicula* Huckriede, vzorka VP-36/A
(Honca), zv. 45 ×
Obr. 2 *Gondolella navicula* Huckriede, vzorka VP-36/A
(Honca), zv. 60 ×
Obr. 3 a, b *Metapolygnathus cf. primitius* (Mosher),
vzorka VP-36/A (Honca), zv. 60 ×
Obr. 4 *Gondolella navicula* Huckriede, vzorka VP-36/A
(Honca), zv. 70 ×
Obr. 5 *Gondolella foliata* (Budurov), vzorka 19/81-B
(Honca), zv. 50 ×
Obr. 6 *Gondolella foliata* (Budurov), vzorka 19/81-A
(Honca), zv. 50 ×
Obr. 7 *Gondolella foliata* (Budurov), vzorka 19/81-A
(Honca), zv. 100 ×
Obr. 8 *Gladigondolella malayensis malayensis* Nogami,
vzorka 19/81-B (Honca), zv. 60 ×

Foto: K. Šebor

Tab. VI

Obr. 1 *Gondolella bulgarica* (Budurov)
Obr. 2 *Gondolella excelsa* (Mosher)
Obr. 3—4 *Gondolella cf. mombergensis* Tatge
Obr. 5 *Gondolella* sp.
Obr. 6 *Gondolella cf. prava* Kozur
Obr. 7 *Gondolella cf. longa* (Budurov a Stefanov)

Všetky konodonty z lomu z Chvalovej. Anis Zv. 50 ×



Vladimír Bezák—Jaroslav Lexa

Genetické typy ryolitových vulkanoklastík v okolí Žiaru nad Hronom

11 obr. v texte, 11 fotogr. tab. (VII—XVII), anglické resumé

Abstrakt. The following genetic types of volcanoclastic rocks have been identified in the rhyolite complex around Žiar nad Hronom and are described thoroughly: extrusive breccias; acid hyaloclastite breccias; air-fall tuffs, lapilli tuffs, agglomerates and vulcanian breccias; ash-flow and pumice-flow deposits; base-surge deposits; deposits of the Merapi-type glowing avalanches; reworked pyroclastic rocks; epiclastic volcanic sandstones, conglomerates, and breccias — deposits of lahars, ephemeral streams, and fluvial deposits.

Ryolitový komplex v okolí Žiaru nad Hronom sa rozprestiera na ploche približne 75 km². Geograficky patrí k južnej časti Kremnických vrchov, severnému okraju Štiavnických vrchov a východnej časti Žiarskej kotliny (obr. 1). V strednej a severnej časti Žiarskej kotliny vystupuje spod mladších sedimentov len ojedinele v okolí Trubína, Kosorína a Slaskej.

Geologická pozícia komplexu je znázornená na obr. 1. Produkty ryolitového vulkanizmu neskorosarmatského až včasne panónskeho veku (J. Gašparik—E. Planderová 1970) vyplňajú a po okrajoch lemujú Žiarsku kotlinu. Z rozmiestnenia extruzívnych telies je zrejme, že vulkanické centrá boli viazané najmä na systémy jej okrajových zlomov.

Ryolitový komplex je tvorený extrúziami a efúziami ryolitov, ktoré tvoria morfológicky nápadné vyvýšeniny a vulkanoklastikami rôznej genézy, ktoré sú najlepšie odkryté v zárezoch železnice Hronská Dúbrava—Kremnica a v starých pieskovniach, menej v údoliach potokov a zárezoch lesných ciest. Celková hrúbka ryolitového komplexu je 150—250 m. Získané poznatky svedčia o tom, že vertikálne možno ryolitový komplex rozčleniť na dva horizonty: spodný — charakterizovaný vulkanoklastikami bez ílovej zložky, vystupujúci na povrch v tektonicky vyzdvihnutej časti komplexu východne od Kremnického potoka a v severnej časti Štiavnických vrchov a vrchný — charakterizovaný vulkanoklastikami so značným zastúpením ílovej zložky a hojnými polohami limnokvarcítov vystupujúcich v tektonicky poklesnutom bloku medzi Kremnickým potokom, Slaskou a Lutilou.

Charakter lávových telies a ich štruktúru podrobne vo svojej práci rozoberal J. Lexa (1971). Identifikoval jednotlivé extruzívne a efuzívne telesá a definoval ich

formu. Na základe týchto výsledkov je vypracovaná aj schéma stavby ryolitového komplexu znázornená na obr. 1. Vulkanoklastikám sa venoval (l. c.) len okrajovo s výnimkou extruzívnych (lávových) brekcií, ktoré vystupujú v okrajových častiach extrúzií a lávových prúdov. Sklovité perlitické brekcie chaotickej textúry v okolí telesa „Szabova skala“ charakterizoval ako hyaloklastitové brekcie kyslého zloženia.

Vulkanoklastiká v záreze železnice Hronská Dúbrava—Kremnica, opísal R. Kettner (1924) ako jemnozrnné až hrubozrnné tufy a tufity. Podľa F. Fialu (1961) vrchnú časť súvrstvia ryolitových vulkanoklastík tvoria dobre zvrstvené, prevažne pemzovité tufy, uložené vo vodnom prostredí, obsahujúce tiež tufitické vložky s valúnmi andezitov a kremencov. V spodnej časti prechádzajú do tufitov s väčším zastúpením ílovej zložky a valúnov andezitov, kremeňa, kremencov a žúl.

V. Konečný—M. Kuthan (1968) charakterizovali ryolitový vulkanizmus ako extruzívne-explozívny, považujúc väčšinu vulkanoklastík za autochtónne a redeponované pyroklastiká.

Niekoľko rukopisných správ týkajúcich sa prieskumu ložísk limnokvarcítov (J. Beňo—D. Očenáš 1968), perlitu (J. Beňo—D. Očenáš 1962) a bentonitu (J. Zuberec—D. Očenáš 1971) sa zaoberá podrobne rozsahom, charakterom a genézou uvedených surovín. Genéza ryolitových vulkanoklastík v prácach takéhoto charakteru nie je venovaná pozornosť.

Metodika štúdia vulkanoklastík

Priraďovanie vulkanoklastických uloženín k jednotlivým genetickým typom sa robí na základe štruktúry, textúry, zloženia a zrnitosti charakteristiky. Vulkanoklastiká boli študované najprv na odkryvoch v teréne (ich lokalizácia je na obr. 1). Všimli sme si najmä tieto znaky: zvrstvenie, odlučnosť, farbu, stupeň spevnenia, rozmiestnenie fragmentov a ich petrografické zloženie, množstvo a charakter základnej hmoty, veľkosť a opracovanie fragmentov a stupeň triedenia. Opis sme zvyčajne doplnili fotografiami alebo nákrepmi význačných textúr. U orientovaných textúr (šikmé zvrstvenie, erozívne zárezy, impaktné textúry — stopy po dopade vulkanických bômb) boli zmerané ich smery.

Zrnitostná analýza nespevnených uloženín bola urobená na sitách s rozmermi oka 0,12, 0,25, 0,5, 1, 2, 4, 7, 15 a 30 mm. Pred rozdrúžením na sitách sme zisťovali množstvo frakcie pod 0,04 mm premytím na site s okom 0,04 mm. Jednotlivé frakcie boli vážené s presnosťou na 0,1 g. Takto bolo spracovaných 26 vzoriek, ktorých hmotnosť sa pohybovala od 0,36 kg do 12,2 kg podľa zrnitosti, v priemere okolo 1 kg. Mierne spevnené horniny sa podarilo rozdrúžiť zmrazovaním a máčaním v 5 % kyseline soľnej. Vplyv zmrazovania na veľkosť pemzových fragmentov bol pri tomto postupe zanedbateľný. Analýzou štyroch vzoriek najväčšej hmotnosti (3,7—12,2 kg) obsahujúcich i väčšie fragmenty veľkosti do 10 cm bolo zistené, že jemnozrnnejšie frakcie vzoriek nie je možné využiť pre charakteristiku hrubých klastík bez uváženia zákonitých rozdielov v parametroch celej vzorky a jej jemnozrnnejšej časti.

U 20 vzoriek spevnených vulkanoklastík boli zrnitostné charakteristiky analyzované vo výbrusoch meraním najväčších priemerov zŕn. Počet meraných zŕn v jednom výbruse sa pohyboval od 110 do 190. Do výpočtu zrnitosti bola zahrnutá aj jemná tmeliaca hmota.

Zrnitostná analýza poskytuje údaje charakterizujúce mechanizmus transportu. Z výsledkov analýz boli zostrojené kumulatívne krivky s rozmermi nanášanými vo phi-jednotkách ($\phi = -\log_{10} d$, kde d je rozmer zŕn v mm). Z kumulatívnych kriviek boli vypočítané základné parametre $Md_{\phi} = \phi_{50}$, ktorý indikuje energetickú hladinu transportujúceho fluida, a $\sigma_{\phi} = \frac{\phi_{16} - \phi_{84}}{2}$, vyjadrujúci sklon krivky a tým stupeň triedenia.

Na rozlíšenie hlavných spôsobov transportu pyroklastík, a teda i hlavných genetických typov sme zostavili diagramy σ_{ϕ}/Md_{ϕ} (G. P. L. Walker 1971) a C/M (M. F. Sheridan 1971), kde C je najhrubší

percentil a $M = Md_{\phi}$. Pre rozlíšenie genetických typov epiklastík sme použili diagram C/M a tiež sme vypočítali parametre:

$$\text{koeficient triedenia } So = \frac{\phi_{75}}{\phi_{25}}, \text{ } QD_{\phi} = \frac{\phi_{25} - \phi_{75}}{2} \text{ a } \sigma_{\phi}.$$

Hodnoty ϕ_{25} a podobne znamenajú hodnotu Φ v príslušnom bode kumulatívnej krivky.

Klasifikácia vulkanoklastík

Vzhľadom na to, že novšie genetické klasifikácie vulkanoklastík nie sú zatiaľ u nás všeobecne známe, uvádzame stručný prehľad klasifikácie vulkanoklastík so základnou charakteristikou jednotlivých genetických typov. Klasifikácia sa opiera o práce W. H. Parsonsa (1969), R. V. Fishera (1961), H. W. Williamsa—A. R. Mc Birneyho (1969), L. N. Botvinkina (1974) a E. F. Maleeva (1977). V týchto prácach nájde prípadný záujemca podrobnejšiu charakteristiku jednotlivých genetických typov vulkanoklastických hornín.

V zmysle R. V. Fishera (1961) vulkanoklastické horniny delíme podľa spôsobu vzniku ich fragmentov na tri hlavné skupiny: autoklastiká, pyroklastiká a epiklastiká.

Autoklastiká

Vznikajú neexplozívnu dezintegráciou pohybujúcej sa lávy. Podľa procesov formovania vydeľujeme:

Lávové brekcie — vyskytujú sa na báze a povrchu prúdov aa- a blok-láv. Niekedy môže byť zbrekčovatený i celý lávový prúd. V brekciách chýba stratifikácia a triedenie. Zloženie fragmentov s výnimkou intenzívnejšej oxidácie je totožné s lávou, do ktorej brekcia postupne prechádza. Podľa typu láv fragmenty bývajú celistvé angulárne až silne pórovité, struskovité. Základná hmota lávových brekcií je tvorená napenenou lávovou hmotou so znakmi drvenia alebo drobnými úlomkami a drťou.

Extruzívne brekcie — sa od predchádzajúcich líšia blokovým charakterom a väzbou na extruzívne telesá. Vznikajú pri raste domov a tholoidov rozpadom ich kóry v dôsledku pokračujúcej expanzie vnútornej časti telies. Dezintegrovaný materiál sa akumuluje na povrchu telies a na ich svahoch sa ukladá vo forme blokových sutín. Bloky sú tmelené jemnejšou drťou, v oblasti prechodu do lávovej časti telesa je tmel extruzívnych brekcií zvyčajne lávový.

Hyaloklastity — vznikajú neexplozívnu dezintegráciou lávy pri styku s vodou v dôsledku prudkého ochladenia a kontrakcie. Fragmenty sú angulárne a sklovité.

Redeponované autoklastiká — ide o uloženy vzniknuté lokálnym prepracovaním vyššie uvedených typov autoklastík formou svahových pohybov, zosuvov, subakválnych a brekciových prúdov.

Pyroklastiká

U pyroklastík je fragmentácia lávy spôsobená explozívnym procesom (expanzia plynov pri znížení tlaku v magme stúpajúcej k povrchu). Ich výsledný charakter je daný hlavne stupňom explozivity a viskozitou lávy. S ohľadom na spôsob transportu pyroklastického materiálu pred jeho uložením rozlišujeme:

Napadané pyroklastiká (typ „air fall“) — v dôsledku veľkého množstva plynov dochádza k rozprášeniu materiálu do atmosféry, jednotlivé fragmenty sa pohybujú samostatne. Väčšie fragmenty a bloky sledujú viac-menej balistické krivky, zatiaľ čo u jemnejšieho materiálu dochádza k eolickému transportu aj na väčšie vzdialenosti. Efektívne triedenie materiálu podľa rýchlosti voľného pádu sa prejavuje v uloženiach tohto typu dobrým triedením, gradačným zvrstvením a stratifikáciou.

Fluidálne bázické lávy s nižšou explozívnou vytvárajú pri erupciách havajského a strombolského typu málo vesikulované fragmenty, bomby a lapily, ktoré tvoria akumulácie strusky, či struskovitých aglomerátov, ak v priebehu letu stuhli a aglutinátov, ak sa akumuluje ešte v plastickom stave.

Vysoko explozívne erupcie intermediálnych a kyslých láv (vulkánsky a ultravulkánsky typ, freatické explózie), ako aj erupcie vyššej explozivity u bázických láv produkujú popol, pemzu, silne napenené bomby a fragmenty vytrhnuté zo staršej stavby, ktoré po páde na zem alebo do vody vytvárajú uloženy nazývané tephra. Podľa prevládajúceho rozmeru fragmentov v zmysle R. V. Fishera (1961) rozlišujeme: vulkánske brekcie, tufobrekcie, aglomeráty, lapility, lapilové tufy a tufy. V blízkosti centra a pri silných erupciách sa tvoria prevažne hrubé a chaotické uloženy bez výraznej stratifikácie. Uloženy vzdialenejšie od centra a uloženy slabších prerušovaných erupcií sú tvorené pemzovým a popolovým materiálom v stratifikovaných a dobre triedených polohách. Charakteristické pre ne je gradačné zvrstvenie, obalovanie reliéfu (mantle bedding), erózne brázd, impaktné textúry po dopade väčších

fragmentov, niekedy prítomnosť pizolítov. Ak sú napadané pyroklastiká stavebným elementom vulkanického kužela, majú primárny násypný sklon.

Pyroklastické prúdy — v dôsledku nižšej explozivity dochádza len k rozdeleniu lávy na napenené fragmenty, ktoré však nie sú rozptýlené do priestoru. D. W. Peterson (1970) definuje pyroklastický prúd ako vysokoteplotnú turbulentnú zmes plynov, lávy o variabilnej viskozite a pevných častíc, ktorá sa lavínovite alebo vo forme prúdu pohybuje pomerne veľkou rýchlosťou a na veľké vzdialenosti aj pri malých sklonoch svahu. Vysoká mobilita pyroklastických prúdov je spôsobená pôvodnými plynmi ako aj expandujúcim vzduchom a vodnou parou naberanou pri pohybe. Zachovanie pôvodného tepla v priebehu transportu umožňuje spečenie po uložení.

Fragmenty pyroklastických prúdov majú variabilné rozmery od blokov až po popolové častice. Ak prevládajú pemzové fragmenty hovoríme o pemzových prúdoch, ak prevládajú popolové častice hovoríme o popolových prúdoch. U popolových a pemzových prúdov je zloženie podobné napadaným pyroklastikám: pemza, popolové častice, úlomky skla a kryštálov, ojedinele úlomky starších hornín a jemná popolová substancia. U hrubších pyroklastických prúdov dominujú fragmenty pórovitých až napenených sklovitých hornín, ktorých veľkosť je u jednotlivých prúdov premenlivá — 50—100 cm.

Pyroklastické prúdy v dôsledku vnútornej turbulencie ukladajú dobre definovateľné polohy netriedeného a nezvrstveného materiálu 0,5 až niekoľko desiatok metrov hrubé. Ich rozšírenie je čiastočne dané reliéfom povrchu — pyroklastické prúdy sa prevažne pohybujú v údoliach a depresiách reliéfu, ktoré vyplňajú a zarovnávajú. Možno v nich pozorovať zonálnosť v kompakcii (D. M. Ragan—M. F. Sheridan 1972) i v triedení (G. P. L. Walker 1972), rekryštalizáciu, lineáciu spôsobenú laminárnym tečením v závere pohybu (W. E. Elston—E. I. Smith 1970) a foliáciu spôsobenú kompakciou.

Podľa mechanizmu vzniku a stupňa explozivity rozlišujeme nasledovné typy pyroklastických prúdov: typ Merapi vznikajúci explozívne-gravitačným kolapsom okrajových častí extruzívnych dómov (R. W. van Bemmelen 1949); typ Pelée vznikajúci pri explozívnej dezintegrácii rastúcich extruzívnych dómov; typ St. Vincent vznikajúci spätným kolapsom vertikálneho erupčívneho stĺpu (H. Williams—A. R. Mc Birney 1969); typ Krakatoa — popolové a pemzové prúdy vznikajúce pri poklese explozivite mohutných popolových a pemzových erupcií, šíriace sa účinkom gravitácie priamo z oblasti krátera (H. Williams—A. R. Mc Birney 1969), pyroklastické prúdy typu bazálneho prívalu (base surge) vznikajúce pri freatomagmatických erupciách. Šíria sa vo forme radiálnych vln značnej sily od erupčného centra. Charakteristickými znakmi je podstatné zastúpenie staršieho vulkanického alebo aj nevulkanického materiálu vytrhnutého zo stien vznikajúcej diatrémy a hrubé nepravidelné až šošovkovité zvrstvenie podobné eolickému typu (R. V. Fisher—A. C. Waters 1971).

Redeponované pyroklastiká predstavujú prechodnú skupinu hornín k epiklastikám. Ide o pyroklastický materiál, ktorý bol bezprostredne po uložení premiestnený rôznymi exogénnymi procesmi tak, že nadobúda textúry epiklastických hornín, s ktorými redeponované pyroklastiká zvyčajne asociujú.

Epiklastiká

U epiklastík fragmenty vznikajú nevulkanickými exogénnymi procesmi — eróziou existujúcich vulkanických uložení. Epiklastické vulkanické horniny delíme podobne ako klastické sedimenty podľa spôsobu transportu a prostredia uloženia. Najrozšírenejším typom epiklastík vo vulkanických oblastiach sú uloženy výplavových kuželov pri úpätí vulkánov (proluviálne a aluviálne kužele a roviny). Nevulkanické uloženy tohto typu sú typické pre arídne a tektonicky aktívne oblasti, kde prevláda činnosť občasných tokov a bahenných prúdov. W. B. Bull (1964) vydeľuje podľa obsahu vody, respektíve ílovej zložky, tri typy uložení:

- uloženy bahenných prúdov (lahárov),
- uloženy prechodného typu,
- uloženy prúdiacej vody.

Uloženy lahárov sú relatívne veľkej hrúbky, chaotické, netriedené, s podstatným zastúpením ílovej zložky. Uloženy prechodného typu sa od lahárov líšia nižším podielom ílovej zložky a náznakmi triedenia. Uloženy prúdiacej vody sú zvrstvené alebo laminované, triedené, vyskytujú sa šikmé zvrstvenia, imbríkácia valúnov, šošovkovité polohy a erózne rozmyvy. Epiklastické vulkanické horniny sú vcelku tvorené variabilne opracovanými fragmentmi často pestrého petrografického zloženia, pemza a tufová substancia sa vyskytuje len v malom množstve. Charakter fragmentov je značne závislý na type vulkanických uložení v zdrojovej oblasti.

Genetické typy vulkanoklastík v skúmanej oblasti

Na základe súboru znakov pozorovaných na odkryvoch a údajov získaných laboratórne a ich konfrontácie s poznatkami súčasnej vulkanológie sú vulkanoklastické horniny priradené k jednotlivým genetickým typom.

Autoklastiká

V skúmanej oblasti majú len obmedzené rozšírenie. Ide o extruzívne brekcie ryolitových dómov, na ktoré sú bezprostredne viazané. Ich zaradenie prevažne nespôsobuje problémy. Štúdiom ryolitových telies okolia Žiaru nad Hronom sa podrobne zaoberal J. Lexa (1971). Schéme stavby okrajových častí ryolitových dómov, ktorú vytvoril, vyhovuje aj stavba telesa Chlmok 0,7 km južne od Kosorína (lok. č. 38). V starom kameňolome je odkrytý okraj telesa, ktorý je sklovitý, brekciovite rozpukaný a pozvoľne prechádza do extruzívnej brekcie tvorenej angulárnymi sklovitými fragmentmi maximálnej veľkosti až 90 cm, v priemere okolo 20 cm (tab. VII, obr. 3). So vzdialenosťou od telesa sa rozmery fragmentov zmenšujú. Vo vzdialenosti 50 m je priemerná veľkosť fragmentov 10—15 cm a vo vzdialenosti 80 m už len okolo 5 cm (tab. VII, obr. 4). Uloženíny sú chaotické, netriedené ($\sigma_p = 3,1$), bez znakov zvrstvenia. Základná hmota brekcie je tvorená drobnými fragmentmi a sklovitým detritom, pemza a tufová substancia nie sú prítomné.

Podobné extruzívne brekcie sú odkryté v dlhom záreze cesty 500 m JV od Pitelovej (lok. č. 1). Celistvý felsitický ryolit tu prechádza cez brekciu s lávovým tmelom do brekcie s klastickým tmelom tvorenej angulárnymi fragmentmi ryolitu veľkosti 30—150 cm, ojedinele 2—3 m.

V podpovrchovej úrovni dochádzalo k brekciácii hlavne mechanickým trením a drvením okrajov telies pri pretláčaní cez súvrstvie vulkanoklastík. Takéto brekcie sú odkryté napr. na lokalitách č. 12 a 13 v záreze železnice severne od stanice Stará Kremnička. Brekciu na lokalite č. 12 uvádza aj R. Kettner (1924). Brekcia hrubá 2—3 m je tvorená angulárnymi fragmentmi sklovitého tmavého fluidálneho ryolitu v základnej hmote svetlejšieho pórovitého ryolitového skla. Pri styku s okolnými vulkanoklastikami je trieštenie intenzívnejšie a uvoľnené fragmenty ryolitového skla vystupujú samostatne obalené v deformovaných vulkanoklastikách (tab. VII, obr. 1 a 2).

Ak došlo k extrúzii do vodného prostredia, vznikli dezintegráciou rastúceho ryolitového telesa perlitické brekcie, ktoré možno v zmysle H. Pichlera (1965) nazvať kyslými hyaloklastitmi. Ich výskyt v okolí telesa „Szabova skala“ (lok. č. 26 a 28) opísal J. Lexa (1971). Brekcie sú tvorené angulárnymi fragmentmi ryolitového skla (prevažne perlit, v menšej miere obsidián), len ojedinele sú prítomné fragmenty felsitických či sférolitických ryolitov. Veľkosť fragmentov je v priemere okolo 2—5 cm, maximálne až 40 cm. Základná hmota brekcie v množstve okolo 20 % je tvorená drobným sklovitým detritom (tab. XIV, obr. 2). Uloženíny sú

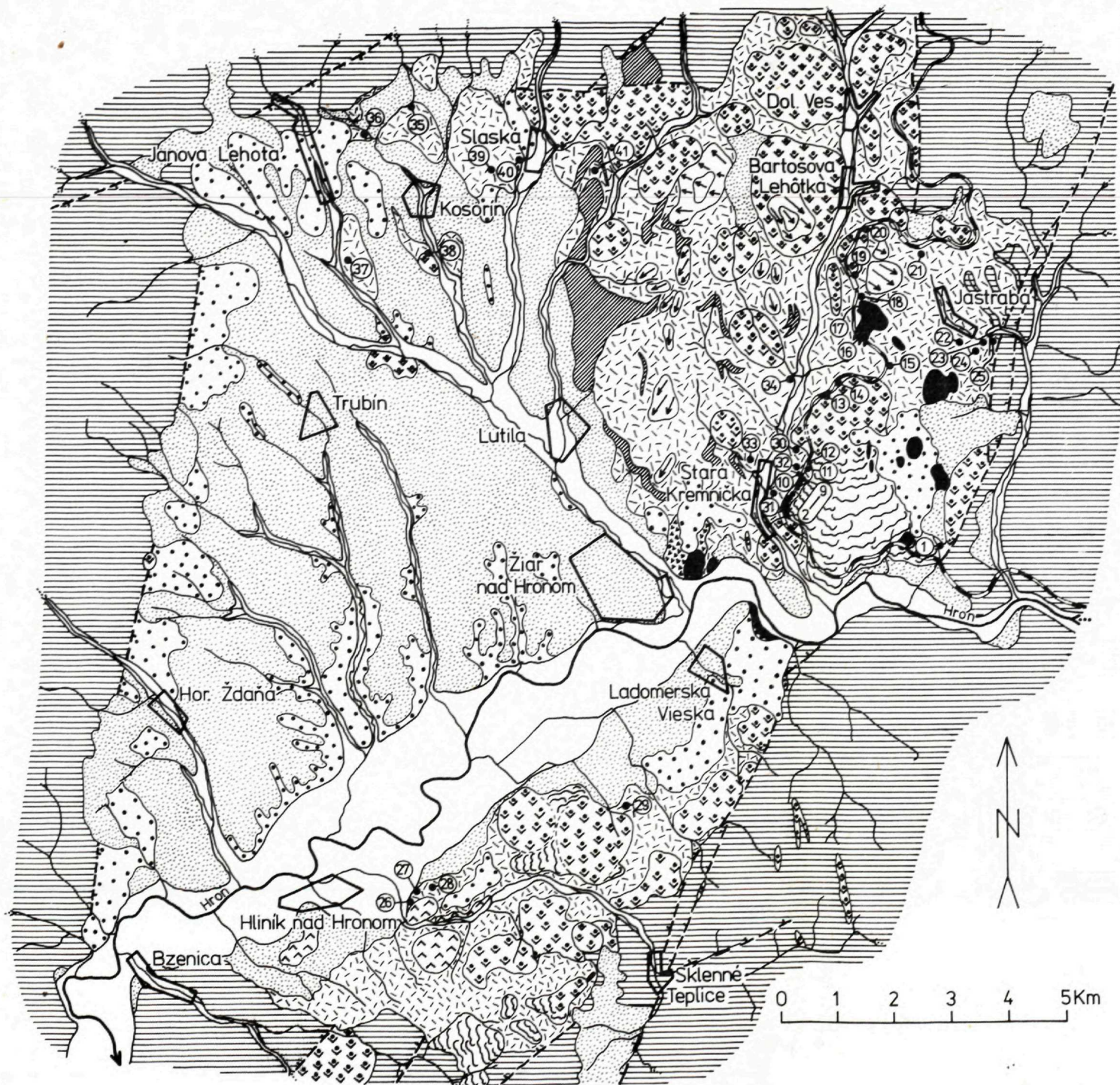
chaotické a veľkej hrúbky. V lome pri Lehôtke pod Brehy (lok. č. 28) sú náznaky zmien zrnitosti a uloženia so sklonom okolo 30°, čo je primárny násypný sklon svahových sutín. Brekcie hyaloklastitového typu prechádzajú na vnútornej strane postupne do okrajovej brekcie extruzívneho telesa Szabovej skaly za súčasného pribúdania fragmentov obsidiánu (tab. XIV, obr. 1). Základná hmota nadobúda charakter svetlej spenenej ryolitovej lávy a zmenšuje sa jej zastúpenie (tab. XIII, obr. 2). Prechod do masívneho ryolitu je sprostredkovaný sklovitou brekciou bez základnej hmoty (tab. XIII, obr. 1) a brekciovite rozpukaným sklovitým ryolitom, ktorý smerom dovnútra telesa prechádza do sférolitického a felsitického ryolitu (J. Lexa 1971).

Pyroklastiká

Predstavujú menšiu časť vulkanoklastík ryolitového komplexu. Vyskytujú sa polohy autochtónnych napadaných pyroklastík, polohy redeponovaných pyroklastík a na štyroch lokalitách sa vyskytujú pyroklastické prúdy zaradené k trom typom.

V obojstrannom záreze železnice severne od zastávky Stará Kremnička pri traťovom kilometri 236,500—236,570 (lok. č. 7) sa striedajú triedené vrstvy hrubé 1—20 cm rôznej zrnitosti (hrubé tufy a lapility) s vrstvami hrubozrnniejšieho materiálu hrúbky až 40 cm. Vrstvy sa v rámci odkryvu ohýbajú, priemerný sklon je približne 10° k severozápadu (tab. IX, obr. 3). V zložení prevláda pemza, množstvo ostatných zložiek — angulárneho skla, felsitických ryolitov, valúnov andezitov rôznych petrografických typov a valúnov kvarcitov je variabilné. Jemnozrnné tenké vrstvy charakterizuje nemenná hrúbka, dobré triedenie, obalovanie nerovností (obr. 2A, B). Zložené sú z úlomkov skla s konkávnym povrchom a pemzy s rozstrapenými okrajmi. Uvedené vlastnosti indikujú, že ide o uloženie typu napadaných tufov (ash-fall). Pemza a úlomky skiel so stopami po trhaní expandujúcimi plynmi (tab. XV, obr. 1), ako aj ojedinelé vyrastlice plagioklasu a biotitu, sú produktom explozívne dezintegrovannej juvenilnej magmy. Podradne zastúpené angulárne úlomky ryolitových skiel, sférolitických ryolitov a felsitických ryolitov sú produktom rozrušenia starších ryolitových telies a vulkanoklastík. Dobre opracované valúny andezitov, kremeňa a kremencov boli vytrhnuté z podložných sedimentov Žiarskej kotliny. Angulárne fragmenty a valúny veľkosti 1—50 cm často rozbíjajú tufové vrstvy a vytvárajú impaktné textúry, čo svedčí o ich „prilete“ z blízkeho vulkanického centra a suchozemskom prostredí vulkanizmu (tab. IX, obr. 4). Impaktné textúry vytvárajú i valúny andezitov a kremencov tak, že ich nemožno interpretovať ako sedimentárnu prímes a horniny klasifikovať ako tufity (tab. X, obr. 3). Uloženie sú zrejme súčasťou vonkajšej časti bázy tufového valu okolo krátera, nakoľko asi o 30 m nižšie sa už nachádzajú staršie epiklastiká (lok. č. 32), na ktorých bol tufový val vybudovaný. V súlade s takouto interpretáciou je aj sklon vrstiev okolo 10° od predpokladaného centra.

Zloženie mocnejších hrubozrnniejších polôh na lok. č. 7 je rovnaké ako u vrstevnatých tufov s ktorými sa striedajú, ale líšia sa makrotextúrou — sú masívne, zle triedené ($\sigma_{\phi} = 3,25$), vrstvy majú nerovnomerný až šošovkovitý vývoj, miestami



Uloženy a vulkanity mladšie ako ryolitový komplex:

- 1 — fluviálne uloženy kvartéru a riečna sieť,
- 2 — mocné eluviálne hliny a svahové uloženy,
- 3 — sedimenty panónu a pliocénu,
- 4 — Bazaltoidné a pyroxenické andezity a ich pyroklastiká (panón).

Ryolitový komplex (vrchný sarmat až spodný panón):

- 5 — extrúzivne telesá s prechodmi do mocných prúdov typu „dóme flow“,
- 6 — lávové prúdy s indikáciou pravdepodobného smeru tečenia,
- 7 — extrúzie pravdepodobne prináležiace staršej etape ryolitového vulkanizmu,
- 8 — vulkanoklastické horniny
- 9 — výrazné polohy limnokvarcitov.

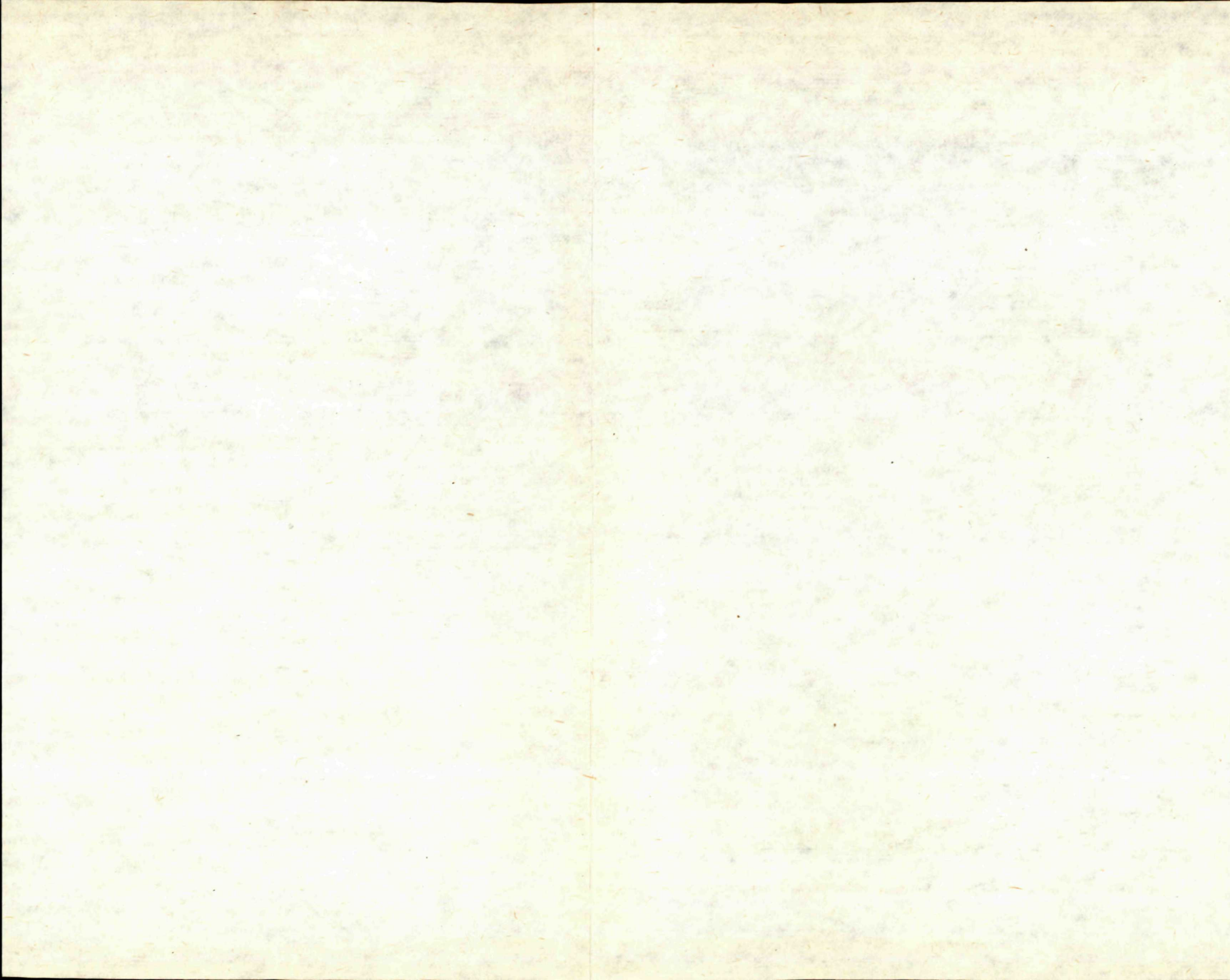
Vulkanické horniny staršie ako ryolitový komplex:

- 10 — nerozčlenené vulkanické a vulkanoklastické horniny bádeny a sarmatu.

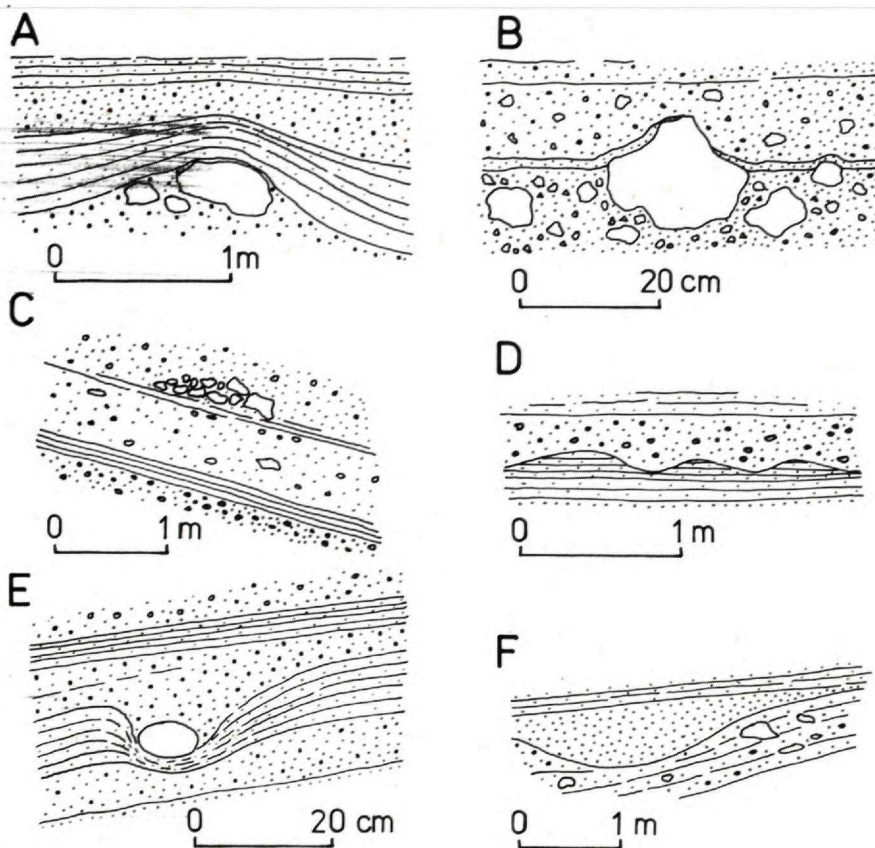
Ostatné značky:

- 11 — hlavné zlomy,
- 12 — čísla a situácia spracovaných lokalít,
- 13 — železnica Hronská Dúbrava—Kremnica

Obr. 1 Schéma stavby ryolitového komplexu v okolí Žiaru nad Hronom (podľa V. Konečného—J. Lexu 1979)



pozorujeme zarovnávanie reliéfu (obr. 2D), náznaky krížových zvrstvení eolického typu a pomerne početné impaktné textúry (tab. IX, obr. 4). Základná hmota zložená z pemzy, popola a úlomkov skiel je netriedená (tab. XV, obr. 2). Časť z nich môže byť produktom kontinuítnej explozívnej aktivity, pričom došlo k miešaniu materiálu rôznych rozmerov. Opísané sedimentárne textúry sú však charakteristické pre pyroklastické prúdy typu bazálnych prívalov (base surge) ako ich opísali B. M.



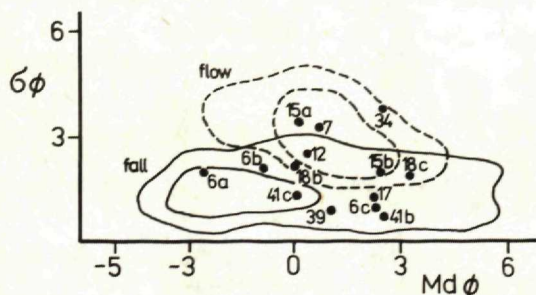
Obr. 2 Niektoré z charakteristických textúr pyroklastických hornín

A — kopírovanie reliéfu — zvrstvenie v napadaných tufoch nad blokmi ryolitov (lok. č. 25), B — obaľovanie fragmentov ryolitu tenkou tufovou vrstvičkou (lok. č. 7), C — nahromadenie fragmentov za prekážkou (stone train) indikujúce zosúvanie pyroklastického materiálu na svahu (lok. č. 6), D — zarovnávanie reliéfu hrubozrnnejšou polohou slabšie triedeného tufu charakteristické pre uloženie typu „base surge“ (lok. č. 7), E — asymetrický impakt valúnu andezitu vo zvrstvených napadaných tufoch — smer priletu je sprava (lok. č. 2), F — vyplnenie depresie splaveným pyroklastickým materiálom indikujúce lokálnu redepozíciu (lok. č. 7)

Crowe—R. V. Fisher (1973). Magma pri svojom výstupe k povrchu sa zrejme dostala do styku so zvodnenými sedimentmi Žiarskej kotliny a nastali freatické erupcie vysokej explozívnosti sprevádzané radiálne sa šíriacimi bazálnymi vlnami pyroklastického materiálu.

Nadložie vyššie opísaných pyroklastík tvoria vrstvy napadaných tufov odkryté v záreze železnice pri traťovom kilometri 236,260—236,350 (lok. č. 6). Vrstvy majú primárny sklon okolo 20° k JJZ. V spodnej časti vystupujú dokonale vrstevnaté hrubé tufy až lapility, prípadne lapilové tufy. Vrstvičiek je veľký počet, ich hrúbka kolíše od 2 do 15 cm, pri celkovej hrúbke horizontu okolo 17 m. Zo zložiek prevláda pemza (50—95 %) a angulárne úlomky ryolitového skla (veľkosť do 2 cm, 5—30 %). Ojedinele vystupujú fragmenty felzitických ryolitov a valúny andezitov alebo kremencov veľkosti do 10—15 cm, ktoré pri dopade do zvrstvených tufov vytvorili impaktné textúry (obr. 2E). U niektorých vrstiev pozorujeme normálne gradačné zvrstvenie. Jednotlivé polohy sú dobre triedené ($\sigma_\phi = 0,95$), čo sa prejavuje aj v diagrame Md_ϕ/σ_ϕ projekciou do poľa „fall“ (obr. 3). Mikroskopicky rozoznateľné pemzy s okrúhlymi bublinkami, čriepky skla s konkávnymi hranami, nízky obsah alebo úplná absencia základnej hmoty, či tufového tmelu a nízky obsah litických úlomkov, sú tiež charakteristické znaky napadaných tufov. Úlomky skla majú v priemere menšie rozmery ako pemza, čo je v súlade s predpokladom triedenia podľa rýchlosti voľného pádu.

Nad opísaným súvrstvom napadaných tufov leží okolo 10 m hrubé súvrstvie lapilitov s jednotlivými polohami hrúbky 30—120 cm, menej aglomerátov, prevrstvených s tenkými vrstvičkami tufov (tab. IX, obr. 1 a 2). Hlavnou zložkou sú pemzovité sklovité ryolity (okolo 80 %), čo svedčí o nižšej explozívnosti erupcií. Pomerne dobré triedenie — strmý priebeh kumulatívnej krivky (obr. 5), hodnota $\sigma_\phi = 1,9$ a 2,02 s projekciou do poľa „fall“ v diagrame Md_ϕ/σ_ϕ (obr. 3) a diagrame C/M (obr. 4), zodpovedá autochtónnym napadaným pyroklastikám. Niektoré väčšie fragmenty, prípadne celé polohy pyroklastického materiálu po dopade na svah vulkanického kužela podliehali ešte zosúvaniu spôsobenému účinkom gravitácie. Potvrďuje to jav nazývaný „stone train“ (veľký fragment tvorí prekážku pri zosúvaní a za ním sa hromadia menšie fragmenty — obr. 2C) a znížený stupeň triedenia niektorých polôh.



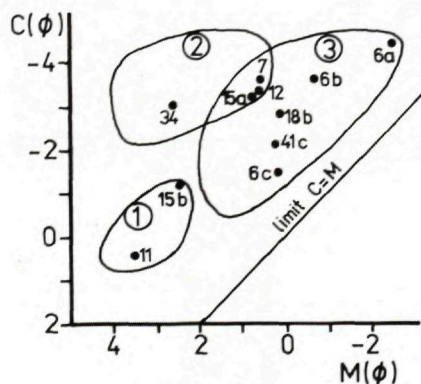
Obr. 3 Postavenie pyroklastických horín v diagrame G. P. L. Walker (1971) Plnou čiarou je ohraničené pole triedených napadaných pyroklastík (fall), prerušovanou čiarou pole pyroklastických prúdov (flow). Uvedené sú čísla lokalít

Napadané pyroklastiká lok. č. 6 sa vyššie a južným smerom stýkajú s hrubou polohou nevrstevnatej chaotickej brekcie sklovitého napeneného ryolitu (lok. č. 5).

Fragmenty pórovitých až napenených ryolitov sú angulárne, priemernej veľkosti 40—60 cm, maximálnej 220 cm. Časť fragmentov má vyvinutý povrch typu chlebovej kôrky (bread crust), indikujúc svoj vznik ešte v plastickom stave lávy (tab. VIII, obr. 1 a 2). Obsah fragmentov kolíše v rozmedzí 60—85 %. Základná hmota brekcie je tvorená jemnejším sklovitým detritom. Zlé triedenie brekcie sa prejavuje aj v zrnitostnej analýze základnej hmoty — $\sigma_{\phi} = 2,8$ (porovnaj aj obr. 5). Brekcia vyplňa depresiu v podložných tufoch, ktoré boli pri jej depozícii čiastočne deformované. Opísaná brekcia je zrejme produktom žeravej lavíny, pričom o vysokej teplote svedčia fragmenty s radiálnou odlučnosťou a fragmenty typu „bread crust“. Takéto lavíny vznikajú explozívnegravitačným kolapsom a dezintegráciou okrajovej časti rastúceho extrúziívneho dómu a zaraďujú sa k pyroklastickým prúdom typu Merapi (R. W. van Bemmelen 1949). V danom prípade za zdroj žeravej lavíny považujeme rastúce teleso „Klinčok“, ktoré neskôr uloženie žeravej lavíny prekrylo.

V zárezoch železnice v oblasti zastávky Stará Kremnička (lok. č. 2, 3 a 4) pokračujú súbory napadaných pyroklastík, ktoré tvoria protisvah k pyroklastikám lok. č. 6 (depresia medzi nimi je vyplnená uloženinami opísanej žeravej lavíny). Striedajú sa tu rôzne hrubé vrstvy triedených jemnozrnných až hrubozrnných tufov a lapilitov (tab. X, obr. 1 a 2) s mocnejšími polohami hrubozrnných a slabšie triedených pyroklastík. V súvrství sú roztrúsené angulárne bomby svetlých pemzovitých ryolitov (veľkosť do 60 cm), menej valúny andezitov (do 15 cm) a úlomky tmavého ryolitového skla (veľkosť do 6 cm). Bomby, bloky, valúny a úlomky vytvárajú často impaktné textúry (tab. X, obr. 3). Časť pyroklastík bola redeponovaná na krátku vzdialenosť, pričom mikroskopický charakter a zloženie zostalo nezmenené, premiestnenie sa prejavilo len v textúre — zmeny hrúbky vrstiev a vyplňovanie depresii splaveným popolom (obr. 2F).

Polohy napadaných tufov sa v menšej miere vyskytujú na lokalitách č. 18 a 19 v okolí stanice Bartošova Lehôtka. Priamo oproti stanici na traťovom kilometri 241,6 je odkryté staršie ryolitové extrúziívne teleso na okraji prechádzajúce do extrúziívnej brekcie, ktorá je obalovaná vrstvami dobre triedených tufov. Na tuffy potom diskordantne nasadajú polohy epiklastík oddeľované tenkými vložkami



Obr. 4 Postavenie pyroklastických hornín v diagrame C/M M. F. Sheridana (1971)

Pole 1 — uloženiny typu „base surge“, pole 2 — uloženiny pyroklastických prúdom, pole 3 — napadané pyroklastiká. Uvedené sú čísla lokalít

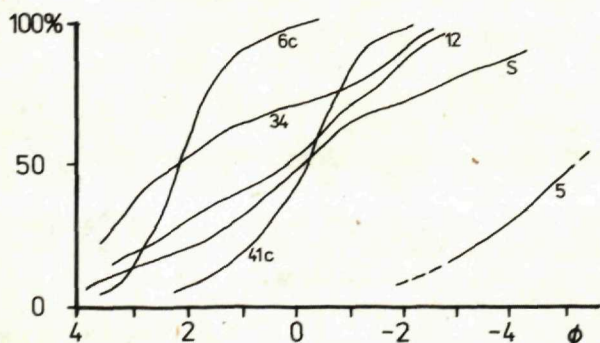
jemnozrnných napadaných tufov. Ich hlavné zložky sú pemza, ihličky skla a ružové felzitické ryolity väčších rozmerov (do 20 cm), ktoré vytvárajú aj impaktné textúry so smerom priletu od JJV až J.

Tri horizonty napadaných tufov hrubých 100, 50 a 20 cm so sklonom 10—15° k SSV vystupujú v súvrství epiklastík v starej pieskovni 400 m j. od stanice Bartošova Lehôtka. V zložení prevláda pemza, menej je angulárneho skla a ružových felzitických ryolitov, ojedinele sú prítomné aj fragmenty andezitov. Zrnitostné charakteristiky dvoch vzoriek (tok. č. 18) patria do poľa „fall“ v diagramoch Md_{ϕ}/σ_{ϕ} (obr. 3) a C/M (obr. 4) — $Md_{\phi} = 3,3$ resp. 0,01, $\sigma_{\phi} = 1,8$ resp. 2,07. V jemnejších tufoch sa nepravidelne vyskytujú pizolity veľkosti 2—3 mm vytvorené z úlomkov skla a prachu veľkosti pod 0,2 mm. Tvorba pizolitov je ešte predmetom diskusií, vyskytujú sa však len v napadaných tufoch. Pravdepodobne ide o globulky vulkanického prachu vzniknuté obaňovaním jemných častíc počas padania z erupčívneho oblaku účinkom dažďa alebo elektrostatického náboja. Zvyčajne sa vyskytujú vo vrchných, najjemnejších častiach tufových vrstiev (R. R. Shrock 1948).

Na lokalite č. 17 asi 500 m j. od stanice Bartošova Lehôtka preniká cez vyššie opísané súvrstvie teleso bazaltoidného andezitu, ktoré pri kontakte spôsobuje druhotné zoskľovatenie ryolitových vulkanoklastík do vzdialenosti 1—2 m od kontaktu. Podobný kontakt možno pozorovať i v blízkom záreze železnice, odkiaľ ho opísal R. Kettner (1924).

Typický prípad vrstevnatých napadaných tufov predstavujú odkryvy v záreze železnice pri traťovom kilometri 240,1 asi 1,5 km jv. od stanice Bartošova Lehôtka (lok. č. 15). Subhorizontálne uložené vrstvičky sú hrubé 5—20 cm, dobre triedené, zložené hlavne z pemzy a čriepkov skla, menej sa vyskytujú úlomky vyrastlíc, ryolitov a pizolitov s veľkosťou 2—4 mm. Niektoré vrstvy sú slabšie triedené, čo je zrejme spôsobené miešaním materiálu dvoch za sebou nasledujúcich erupcií alebo transportom formou pyroklastických prúdov, čomu by zodpovedal aj priemet do poľa „flow“ v diagrame C/M (obr. 4).

Ojedinelé polohy napadaných tufov sa nachádzajú aj v súvrství epiklastík v okolí Jastrabej (lok. č. 21—25). Vo veľkej pieskovni 1 km jv. smerom od Slaskej (lok. č. 41) sa v nadloží mocných polôh epiklastík vyskytujú dokonale zvrstvené napadané tufy, ktoré sledujú primárny reliéf (tab. X, obr. 4 a tab. XI, obr. 1). Ich celková hrúbka je 1,5 m pri priemernom sklone okolo 15° k juhu. Ide prevažne o hrubé tufy,



Obr. 5 Kumulatívne krivky pyroklastických prúdov (5, 12, 34) a napadaných tufov (6c, 41c). Krivka „S“ je pyroklastický (populový) prúd „Shirasu“ (S. Taneda 1957). Čísla zodpovedajú číslam lokalít

v menšej miere lapility alebo jemné tufy v 22 vrstvičkách hrubých 1—20 cm. V ich zložení výrazne prevláda pemza (okolo 95 %), zvyšok tvoria úlomky skla, kryštálov a felzitických ryolitov. V niektorých polohách pozorujeme gradačné zvrstvenie a prítomnosť pizolitov. Niektoré polohy sú druhotne silicifikované (tab. XVI, obr. 1). Tufy na tejto lokalite sú veľmi dobre triedené, u dvoch analyzovaných vzoriek $\sigma_{\phi} = 0,7$ a 1,1) porovnaj tiež obr. 4 a 5). Tri tenšie polohy tufov hrubé 15—20 cm vystupujú aj uprostred polôh epiklastík v podloží.

V okolí obce Lehôtka pod Brehy (lok. č. 27) v nadloží opísaných hyaloklastitových brekcií je viacero odkryvov subhorizontálne uložených napadaných tufov. Hrúbka jednotlivých vrstiev koliše od 5 do 40 cm. Vyskytujú sa aj polohy s makroskopicky dobre identifikovateľnými pizolitmi veľkosti 3—5 mm (tab. XV, obr. 3).

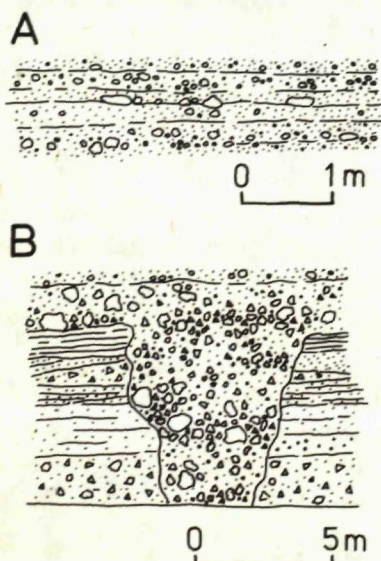
Pri traťovom kilometri 237,250 severne od zastávky Stará Kremnička (lok. č. 12) vystupuje v podloží mocnej polohy epiklastík masívny spevnený pemzový tuf väčšej hrúbky, ružovosivej farby (tab. VIII, obr. 3 a 4). Tvorený je fragmentmi pemzy priemernej veľkosti okolo 0,5 cm, maximálne 3—5 cm (40 %), úlomkami ryolitového skla veľkosti do 2 cm (10—15 %) a úlomkami cudzorodých hornín priemernej veľkosti 1 cm, maximálne až 8 cm (5 %). Fragmenty pemzy sú prevažne sférické, ostatné angulárne. Textúra je chaotická bez znakov stratifikácie. Obsah popolovej základnej hmoty ružovej farby je okolo 40 %. Mikroskopicky je vitroklastickej štruktúry, prevláda sklo s konkávnymi hranami, menej je pemzy a úlomkov vyrastlíc (tab. XII, obr. 4). Charakter základnej hmoty a vysoký obsah pemzy jednoznačne svedčí o pyroklastickom pôvode horniny. Slabé triedenie ($\sigma_{\phi} = 2,3$), plochý priebeh kumulatívnej krivky (obr. 5) a projekcia do poľa „flow“ v oboch diagramoch (obr. 3, 4) zaraďujú horninu medzi tufy ($Md_{\phi} = 0,35$) pemzových prúdov, pravdepodobne typu Katmai (porovnaj H. Williams—A. R. Mc Birney 1969). Pemzový tuf je síce spevnený, ale nie zvarovaný — zrejme nemal dosť vysokú teplotu, preto sa nevyskytuje ani vertikálna odlučnosť a foliácia. Odkrytá je len vrchná časť pemzového prúdu, preto nie je možné pozorovať zonálnosť v stupni kompaktácie, oxidácie základnej hmoty a pod. Priestorová obmedzenosť prúdu indikuje, že nejde o plošný príkrov, ale o výplň lokálnej depresie. Styk so susednými vrstevnatými epiklastikami (lok. č. 11) je zakrytý. R. Kettner (1924) udáva dislokáciu s vlekcom vrstiev, podľa ktorej by kryha s pyroklastickým prúdom bola relatívne vyzdvihnutá.

Uloženina podobného charakteru vystupuje aj v záreze cesty 2 km severne od Starej Kremničky (lok. č. 34). Ide o spevnený masívny tuf väčšej mocnosti, nevrstevnatý, zle triedený ($\sigma_{\phi} = 3,65$ — porovn. obr. 3, 4 a 5). V zložení dominuje pemza veľkosti do 1 cm (25 %), menej sú zastúpené angulárne úlomky ryolitových skiel veľkosti do 2 cm (okolo 10 %), subangulárne úlomky ryolitov veľkosti do 3 cm (5—10 %) a valúny andezitov a kvarcitov veľkosti do 5 cm (do 5 %). Popolová základná hmota predstavuje 60 % horniny. Podľa týchto znakov, ako aj mikroskopického charakteru základnej hmoty, možno horninu klasifikovať ako popolovo-pemzový prúd typu Krakatoa s väčšou prímiesou cudzorodého materiálu. Zvýšený obsah cudzorodého materiálu v tomto prípade umožňuje interpretovať opísanú horninu aj ako uloženiny laháru a zaradiť ju do kategórie redeponovaných pyroklastík.

Epiklastiká

V skúmanej oblasti sa vyskytujú len epiklastiká transportované vodou (prúdiacou vodou alebo vo forme suspenzie), ktoré boli uložené v rôznych prostrediach (výplavové kužele, občasné alebo stále toky, močiare). Možno ich rozdeliť na dva horizonty, ktoré sa navzájom líšia litológiou a skladbou genetických typov. Dnes tieto horizonty pozdĺž Kremnického potoka ležia vedľa seba, čo je zapríčinené mladšou blokovou tektonikou.

Bázu spodného horizontu tvoria epiklastiká, ktoré sa pozvoľne vyvíjali zo sedimentov Žiarskej kotliny. Obsahujú ten istý materiál (andezity a kryštalinikum) stálymi tokmi splavený z inej oblasti. Navyac obsahujú už i ryolitový materiál pyroklastického pôvodu, ktorý indikuje počiatok aktivity niektorých vulkanických centier. Odkryté sú v zárezoch ľavého brehu Kremnického potoka a nad štátnou cestou pri Starej Kremničke (lok. č. 30—32). Vyznačujú sa vrstevnatosťou s hrúbkou jednotlivých vrstiev 10—120 cm, subhorizontálnym uložením, čiastočným navetraním materiálu a tektonickým porušením. Zo zložiek prevládajú suboválné úlomky pemzovitých ryolitov a pemzy, menej sa vyskytujú angulárne až subangulárne úlomky ryolitových skiel a valúny andezitov, kvarcitov, granitoidov, rúl a iných hornín kryštalinika. Zbrúsené konkávne hrany úlomkov skla, deformované a rozbité pemzy, vesikuly vyplnené základnou hmotou a opracovanie pemzy indikuje transport pyroklastického materiálu. Opracovanie ryolitových fragmentov a podstatné zastúpenie cudzorodého materiálu tiež hovorí o epiklastickom pôvode hornín. Dobré triedenie (u vzorky z lok. č. 31 $\sigma_{\phi} = 1,65$), vrstevnatosť a malý obsah ílovej zložky poukazujú na transport prúdiacou vodou, pravdepodobne stálych tokov (prínos nevulkanického materiálu z oblasti Nízkyh Tatier a Slovenského rudoho-



Obr. 6 Niektoré charakteristické textúry epiklastík (lok. č. 8)

A — charakter zvrstvenia uloženín občasných tokov na prolúviálnych kuželloch, B — vyplňovanie erozívneho zárezu hrubými, slabo triedenými, len nevýrazne zvrstvenými uloženinami občasných tokov

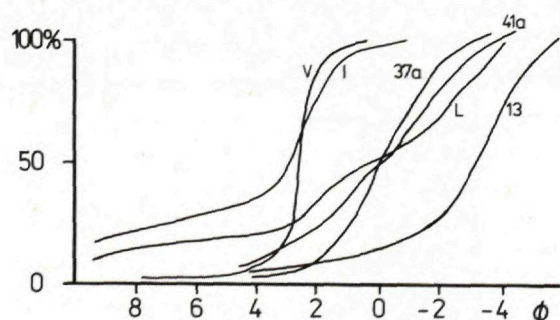
ria). Podľa zrnitosti ide o epiklastické pieskovce a konglomeráty, niektoré polohy možno však označiť i ako tufity a redeponované tufy.

Podobné uloženiny bázy spodného horizontu sú zachytené aj vo vrte HŽ-3, vzdialenom 1 km s. od Starej Kremničky (v hĺbke 93—134 m), vo vrte č. 641 Uránového prieskumu, n. p., situovanom 2,5 km SSV od Starej Kremničky (v hĺbke 0—80 m) a vo vrte č. 610 Uránového prieskumu, n. p., v strednej časti Jastrabej (v hĺbke 11—58 m).

Hlavná masa spodného horizontu je budovaná epiklastikami, ktoré sa striedajú s pyroklastikami opisovanými v predchádzajúcej časti. Možno ich pozorovať najmä v zárezoch železnice Hronská Dúbrava—Kremnica a v okolí Jastrabej — v oblasti tektonicky vyzdvihnutého bloku v. od Kremnického potoka. Tieto epiklastiká v značnej miere obsahujú materiál z pyroklastických uloženín, takže predstavujú prechod k redeponovaným pyroklastikám, od ktorých je často ťažko ich rozlíšiť.

Uloženiny vo veľkom obojstrannom záreze železnice s. od zastávky Stará Kremnička, pri traťovom kilometri 236,790—236,870 (lok. č. 8), sa nachádzajú v bezprostrednom susedstve vyššie opísaných pyroklastík lok. č. 7 a v nadloží epiklastík bazálnej časti spodného horizontu. Predstavujú uloženiny výplavového kužela tesne pri úpätí tufového valu okolo vulkanického centra, čomu zodpovedá aj zloženie, analogické zloženiu pyroklastík lok. č. 7. V zložení dominujú angulárne až subangulárne fragmenty pemzovitých ryolitov a angulárne fragmenty ryolitových skiel a felzitických ryolitov. Ojedinele sú prítomné valúny andezitov a kvarcitov veľkosti do 10 cm. Deformovaná pemza, čiastočne opracované úlomky skla a väčšia proporcia jemnej tufovej substancie v základnej hmote epiklastík svedčia o krátkom transporte. Podľa zrnitosti ide o hrubé epiklastické vulkanické pieskovce až brekcie, jednotlivé vrstvy a polohy sú zvyčajne oddelené pruhmi väčších fragmentov (obr. 6A). Vznik týchto textúr vysvetľuje C. S. Denny (1965) nasledovne: Veľké fragmenty prinesené prívalom, zostávajú na mieste, zatiaľ čo jemnejší materiál je pri opadaní vody odnesený. Veľké fragmenty takto vytvoria akúsi nesúvislú polohu („dláždenie“), ktorá je neskôr prekrytá uloženinami nasledujúceho prívalu. Ojedinele boli pozorované šikmo zvrstvené polohy a erozívne zárezy, či korytá, vyplňované slabo triedenými hrubými epiklastickými vulkanickými brekciami (obr. 6B).

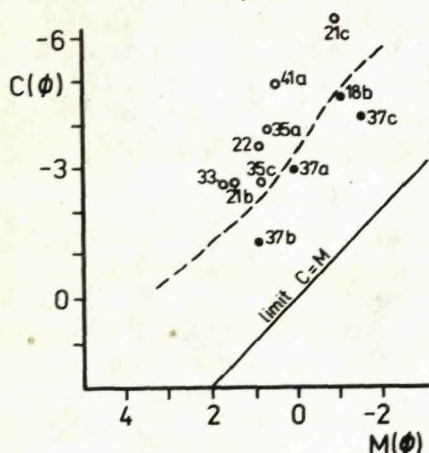
Pokračovanie uvedeného súvrstvia epiklastík severným smerom je sledovateľné na lokalitách č. 9—12. Vystupujú tu nepravidelne až šošovkovite zvrstvené epiklastiká s jednotlivými vrstvami hrúbky 10—20 cm u jemnozrnnejších typov, 40—80 cm



Obr. 7 Kumulatívne krivky epiklastík z niektorých lokalít v porovnaní s krivkami, ktoré uvádza W. B. Bull (1964) V — uloženiny prúdiacej vody občasných tokov, I — uloženiny prechodného typu (prívaly), L — uloženiny bahenných prúdov (lahárov).

u hrubozrnných typov. Obsah veľkých fragmentov, najmä andezitov, veľkosti 5—20 cm je variabilný, maximálne 30 %. Stupeň triedenia je taktiež premenlivý, zrnitostná charakteristika vložky epiklastického vulkanického siltovca je nasledovná: $Md_{\phi} = 3,5$, $\sigma_{\phi} = 1,75$. Na lokalite č. 12 vystupuje v nadloží už opísaného pyroklastického prúdu mohutná poloha netriedenej epiklastickej vulkanickej brekcie a nepravidelne rozmiestnenými fragmentmi andezitov veľkosti až 60 cm (okolo 10 %). Pemza a sklovité ryolity veľkosti do 2—3 cm tvoria okolo 30 % horniny. V zložení dominuje hrubo piesčitá netriedená základná hmota (tab. VIII, obr. 3 a tab. XVII, obr. 1).

Podobné epiklastiká sú odkryté tiež v zárezoch železnice asi 1,5 km severne pri traťovom kilometri 238,5—238,9 (lok. č. 13 a 14). Na týchto lokalitách je vo vrstvách zvýšená proporcia valúnov andezitov a kremencov — v jednej šošovke hrúbky asi 0,5 m je ich obsah až 70 %. Táto zlepencová šošovka je pomerne dobre triedená ($\sigma_{\phi} = 2,0$, porovnaj tiež kumulatívnu krivku na obr. 7), valúny sú usmerené až imbrikované. Podobné šošovky vznikajú zaplnením erozívnych zárezov (R. Marschalko 1970). Pod uvedenou zlepencovou šošovkou vystupujú 15—30 cm



Obr. 8 Postavenie epiklastík v diagrame C/M. Uloženíny bahenných prúdov (lahárov), označené prázdny krúžkami, a uloženíny občasných tokov (prúdiacej vody), označené plnými krúžkami zaberajú odlišné polia

hrubé polohy epiklastík s vysokým obsahom pemzy. Značná variabilnosť v zložení jednotlivých častí vrstiev je zrejme spôsobená splavením z rôznych zdrojových oblastí.

Charakter fragmentov na lokalitách č. 8—14 (s výnimkou valúnov andezitov a kremencov) svedčí o ich krátkom transporte, pričom podľa textúr ide prevažne o uloženíny plošných záplav, v menšej miere o uloženíny korýt. Uloženíny budujú výplavové kužele v blízkosti vulkanického centra, sú synvulkanické, preto sa v nich vyskytujú vložky autochtónnych tufov. Vrstevnatosť je podmienená periodickým prínosom materiálu, prívalmi, pričom v tejto časti skúmaného územia prevládajú uloženíny prúdiacej vody a prechodného typu (v zmysle W. B. Bulla 1964).

V podloží súvrstvia napadaných tufov na lokalite č. 15 vystupuje 2 m hrubá poloha drobnoulomkovitej epiklastickej vulkanickej brekcie. Angulárne až subangulárne fragmenty rozmerov do 5 cm sú tvorené pemzovitými ryolitmi a ryolitovým sklom. Slabé triedenie ($\sigma_{\phi} = 3,1$) zaraďuje brekciu k uloženínam prechodného typu.

V okolí stanice Bartošova Lehôtka (lok. č. 16—19) je na viacerých miestach odkrytý pomerne mohutný výplavový kužeľ s miernym sklonom k S až SSV, ktorý sa vyznačuje hrubou vrstevnatosťou, vykľiňovaním vrstiev s pomerne slabým triedením (tab. XII, obr. 1). Maximálna hrúbka jednotlivých polôh dosahuje až 4 m, maximálna veľkosť fragmentov je 80 cm. Hlavné zložky sú felzitické ryolity a ryolitové sklá, andezity sa nevyskytujú. V pieskovni, južne od stanice Bartošova Lehôtka, možno vyčleniť 5 polôh epiklastík hrubých 80—320 cm oddelených polohami napadaných tufov a epiklastických vulkanických pieskovcov (tab. XVII, obr. 2) hrúbky 10—40 cm. Porovnanie zrnitostných parametrov hrubých pieskovcov a základnej hmoty brekcií z tejto lokality (č. 18) s parametrami, ktoré uvádza W. B. Bull (1964) ukazuje, že ide o uloženiny prechodného typu, nie o laháry (obr. 8). Tomu zodpovedá aj nízky obsah ílovej zložky zapríčinený nízkym obsahom ílu v zdrojových horninách, ktoré ešte neboli vetraním rozložené.

Pre niektoré hrubšie polohy epiklastických vulkanických brekcií v tejto časti územia je charakteristické nahromadenie veľkých fragmentov v ich strednej časti, paralelné usporiadanie plochých fragmentov a nasadenie na podložné vrstvy bez prejavov erózie (tab. XI, obr. 3). To sú znaky typické pre uloženiny prúdov s vysokou koncentráciou pevnej fázy („debris flows“) ako ich opisuje R. V. Fisher (1971). Voda s koncentráciou pevných častíc nad 9 % nadobúda nové vlastnosti — veľkú hustotu, zvýšenú viskozitu, zdanlivú pevnosť a tečenie laminárnym spôsobom, ktoré sa prejavujú vo výsledných uloženinách zlým triedením, chaotičnosťou, inverznou gradáciou, usporiadaním plochých fragmentov, obsahom veľkých fragmentov v jemnozrnej mase a absenciou erózie i pri ukladaní na jemnozrnné sedimenty. Orientácia fragmentov a absencia erózie bázy sú dôsledkom laminárneho tečenia spôsobeného zvýšenou viskozitou prúdu. Celková neusporiadanosť uloženín indikuje veľkú hustotu a viskozitu, ako aj „pevnosť“ prúdu po uložení, ktorá zabraňuje poklesu väčších fragmentov do jeho spodnej časti. Vysvetľovanie vzniku inverznej gradácie v spodnej časti prúdov tohto typu je nejednotné, veľké fragmenty sú pravdepodobne vytláčané do vrchnej časti prúdu vztlakom vznikajúcim v oblasti vysokého gradientu prúdenia pri báze prúdu (R. V. Fisher 1971).

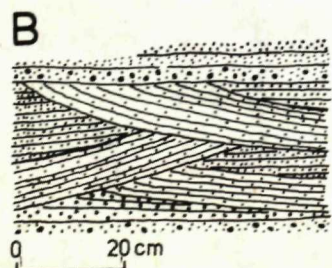
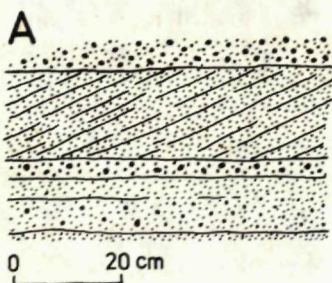
V okolí Jastrabej je mocný výplavový komplex odkrytý v zárezoch jarkov a poľných ciest (lok. č. 22—25). Striedajú sa tu hrubšie netriedené polohy drobno až hruboúlomkovitých brekcií s jemnozrnnými polohami vrstevnatých až laminovaných, triedených epiklastík. O výplavovom charaktere svedčia okrem iného charakteristické textúry — usmernenie fragmentov, erozívne korytá, zmena hrúbky vrstiev a ich vykľiňovanie. Prevažne ide o uloženiny prúdiacej vody a prechodného typu ($\sigma_{\phi} = 1,3-2,6$, $QD_{\phi} = 1,85$, $So = 3,1$).

V pieskovni pri zastávke Jastrabá (lok. č. 21) sa v spodnej časti striedajú netriedené polohy hrubé 25—100 cm s tenkými jemnozrnnjšími vrstvami hrúbky 1—20 cm (tab. XI, obr. 3 a 4). Hlavnými zložkami sú fragmenty ryolitových skiel, ryolity rôznych typov, rozbitá pemza a hrubopiesčitá základná hmota v množstve od 40 do 80 %. Vyššie sa nachádza 3 m hrubá netriedená poloha s fragmentmi veľkosti do 45 cm, ktorá má výrazné znaky „debris flow“ v zmysle R. V. Fishera (1971) — bez prejavov erózie na podložnú jemnozrnnú vrstvu, koncentrácia veľkých fragmentov v strednej časti prúdu, paralelné usporiadanie plochých fragmentov. Zrnitostné

parametre $\sigma_\phi = 4,15$, $QD_\phi = 3,15$, $So = 8,3$ radia túto uloženinu k fluidálnejšiemu typu laháru v zmysle W. B. Bulla (1964); obr. 8. Pre porovnanie zrnitostné parametre laháru „Osceola“ z oblasti vulkánu Mt. Rainier (USA) sú nasledovné: $\sigma_\phi = 4,35$, $QD_\phi = 3,03$, $So = 8,1$ (D. R. Crandell 1971). Nad uvedeným lahárom sa nachádza 1,4 m hrubé súvrstvie drobnoulomkovitých brekcií, v ktorom je vyrodované koryto vyplnené hrubozrnnejšou brekciou. Ešte vyššie, na sčasti zarovnaný povrch, nasadajú prúdiacou vodou uložené vrstvičky pieskocov so zrnitostnými parametrami $\sigma_\phi = 3,2$, $Md_\phi = 1,7$, $QD_\phi = 1,65$, $So = 2,9$.

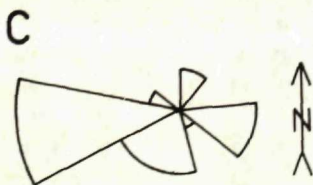
Chaotická epiklastická vulkanická brekcia uložená formou laháru vystupuje tiež v malej pieskovni severne od Starej Kremničky (lok. č. 33). Brekcia je tvorená angulárnymi až subangulárnymi fragmentmi ryolitových skiel veľkosti do 10 cm (20 %), ryolitov veľkosti do 5 cm (10 %) a andezitov veľkosti do 5 cm (10 %) v hrubopiesčitej netriedenej základnej hmote so zvýšenou proporciou jemnej tufovej substancie. Zrnitostné parametre základnej hmoty brekcie sú nasledovné: $\sigma_\phi = 4,2$, $QD_\phi = 3,05$, $So = 6,9$, porovnaj obr. 8. Brekcia leží vo vrchnej časti spodného horizontu, v podloží súvrstvia s polohami limnokvarcov.

Štyri 1,5—7 m hrubé chaotické polohy epiklastických vulkanických brekcií oddelené vrstvičkami napadaných tufov vystupujú v pieskovni 1 km jv. od Slaskej (lok.



Obr. 9 Charakter zvrstvenia fluviálnych uloženín j. od Kosorína — lokalita č. 37

A — šikmé zvrstvenie v pozdĺžnom reze, B — šikmé zvrstvenie v priečnom reze, C — výsledok smerovej analýzy krížových zvrstvení



č. 41), (tab. X, obr. 4 a tab. XI, obr. 2). Brekcie sú tvorené fragmentmi ryolitov a ryolitových skiel veľkosti do 10 cm (30—40 %), fragmentmi pemzy veľkosti do 1 cm (kolo 20 %) a hrubopiesčitou netriedenou základnou hmotou v množstve 40—50 % (tab. XVI, obr. 2). vzhľadom na zrnitosť parametre $\sigma_\phi = 2,6$, $QD_\phi = 1,65$ a $So = 3,2$ (obr. 7 a 8) tieto brekcie zaraďujeme v zmysle W. B. Bulla (1964) k prechodnému typu.

V pieskovni 1,5 km severne od Kosorína (lok. č. 35) sú odkryté štyri polohy 30—210 cm zle vytriedených drobnoulomkovitých epiklastických vulkanických brekcií, ktoré vzhľadom na zrnitosť parametre (obr. 8) zaraďujeme k uloženinám prechodného typu. Brekcie sú tvorené fragmentmi ryolitových skiel a pemzovitých ryolitov v hrubopiesčitej základnej hmote. Uvedené polohy sú oddelené zvrstvenými epiklastickými vulkanickými pieskovicami s vyšším stupňom triedenia zodpovedajúcim uloženinám prúdiacej vody. Jedna z polôh je šikmo zvrstvená, v druhej pozorujeme výplň korýt orientovaných v smere 120°.

V obci Lehotka pod Brehy (lok. č. 26) v podloží napadaných tufov vystupuje 6 m hrubá poloha epiklastickej brekcie, ktorá patrí k prechodnému typu uloženín ($\sigma_\phi = 3,25$, $So = 4,1$). Hlavnou zložkou sú angulárne fragmenty ryolitových skiel veľkosti do 15 cm, v malej miere sú prítomné úlomky rôznych typov ryolitov.

Južne od Žiaru nad Hronom (lok. č. 29) majú epiklastické vulkanické brekcie veľkú hrúbku, sú chaotické, subhorizontálne uloženie indikujú len ojedinelé vložky hrubých pieskovic alebo zoradené väčšie fragmenty. Častým javom je vykľiňovanie vrstiev a erozívne korytá. Brekcie sú tvorené angulárnymi až suboválnymi fragmentmi ryolitov veľkosti do 1 m, v priemere okolo 5—10 cm, v množstve 70—80 % v hrubopiesčitej základnej hmote. Ojedinele sú prítomné valúny andezitov. V niektorých polohách sú v množstve až 10 % zastúpené valúny porcelanitov veľkosti do 10 cm. Za ich zdroj považujeme kontaktné premenené jemnozrnné ryolitové vulkanoklastiká na povrchu extrúzie jz. od Horných Opatoviec — dnes sú zachované už len pri okraji extrúzie neďaleko od lokality č. 29.

Uloženyiny vrchného horizontu ryolitového komplexu vystupujú v jeho západnej časti medzi obcami Žiar nad Hronom — Slaská — Dolná Ves — Stará Kremnička v rámci poklesnutého bloku. Charakteristická je prítomnosť polôh limnokvarcitov, výskyt argilizovaných klastík, často vysoký obsah ílovej zložky v epiklastikách a prítomnosť štrkov a konglomerátov s hojným andezitovým a nevulkanickým materiálom v južnej časti územia. Litológia teda indikuje vývoj vo fluvio-limnickom a močiarovitom prostredí, ktoré je indikované aj fosílnou flórou a faunou v limnokvarcitoch (M. Ciesarik—E. Planderová 1965). Pre nedostatočnú odkrytosť v tejto oblasti sme neurobili podrobnejšie štúdium vulkanoklastík s výnimkou už opísanej lokality č. 41, ktorá pravdepodobne patrí už k vrchnému horizontu.

Uloženyiny vrchného horizontu sú sporadicky odkryté tiež v oblasti Žiarskej kotliny. Typický pre túto oblasť je rozsiahly odkryv v pieskovni 1,5 km jvv. od Janovej Lehoty (lok. č. 37). Uloženyiny sú v celej odkrytej hrúbke 10 m tvorené striedajúcimi sa šikmo zvrstvenými polohami rôznej zrnitosti (tab. XII, obr. 2 a 3). Z parametrov zrnitosťnej analýzy vyplýva, že ide o epiklastické vulkanické pieskovce až jemnozrnné konglomeráty uložené prúdiacou vodou ($Md = 0,5—2,5$ mm, $\sigma_\phi = 0,75—1,85$, $QD_\phi = 0,5—1,4$, $So = 1,3—2,7$), ktorých triedenie je úmerné

zrnitosti (obr. 7 a 8). Pieskovce a konglomeráty obsahujú materiál ryolitov, andezitov, kvarcítov, menej ryolitových skiel a kryštalinika. Opracovanie valúnov a zrn je variabilné — od subangulárnych po oválne. Riečny typ šikmého zvrstvenia indikuje, že ide o uloženie stálych tokov, čo je v súlade s prítomnosťou materiálu z kryštalinika. Šikmé zvrstvenie je korytového typu (obr. 9 A a B), tvar lamín je konkávny s priemerným sklonom 11.2° , priemerná hrúbka šikmo zvrstvených jednotiek je 23 cm.

Priemerný azimut maximálneho sklonu lamín vypočítaný z 23 meraní, ktorý ukazuje pravdepodobný smer prúdenia, je 260° (obr. 9C), čo je v súlade s predpokladanou paleogeografickou situáciou.

Charakter a vývoj vulkanizmu

Produkty ryolitového vulkanizmu v skúmanej oblasti tvoria samostatnú jednotku. Ryolitový vulkanizmus sa prejavil na s.-j. zlomoch, najmä na jv., v. a s. okraji Žiarskej kotliny, nezávisle od staršieho andezitového vulkanizmu. Podľa J. Lexu (1969) ryolity nevznikli diferenciáciou andezitovej magmy, ale sú produktom samostatnej kyslej magmy. Výnimkou v tomto smere sú pravdepodobne telesá Szabovej skaly, Pánskej hory a Kalvárie pri Hliníku nad Hronom, ktoré J. Lexa (1969) považuje za staršie a geneticky viazané na štiavnický vulkanický aparát. J. Forgáč (1981) tento názor odmieta, ale neprináša závažné argumenty.

Ryolitový vulkanizmus sa začal erupciami popolového materiálu, ktorý vybudoval tufové valy okolo kráterov a istotne aj rozsiahlejšie pokryvy. Vývoj jednotlivých vulkanických aparátov sa dá zrekonštruovať na príklade pyroklastických uložení jedného z centier odkrytých v zárezoch železnice severne od zastávky Stará Kremnička (lok. č. 2—7), kde je narezaný jeden z tufových valov (obr. 10).

Na báze sú hrubozrnnejšie napadané tufy s časťami stopami po dopade vulkanických bômb a blokov a s polohami typu „base surge“ (tab. IX, obr. 3). Začiatok aktivity bol teda silne explozívny, podobný vulkánskemu typu erupcií sprevádzaných freatomagmatickými erupciami pri prenikaní magmy do zvodnených sedimentov Žiarskej kotliny, o čom svedčia početné valúny vytrhnuté z podložia.

Vyššie leží súvrstvie jemnejších, lepšie triedených napadaných tufov s menším počtom fragmentov z podložia, ktoré sú menších rozmerov. Vo väčšej miere sú zastúpené pemzové fragmenty. Aktivita pokračovala sukcesiou erupcií menšej explozivnosti.

Súvrstvie tufov prechádza vyššie do hrubších lapilitových a aglomerátových polôh (tab. IX, obr. 1). Zväčšovanie rozmerov fragmentov svedčí o znižovaní objemu plynov v magme a klesajúcej explozívnosti erupcií. Najvyššie polohy majú už sčasti charakter uložení vonkajšieho svahu vulkanického kužeľa — objavujú sa znaky sekundárneho zosúvania. V zložení pyroklastík dominujú fragmenty z okrajovej časti prenikajúceho magmatického telesa, ktoré v tomto štádiu pravdepodobne dosiahlo povrchovú úroveň.

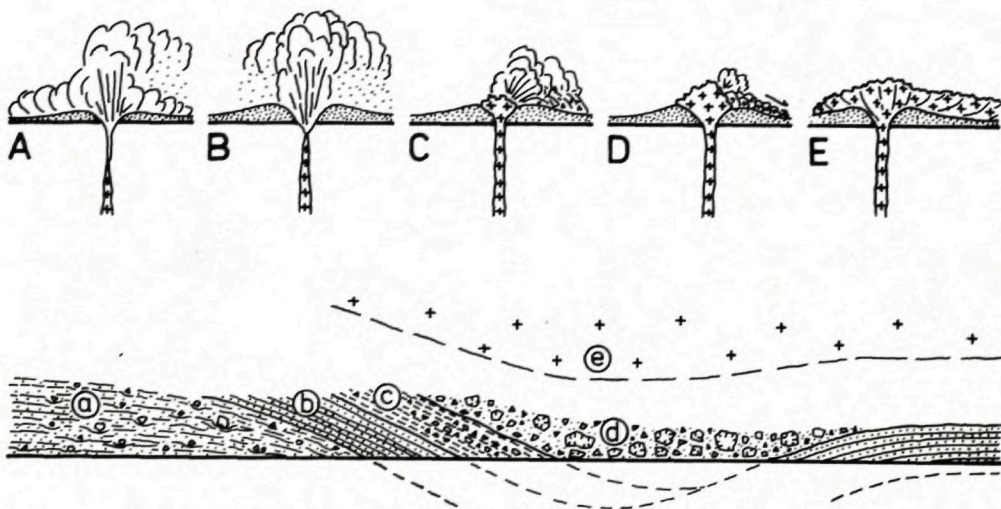
Súvrstvie hrubých napadaných pyroklastík je prekryté uloženinami žeravej lávy typu Merapi (tab. VIII, obr. 1), takže v tomto štádiu dosiahol rastúci extruzívny dóm už značné rozmery.

Záver vulkanickej aktivity uvedeného centra predstavovala extrúzia odplynenej viskóznejšej lávy vo forme ryolitového dómu, ktorý po roztečení do strán vytvoril hrubý prúd, pokrývajúci uvedenú sukcesiu pyroklastických hornín.

Pyroklastické prúdy — konkrétnejšie pemzové prúdy typu Katmai boli pozorované len na dvoch lokalitách. Na základe pozorovania predpokladáme, že vyplňajú lokálne depresie pri úpätí vulkánov. Dokladom toho je skutočnosť, že sú prekryté epiklastikami výplavových kužeľov. Pemzové prúdy uvedeného typu sú erupované z kráterov pri poklese explozivnosti.

V bezprostrednom susedstve pyroklastík sa nachádzajú aj súvrstvia epiklastík výplavových kužeľov, ktoré vzhľadom na prítomnosť vložiek autochtónnych napadaných tufov vznikali ešte v priebehu explozivnej aktivity.

Opísaný priebeh vulkanickej aktivity je typický pre ryolitový vulkanizmus a bol zrejme podobný aj u ostatných centier v skúmanej oblasti, o čom svedčí podobný typ uloženín. Analogický vývoj bol opísaný aj z iných vulkanických oblastí, napríklad



Obr. 10 Vývoj vulkanickej aktivity centra sv. od Starej Kremničky interpretovaný na základe litologického profilu v záreze železnice Hronská Dúbrava—Kremnica, lokality č. 5, 6 a 7

A — začiatkové štádium freatických erupcií spojených s pyroklastickými prúdmi typu „base surge“ dalo vznik tufovému valu (a) tvorenému striedajúcimi sa polohami napadaných tufov a slabšie triedených až netriedených tufov s nepravidelným až šošovkovitým zvrstvením, v ktorých sú početné väčšie úlomky a bloky, často v spojení s impaktnými textúrami;

B — nasledujúce štádium erupcií vulkánskeho typu dalo vznik pokryvu dobre zvrstvených a triedených napadaných tufov (b), kopírujúcich údolie vtedajšieho reliéfu;

C — výstup magmy na povrch bol späť so znížením explozivivity, ktoré sa prejavilo zhrubnutím napadaných pyroklastík a podstatným zastúpením sklovitých úlomkov ryolitov z okrajovej časti rastúceho extruzívneho telesa (horizont c);

D — explozívne-gravitačný kolaps okrajovej časti rastúceho extruzívneho dómu dal vznik žeravej lavine typu Merapi — jej uloženiny vo forme blokovej brekcie (d) vyplnili vtedy existujúce malé údolie;

E — pokračujúca extruzívna činnosť dala vznik plošne rozsiahlemu, mocnému lávovému prúdu typu „dome flow“ (e), ktorý pokrýva pyroklastiká obnažené v záreze železnice

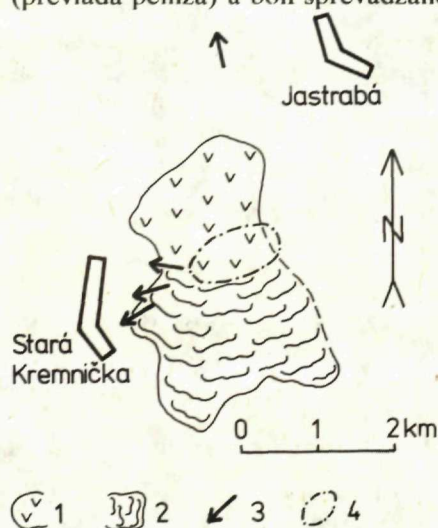
vývoj kvartérneho až recentného ryolitového vulkanizmu v oblasti Tarawera (Nový Zéland) alebo Mono Craters (Kalifornia — USA).

V. Konečný—M. Kuthan (1968) považujú ryolitový vulkanizmus v skúmanej oblasti za silne explozívny — vulkánsky až ultravulkánsky typ. Taký bol len v začiatočnom štádiu aktivity jednotlivých centier, neskôr došlo k zmene typu erupcií a k znižovaniu ich explozívnosti. Pre nedostatočnú stratigrafickú kontrolu nebolo možné urobiť paleoenergetické prepočty za použitia balistických a objemových údajov, ktoré vyžadujú plošné štúdium jedného horizontu.

F. Fiala (1961) interpretuje vrstevnaté tufy v zárezoch železnice na základe tufitických vložiek ako uloženiny vo vodnom prostredí. Vulkanizmus však prebiehal v subaerickom prostredí, o čom svedčia impaktné textúry, obalovanie nerovností, pizolity a iné javy. „Tufitické vložky“ s výnimkou spodnej časti súvrstvia a niektorých polôh epiklastík tvoria valúny andezitov, kvarcitov a nevulkanický materiál vytrhnutý z podložia pri freatomagmatických erupciách.

Fragmenty ryolitov, ako aj valúny andezitov a kvarcitov nachádzajúce sa v súvrstviach napadaných tufov vytvárali pri dopade impaktné textúry, ktoré sú asymetrické a ukazujú smer „priletu“. Ich meraním na viacerých odkryvoch v zárezoch železnice sa podarilo stanoviť polohu centra, odkiaľ boli bloky vystreľované. Oblasť vulkanického centra, vzdialená asi 2 km sv. od Starej Kremničky, sa zhoduje s oblasťou prívodného kanálu ryolitovej extrúzie „Klinčok“, ktorú stanovil J. Lexa (1970) na základe vnútornej stavby extrúzie (obr. 11). Petrografické zloženie, smer impaktných textúr i vnútorná stavba extrúzie potvrdzujú väzbu napadaných pyroklastík pri železnici, pyroklastických prúdov, ako aj extrúzie „Klinčok“ na to isté centrum, pričom extruzívne teleso predstavuje jeho záverečný produkt (obr. 10).

Záver hlavnej etapy ryolitového vulkanizmu tvorili extrúzie, i keď ich nemôžeme všetky považovať za súčasné. Vulkanizmus ešte pokračoval na iných centrách počas tvorby najvyšších častí ryolitového komplexu. Erupcie mali nižšiu explozívnosť (prevláda pemza) a boli sprevádzané v závere efúziami ryolitových prúdov, ktoré



Obr. 11 Vzťah extruzívneho telesa „Klinčok“ sv. od Starej Kremničky k predpokladanému explozívne-mu centru

1 — výstupná časť extruzívneho telesa, 2 — časť telesa „Klinčok“ majúca charakter mocného lávového prúdu, 3 — smery priletov bômb a blokov interpretované z asymetrických impaktných textúr v tufoch popri železnici Hronovská Dúbrava—Kremnička, 4 — predpokladané explozívne centrum zodpovedajúce danému horizontu tufov

predstavujú najmladší člen ryolitového komplexu (J. Lexa 1971). Radiálne rozmiestnenie a uloženie ryolitových lávových prúdov ukazuje na pôvod z centra situovaného asi 2 km západne od Bartošovej Lehôtky (obr. 1). Z tohto centra pravdepodobne pochádzajú aj pemzové tufy rovnakého petrografického zloženia na lokalite č. 41 (východne od Slaskej), v blízkosti ložísk limnokvarcitu (tab. X, obr. 4).

Paleogeografický vývoj oblasti

Postupný prechod zo sedimentov Žiarskej kotliny do bázy ryolitového komplexu svedčí o postupnej aktivizácii vulkanickej činnosti v sedimentačnom prostredí. Počas sedimentácie najvrchnejších vrstiev výplne Žiarskej kotliny vznikli prvé vulkanické centrá a formovali sa prvé popolové kužele. Charakter bazálnej časti ryolitového komplexu indikuje redepozíciu pyroklastického materiálu za pokračujúceho prínosu neryolitového materiálu stálymi tokmi z iných oblastí.

Vybudovaním vulkanických kužeľov sa v ich bezprostrednom okolí dočasne prerušila činnosť stálych tokov a pyroklastický materiál, ako aj materiál pochádzajúci z dezintegrácie vznikajúcich ryolitových telies bol rozplavovaný do okolia občasnými tokmi a plošnými záplavami a ukladaný vo výplavových kužeľoch, ktoré sa formovali na plochej pláni okolo vulkanických centier. Na výplavových kužeľoch sa materiál ukladal v korytách alebo na ich celej ploche formou občasných tokov alebo lahárov, ktoré sa šírili ako jednotlivé vlny po silných dažďoch. Malý obsah ílu v uloženinách je spôsobený tým, že zdrojová oblasť bola budovaná čerstvým vulkanickým materiálom. Stále toky boli v tomto období zatlačené do j. a z. časti Žiarskej kotliny, kde sa medzi ryolitové klastiká prstovite vклиňujú polohy s neryolitovým materiálom (andezitový a nevulkanický materiál).

V záverečnom období bola vulkanická aktivita sprevádzaná sedimentáciou v močiarovitom a fluvioimnickom prostredí. Vzniklo súvrstvie tufitov, ílov a limnokvarcítov, ako ho opisuje J. Beňo—D. Očenáš (1968) a iní. Močiarové depresie sa vyvinuli na ryolitových epiklastikách a pyroklastikách, ktoré sú miestami rozložené presakujúcimi vodami za vzniku bentonitov. Limnokvarcitu sa vyskytujú spravidla v niekoľkých polohách. Ich genéza ešte nie je jednoznačne vyriešená. Prevláda názor, že vznikli vyvrázaním kremičitých termálnych vôd v močiarových bazénoch. Silicifikácia niektorých tufových polôh, ako aj ojedinelý výskyt silicifikovaných „konkrécií“ v epiklastikách naznačujú, že podružným zdrojom SiO_2 by mohlo byť aj rozkladajúce sa (rekryštalizujúce) vulkanické sklo, ktoré obsahuje 72—76 % SiO_2 .

Literatúra

- BEMMLEN, R. W. 1949: The geology of Indonesia. Hague.
BEŇO, J.—OČENÁŠ, D. 1962: Lehôtka pod Brehy — perlity. Záverečná správa. Geofond, Bratislava, 1—82.

- BEŇO, J.—OČENÁŠ, D. 1968: Žiarska kotlina — limnokvarcit — sprievodné suroviny. Závěrečná správa, Geofond, Bratislava.
- BOTVINKINA, L. N. 1974: Genetičeskije typy otloženij oblasti aktivnogo vulkanizma. Moskva, 1—319.
- BULL, W. B. 1964: Alluvial fans and near-surface subsidence in Western Fresno County, California. Geol. Surv. Profess. Pap. 437-A, Washington, 1—70.
- CIESARIK, M.—PLANDEROVÁ, E. 1965: Geologická pozícia limnokvarcítov ložiska Stará Kremnička. Geol. Práce, Správy 35, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 87—98.
- CRANDELL, D. R. 1971: Postglacial lahars from Mount Rainier Volcano. Geol. Surv. Profess. Pap. 677, Washington, 1—75.
- CROWE, B. M.—FISHER, R. V. 1973: Sedimentary structures in base-surge deposits with special reference to crossbedding, Ubehebo Craters, Death Valley, California. Bull. Geol. Soc. Amer. 84, New York, 663—682.
- DENNY, C. S. 1965: Alluvial fans in the Death Valley Region, California and Nevada. Geol. Surv. Profess. Pap., 466, Washington, 1—59.
- ELSTON, W. B.—SMITH, E. I. 1970: Determination of flow direction of rhyolitic ash-flow tuff from fluidal textures. Bull. Geol. Soc. Amer., 81, New York, 3393—3406.
- FIALA, F. 1961: Geologicko-petrografický výzkum centrální a jižní části Kremnických hor za léta 1955—1960. Geofond, Bratislava, 1—265.
- FISHER, R. V. 1961: Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Bull. Geol. Soc. Amer. 72, New York, 1409—1414.
- FISHER, R. V. 1971: Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits. J. Sed. Petrology, 41, 4, Tulsa, 916—927.
- FISHER, R. V.—WATERS, A. C. 1971: Base-surges and their deposits, Capelinhos and Taal Volcanoes. J. Geophys. Res., 76, 23, Washington, 5596—5614.
- FORGÁČ, J. 1981: O dvoch typoch ryolitov v Žiarskej kotline. Mineralia slov., 13, 3, Alfa, Bratislava, 249—262.
- GAŠPARIK, J.—PLANDEROVÁ, E. 1970: Korelácie sedimentov Handlovsko-nováckej panvy so Žiarskou kotlinou. Západné Karpaty, 13, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 109—156.
- KETTNER, R. 1924: Odkryvy na trati Kremnička—Bart. Lehôtka. Geofond, Bratislava.
- KONEČNÝ, V.—KUTHAN, M. 1968: Volcanic forms and types of eruptions of neogene volcanism in central Slovakia. Geol. Práce, Správy 44—45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 163—198.
- LEXA, J. 1969: Dva typy ryolitov v oblasti Žiaru nad Hronom. Mineralia slov., 1, 3—4, Spišská Nová Ves, 220—226.
- LEXA, J. 1970: Ryolitový vulkanizmus okolia Žiaru nad Hronom. Čiastočná správa za rok 1969. Geofond, Bratislava, 1—50.
- LEXA, J. 1971: Formy ryolitových telies v okolí Žiaru nad Hronom. Geol. Práce, Správy 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 67—80.
- MALEEV, E. F. 1977: Vulkanogennyje oblomochnyje gornyje porodny. Moskva, 1—214.
- MARSCHALCO, R. 1970: Výskum sedimentárnych textúr, štruktúr a paleoprúdová analýza bazálnych formácií (Paleogén centrálnych Západných Karpát sev. od Spišsko-gemerského rudohoria). Acta geol. et geogr. UC, Geol. 19, Bratislava, 129—163.
- PARSONS, W. H. 1969: Criteria for the recognition of volcanic breccias: review. Geol. Soc. Amer. Mem., 115, New York, 263—304.
- PETERSON, D. W. 1970: Ash-flow deposits-their character, origin and significance. Jour. of Geol. Educ., 18, 2, 66—76.
- PICHLER, H. 1965: Acid hyaloclastites. Bull. volcanol, Sér. 2, 28, Napoli, 3—20.
- RAGAN, D. M.—SHERIDAN, M. F. 1972: Compaction of the Bishop Tuff, California. Bull. Geol. Soc. Amer, 83, New York, 95—106.
- SHERIDAN, M. F. 1971: Particle-size characteristics of pyroclastic tuffs. J. Geophys. Res., 76, 23, Washington, 5627—5634.
- SHROCK, R. R. 1948: Sequence in layered rocks. New York, Toronto, London.
- TANEDA, S. 1957: Geological and petrological studies of the Shirasu in South Kyushu, Japan. Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ. Ser. Geol., 6, Kyushu, 91—105.
- WALKER, G. P. L. 1971: Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. J. Geol., 79, 6, Chicago.

- WALKER, G. P. L. 1972: Crystal concentration in ignimbrites. *Contr. Mineral. Petrology*, 36, Berlin—New York, 135—146.
- WILLIAMS, H.—Mc BIRNEY A. R. 1969: Air-fall and intrusive pyroclastic deposits. Subareal pyroclastic flows and their deposits. Univ. of Oregon, 1—92.
- ZUBEREC, J.—OČENÁŠ, D. 1971: Žiarska kotlina—Jelšový potok—bentonit. Čiastková záverečná správa. Geofond, Bratislava, 1—57.

Vladimír Bezák—Jaroslav Lexa

Genetic Types of Rhyolite Volcanoclastic Rocks in Surroundings of Žiar nad Hronom

Summary

Rhyolite extrusive and volcanoclastic rocks of the late Sarmatian to early Panonian age in surroundings of Žiar nad Hronom extend over the area of 75 km² (Fig. 1). Their spatial distribution indicates a relationship of volcanic centers to marginal faults of the Žiarska kotlina depression and to the N-S trending fault system.

Thickness of the rhyolite complex is about 150—250 m. Two horizons are distinguished: the lower one with a high proportion of pyroclastic rocks and epiclastic volcanic rocks poor in clay component; and the upper one exposed in the western part of the area with a medium to high proportion of clay component in epiclastic volcanic rocks and several horizons of limnic cherts (limnoquartzites). Character and structure of extrusive bodies have been already studied in great detail by J. Lexa (1971), including genetically related autoclastic rocks (extrusive breccias).

Genetic types of volcanoclastic rocks are determined on the basis of their structure, texture, and grain-size characteristics. Structural features as there are bedding, jointing, degree of consolidation, spatial distribution of larger fragments, their degree of rounding, petrographic composition, and character, and amount of matrix have been studied in all accessible natural and man-made outcrops. Composition and textural features of matrix have been studied also in thinsections.

Grain-size characteristics of unconsolidated rocks (26 samples) has been determined on sieves of 0.12, 0.25, 0.5, 1.0, 2, 4, 7, 15, and 30 mm openings. Amount of fraction under 0.04 mm has been determined by washing on the sieve of 0.04 mm openings. Mass of analysed samples varied between 0.36 and 12.2 kg.

Grain-size characteristics of consolidated rocks (20 samples) has been determined in thin sections on the basis of apparent grain-size, measuring diameters of 110—190 grains.

For discussion of results, cumulative curves have been compiled, using ϕ -units. Basic parameters $Md_{\phi} = \phi_{50}$ and $\sigma_{\phi} = \frac{\phi_{16} - \phi_{84}}{2}$ indicate the energetic level of transporting fluid and degree of sorting. G. P. L. Walker (1971) proposed the diagram Md_{ϕ}/σ_{ϕ} and M. F. Sheridan (1971) the diagram C/M to distinguish genetic types of pyroclastic rocks ($M = Md_{\phi}$, C is the coarsest percentil). To determine genetic types of epiclastic volcanic rocks, coefficient of sorting $So = \frac{Q_{75}}{Q_{25}}$, σ_{ϕ} , and $QD = \frac{Q_{25} - Q_{75}}{2}$ have been calculated. Diagram C/M has been used to define better sorting of coarse fraction (W. B. Bull 1961).

Genetic classification of volcanoclastic rocks is based on works of R. V. Fisher (1961), W. H. Parson (1969), H. Williams—A. R. Mc Birney (1969), L. N. Botvinkina (1974), and E. F. Malejev (1977). In these works one can find also their thorough description.

Autoclastic rocks are of a limited extent. At margins of extrusive cumulo-domes there are coarse extrusive breccias formed of glassy angular blocks (20—100 cm) in detritic matrix. No pumice fragments and tuffaceous material are present. Structure of extrusive breccias is chaotic, at the inner side they pass into brecciated rhyolite.

The extrusive dome of Szabova skala nearby Hliník nad Hronom is at the northern and northea-

stern side surrounded by a thick mantle (up to 100 m) of chaotic perlite breccia. Extensive brecciation and perlitic character of material indicate subaqueous environment, so the breccia represents acid hyaloclastite in the sense of H. Pichler (1965).

Peculiar intrusive breccias have been observed in places, where roots of younger extrusive domes pierced through then unconsolidated pyroclastic rocks from the preceding explosive stage of activity.

Pyroclastic rocks are abundant and highly variable. Air-fall type tuffs, lapilli-tuffs, and agglomerates, pumice-flow deposits, base surge deposits, and Merapi-type pyroclastic flow deposits are present.

Air-fall tuffs are generally well sorted ($\sigma_\phi = 0.7-1.2$; Fig. 3, 4, 5), in laterally continuous beds 1-30 cm thick. In fine-grained tuffs bedding has a character of lamination. Mantle bedding (Fig. 2 A, B), graded bedding, and impacts of volcanic bombs and blocks (Fig. 2 E) have been observed at places. Tuffs are formed dominantly of fragments of pumice, pumiceous glass, glass shards, and fine ash. Subordinate fragments of spherulitic and felsitic rhyolites are present too.

Lapilli-tuffs and agglomerates are usually well sorted too ($\sigma_\phi = 1.0-2.0$; Fig. 3, 4), but often form unsorted beds of chaotic internal structure as a result of sliding on slopes of the volcano (Fig. 2 C). Fragments are mainly pumice and pumiceous rhyolite, in a smaller extent rhyolite glass, spherulitic rhyolite, and felsitic rhyolite.

At some localities air-fall tuffs and agglomerates are interbedded with poorly sorted ($\sigma_\phi = 3.1-3.4$; Fig. 3, 4) beds of the same material, but with a higher proportion of angular fragments. Their internal structure is irregular or even lensoidal, uneven surfaces of underlying beds are buried (Fig. 2 D). These features as well as numerous impacts of bombs and blocks indicate base surge deposits (compare B. M. Crowe—R. V. Fisher 1973). Frequently present impacts of pebbles of older rocks (Fig. 2 E) imply, that the base surge deposits are a result of phreatic explosive activity caused by ascent of magma into water-bearing sediments of the Žiarska kotlina depression.

Pumice flow deposits are exposed in the railroad cut 1 km north of the station Stará Kremnička, underneath a horizon of epiclastic volcanic rocks. Massive and compact pumice tuff of pinkish colour is composed of spherical pumice fragments (40%), angular fragments of rhyolite glass (5-10%), and subangular to rounded fragments of older rocks (mostly andesites, 3-5%) in fine tuffaceous matrix. Structure of the rock is chaotic, without any signs of stratification. Matrix is vitroclastic — concave glassy shards dominate over pumice, crystal fragments and fine ashy substance. Low degree of sorting ($\sigma_\phi = 2.3$) and projection into the "flow" field in Md_ϕ/σ_ϕ and C/M plots (fig. 3, 4) imply that the rock should be classified as pumice-flow tuff ($Md_\phi = 0.35$), probably of the Krakatoa type (compare H. Williams—A. R. Mc Birney 1969).

Unsorted pumice flow deposits ($\sigma_\phi = 3.65$) crop out also in the road-cut 2 km north of Stará Kremnička.

In the railroad cut 0.5 km north of the station Stará Kremnička air-fall tuffs and agglomerates are overlain by a thick horizon of chaotic breccia, filling a depression at their surface. Fragments of porous glassy rhyolite are generally angular, often polygonal and with chilled margins, some of them are of the bread-crust type. Their size is up to 2.5 m, but most of them vary in the range 20-100 cm. Fragments representing 60-85% of the breccia lay in the matrix formed of fine-grained glassy detritus. Grain-size characteristics of matrix ($\sigma_\phi = 2.8$) confirms the absence of sorting. The breccia is evidently a product of glowing avalanche — its high temperature is implied by the presence of fragments with chilled margins and fragments of the bread-crust type. Glowing avalanches of this type result from desintegration and gravity collapse of a marginal part of the extrusive dome and have been described as the Merapi type pyroclastic flows (compare R. W. van Bemmelen 1949).

Epiclastic volcanic rocks represent about 50% of the rhyolite complex. Only epiclastic volcanic rocks transported by water (by streams or in the form of suspension) are present, deposited in environment of proluvial and alluvial fans, ephemeral streams, stable streams, lakes, and marshes. Two horizons are distinguished within the rhyolite complex differing in lithology and genetic types of epiclastic volcanic rocks.

At the base of the lower horizon there are epiclastic volcanic rocks rich in andesite and nonvolcanic material passing downward into sedimentary rocks of the Žiarska kotlina depression, indicating beginning of rhyolite explosive activity during continuing sedimentation in existing stable streams. Well bedded and sorted rocks ($\sigma_\phi = 1.65$) are composed of rounded pumice, angular to subangular rhyolite glass fragments and rounded grains and pebbles of andesites, quartzites, granites,

gneisses, quartz, and fine muscovite. Occasional cross-bedding, graded bedding and lamination, as well as grain-size characteristics indicate stable stream fluvial deposition.

The main mass of the lower horizon is built of epiclastic volcanic rocks interbedded with pyroclastic rocks described above. They are exposed in the uplifted eastern part of the region.

Epiclastic volcanic rocks of the lower horizon are composed of reworked pyroclastic material — pumice and glassy fragments, material from disintegrating extrusive domes — fragments of glassy, spherulitic or felsitic rhyolites, and minor andesite and/or nonvolcanic material. Individual types of fragments are present in variable proportions, indicating variable sources of material for individual beds. Transitions to reworked tuffs and agglomerates have been observed.

Grain-size of epiclastic volcanic rocks varies from silts to coarse breccias. While breccias are generally poorly sorted ($\sigma_\phi = 2.5-4.2$) and chaotic or only roughly stratified, fine grained sandstones and siltstones are sorted much better ($\sigma_\phi = 1.3-2.3$) with well developed bedding. Individual beds are of variable thickness proportional to their grain-size, reaching several meters for coarse breccias. In the sense of W. B. Bull (1964) degree of sorting is used to distinguish the mode of transport — deposits of lahars (mudflows), transitional type deposits, and deposits of turbulently flowing water (Fig. 7, 8). Characteristic of epiclastic volcanic rocks of the lower horizon is the absence or very low content of clay component caused by a rapid reworking of primary deposits without a significant role of chemical weathering.

Lahars (mudflow deposits) form thick beds with sharp base and top and chaotic internal structure. Degree of sorting is very low ($\sigma_\phi = 4.0-4.2$) and fragments are generally angular to subangular. 3 m thick lahar in the sandpit nearby the railroad station Jastrabá shows a very sharp base without erosion of underlying sandstones. Big fragments (up to 45 cm) concentrate in the central part of the bed. According to R. V. Fisher (1971) these features are characteristic for flows with a high concentration of solids (debris flows) showing a laminar mode of flowage.

Most of the epiclastic volcanic breccias in the lower horizon belongs to deposits of the transitional type in the sense of W. B. Bull (1964). They usually form thick beds with almost chaotic internal structure. An incipient bedding is expressed by obscure subparallel horizons of bigger fragments. Bedding is well expressed, if breccias are interbedded with fine-grained rocks. Degree of sorting is low, but higher than in lahars ($\sigma_\phi = 2.5-3.8$), caused mostly by a lower proportion of fine material, which was washed away. Individual beds (if bedding is developed) are 20—200 cm thick, proportion of fragments varies from 40 to 80 %. Some of the beds show also characteristic features of debris flows in the sense of R. V. Fisher (1971), as there are the sharp base without erosion of underlying rocks, concentration of bigger fragments in the central part of the bed, and parallel orientation of flat fragments.

Some of the epiclastic volcanic breccias and all conglomerates, sandstones, and siltstones belong to deposits of turbulently flowing water (ephemeral and stable stream deposits). These rocks are generally well bedded, lensoidal bedding, crossbedding, and erosional channels are observed at places. Well expressed bedding is conditioned by moderate degree of sorting ($\sigma_\phi 1.3-2.2$), especially of fine-grained rocks. Thickness of individual beds is proportional to grain-size and ranges from few millimeters (siltstones) to 30—100 cm in the case of breccias and conglomerates.

Deposits of turbulently flowing water usually do not form thick sequences as they are irregularly interbedded with unsorted epiclastic volcanic rocks or pyroclastic rocks. Together they form proluvial and alluvial fans surrounding individual volcanic centers.

Rocks of the upper horizon are exposed in the western part of the region owing to a larger subsidence of the inner parts of the Žiarska kotlina depression. Characteristic features of the upper horizon there are high proportion of clay component in epiclastic volcanic rocks, presence of limnic cherts and argillized rocks (bentonite, kaolinite), and interbedding with sandstones and conglomerates rich in nonvolcanic material in the southern part of the region. So the lithology indicates deposition in fluvial, limnic and marshy environments (fossil flora and fauna).

Rocks of the upper horizon crop out sporadically also in the northwestern part of the Žiarska kotlina depression. Thick and well stratified fluvial deposits are exposed in an abandoned sandpit south of Janova Lehota. Grain-size analysis indicates unambiguously fluvial epiclastic volcanic sandstones and conglomerates ($Md = 0.5-2.5$ cm, $\sigma_\phi = 0.75-1.85$, $QD_\phi = 0.5-1.4$, $So = 1.3-2.7$), whose degree of sorting is inversely proportional to granularity. Conglomerates are composed of rounded pebbles of rhyolites, andesites, and quartzites, less of pumice, rhyolite glass, and older magmatic and metamorphic rocks. Generally developed inclined bedding is of the channel type, laminae form is concave with average

inclination 11.2° (Fig. 9 A, B). The mean azimuth of the maximum inclinations showing the direction of flow is 260° (Fig. 9 C).

Character and evolution of volcanic activity

Products of rhyolite volcanism form in the studied area a well defined separate unit. Rhyolite volcanism is related dominantly to N-S trending faults at the SE, E, and N margins of the Žiarska kotlina depression, independently of the older andesite volcanism.

As it is documented by lithology, rhyolite volcanic activity commenced by explosive activity giving rise to tuff-mounds and sheets, that were reworked subsequently into volcanosedimentary rocks at the base of the rhyolite complex. Further evolution of volcanoes probably was not uniform, however, a general evolutionary trend can be demonstrated on pyroclastic deposits of one of the centers exposed in the railroad cuts north of the station Stará Kremnička (Fig. 10).

In few cases decreasing explosivity preceding extrusion of magma upon the surface lead to the Katmai type eruptions of pumice flows. Owing to their mobility, pumice flow deposits associate with epiclastic volcanic rocks of proluvial and alluvial fans surrounding pyroclastic cones.

The described course of volcanic activity is typical for rhyolite volcanism (compare the Quaternary volcanic activity of Rotorua area in New Zealand or Mono Craters in California) and can be applied also to other centers of the studied area, as their deposits are similar.

F. Fiala (1961) has interpreted bedded tuffs in railroad cuts north of the station Stará Kremnička as subaqueous because of the presence of "tuffitic" horizons with nonvolcanic material. However, the presence of pisolites, impacts of bombs and blocks, and mantle bedding indicate subaerial volcanic activity. Nonvolcanic material has been brought into these rocks by phreatic eruptions from underlying sediments. Asymmetric impacts of blocks and pebbles at several outcrops allowed to determine a position of the relevant volcanic center (Fig. 11). It was situated 1.5 km NW of Pitelová at the place, where roots of the large extrusive dome "Klínčok" are assumed on the basis of its internal structure (J. Lexa 1971).

It follows from the structure of the rhyolite complex, that the volcanic activity corresponding to the lower horizon (see above) was concluded by formation of extrusive domes. Volcanic activity continued later at other centers leading to the formation of the upper horizon. Eruptions were of a lower explosivity (pumice dominates in pyroclastic rocks) and were accompanied also by effusions of rhyolites. J. Lexa (1971) has described rhyolite lava flows in the area Bart. Lehôtka—Slaská—Lutila—St. Kremnička with a probable center 2 km W of Bart. Lehôtka. At this stage deposition of pyroclastic and epiclastic material took place also in limnic, marshy and fluvial environments beside proluvial fans — a sequence of tuffs, tuffites, epiclastic rocks, clays, and limnic cherts has been laid down (J. Beňo—D. Očenáš 1968). Lakes and marshes evolved on rhyolite epiclastic and/or pyroclastic rocks, that have been decomposed by infiltrating waters into bentonite. Limnic cherts occur usually in several horizons. Their genesis is not explained satisfactorily. Most authors assume an origin by precipitation from silica rich thermal waters in limnic and marshy environment. However, the presence of silica concretions in tuffs and epiclastic rocks indicate, that recrystallizing volcanic glass rich in SiO₂ represents another possible source of silica.

Explanations of text-figures 1—11

Fig. 1 Structure of the rhyolite complex in surroundings of Žiar Nad Hronom (according to V. Konečný—J. Lexa 1979) Sedimentary and volcanic rocks younger than rhyolite complex: 1 — Quaternary fluvial deposits and the drainage system, 2 — thick eluvial loams and scree, 3 — Panonian to Pliocene sedimentary rocks, 4 — basaltic andesites, pyroxene andesites, and related pyroclastic rocks of the Panonian age; rhyolite complex of the late Sarmatian to early Panonian age; 5 — rhyolite cumulo-domes passing into thick lava flows (dome-flows), 6 — rhyolite lava flows, arrows indicate assumed direction of flow, 7 — rhyolite cumulo-domes belonging probably to an earlier stage of rhyolite volcanic activity, 8 — undivided complex of rhyolite volcanoclastic rocks, 9 — main horizons of limnic cherts (limnoquartzites); volcanic rocks older than rhyolite complex: 10 — undivided volcanic and volcanoclastic rocks of the Badenian to Middle Sarmatian age, 11 — main faults, 12 — numbers and situation of described localities, 13 — railroad Hronská Dúbrava—Kremnica

Fig. 2 Structures of pyroclastic rocks A — mantle bedding in fine-grained ash-fall tuffs over buried fragments of rhyolite (loc. no. 25); B — tuff-coating of a large rhyolite fragment (loc. no. 7); C — stone train in coarse pyroclastic rocks indicating secondary sliding and rolling of fragments on slopes of volcanic cone (loc. no. 6); D — leveling of the surface by poorly sorted coarse-grained tuffs characteristic for base surge deposits (loc. no. 7); E — asymmetric impact of andesite pebble in bedded ash-fall tuffs (loc. no. 2); F — leveling of a small depression by reworked pyroclastic material indicating local redeposition (loc. no. 7)

Fig. 3 σ_p — Md_p diagram for pyroclastic rocks. "Fall" and "flow" fields are given according G. P. L. Walker (1971). Numbers indicate localities

Fig. 4 Pyroclastic rocks in C—M diagram after M. F. Sheridan (1971). Field 1 — base surge deposits, field 2 — pyroclastic flow deposits, field 3 — fall-type pyroclastic rocks. Numbers indicate localities

Fig. 5 Cumulative curves of pyroclastic flow deposits (5, 12, 34) and ash-fall tuffs (6c, 41c). The curve "S" represents the shirasu ash flow (S. Taneda 1957). Numbers indicate localities

Fig. 6 Structures of epiclastic volcanic rocks (loc. no. 8). A — character of bedding in ephemeral stream deposits on alluvial fans; B — coarse, poorly sorted epiclastic volcanic breccia filling a narrow channel in older rocks

Fig. 7 Cumulative curves of epiclastic rocks compared with standard curves of W. B. Bull (1964). V — waterlain deposits; I — transitional type; L — mudflow deposits

Fig. 8 C—M diagram of epiclastic volcanic rocks. Mudflow deposits (empty circles) and waterlain deposits (full circles) are discriminated

Fig. 9 Character of bedding in fluvial deposits south of the Kosorín — locality no. 37. A — cross-bedding in a section parallel to flow direction; B — cross-bedding in a section perpendicular to flow direction; C — statistical analysis of flow directions

Fig. 10 Evolution of volcanic activity at the center NE of Stará Kremnička as interpreted from outcrops no. 5 to 7 along the railroad Hronská Dúbrava—Kremnica

A — Initial stage of phreatic eruptions accompanied by frequent base surges gave rise to a tuff-cone (a). The cone is formed of alternating beds of sorted fine-grained ash-fall tuffs and poorly sorted and unsorted tuffs with numerous fragments of variable size. Bedding is irregular to lensoidal, deformations and impacts are frequent

B — The following stage of vulcanian eruptions gave rise to a blanket of well sorted and stratified ash-fall tuffs (b), showing features of mantle bedding

C — Extrusion of magma upon the surface was accompanied by a diminution of explosivity. Corresponding pyroclastic rocks (c) are much coarser and angular fragments of glassy and porous rhyolites from margins of rising dome dominate in their composition

D — An explosive and/or gravity collapse of the marginal part of rising cumulo-dome gave rise to the Merapi type glowing avalanche — its products in a form of blocky breccia (d) filled up a small valley

E — Continuous extrusive activity later lead to formation of an extensive dome-flow (e) that covers the described sequence of pyroclastic rocks

Fig. 11 Relationship of the cumulo-dome "Klinčok" to the assumed explosive center. 1 — cumulo-dome "Klinčok"; 2 — dome-flow; 3 — flight-directions of bombs and fragments interpreted from asymmetrical impacts in tuffs along the railroad Hronská Dúbrava—Kremnica; 4 — assumed explosive center corresponding to the given tuff-horizon

Explanation of plates VII—XVII

Pl. VII

Fig. 1 Loc. No. 12, the railroad cut north of the station Stará Kremnička. Margin of an extrusive dome piercing through rhyolite epiclastic rocks. At the contact there is a zone of extrusive breccia

Fig. 2 Loc. No. 12. Detail of extrusive breccia

Fig. 3 Loc. No. 38, the abandoned quarry south of Kosorin. Initial stage of brecciation at the margin of extrusive dome

Fig. 4 Loc. No. 38. Extrusive breccia with clastic matrix 200 m from the margin of extrusive dome

Pl. VIII

Fig. 1 Loc. No. 5, the railroad cut north of the station Stará Kremnička. Chaotic breccia of the Merapi type pyroclastic flow. Note characteristic polygonal fragments and fragments with radial jointing (chilled margins)

Fig. 2 Loc. No. 5. Detail of fragments with bread crust type surface

Fig. 3 Loc. No. 12, railroad cut north of the station Stará Kremnička. In the upper part there are unsorted epiclastic volcanic rocks, in the lower part slightly welded pumice flow deposits

Fig. 4 Loc. No. 12. Detail of slightly welded pumice flow deposits

Pl. IX

Fig. 1 Loc. No. 6, railroad cut north of the station Stará Kremnička. Bedded and sorted air-fall tuffs and agglomerates deposited on a slope

Fig. 2 Loc. No. 6. Detail of sorted agglomerate

Fig. 3 Loc. No. 7, railroad cut north of the station Stará Kremnička. Interbedded air-fall tuffs and base surge deposits. Note a high proportion of fragments and blocks with impact structures

Fig. 4 Loc. No. 7. Detail of a rhyolite block in deformed tuffs owing to impact

Pl. X

Fig. 1 Loc. No. 4, railroad cut near the station Stará Kremnička. Well sorted, laminated fine grained air-fall tuffs

Fig. 2 Loc. No. 4. Detail of graded bedding in air-fall tuffs

Fig. 3 loc. No. 4. Detail of an andesite pebble with characteristic impact structure

Fig. 4 Loc. No. 41, a quarry SE of Slaská. In the lower part of the wall there are epiclastic volcanic rocks, in the upper part there are laminated air-fall tuffs with well developed mantle bedding following the relief of underlying rocks

Pl. XI

Fig. 1 Loc. No. 41. Detail of laminated air-fall tuffs in the upper part of the wall

Fig. 2 Loc. No. 41. Detail of epiclastic volcanic breccia in the lower part of the wall

Fig. 3 Loc. No. 21, an abandoned sandpit NW of Jastrabá. Bedded epiclastic volcanic breccias, in the upper part there is a thin horizon of air-fall tuffs

Fig. 4 Loc. No. 21. Detail of epiclastic volcanic breccia

Pl. XII

Fig. 1 Loc. No. 18, railroad cut near the station Bartošova Lehôtka. Sequence of epiclastic volcanic breccias with several thin horizons of air-fall tuffs

Fig. 2 Loc. No. 37, sandpit SE of Janova Lehota. Fluvial epiclastic volcanic sandstones and gravels

Fig. 3 Loc. No. 37. Detail of inclined bedding in fluvial sandstone

Fig. 4 Loc. No. 12. Thin section of pumice flow matrix. Magn. $\times 39$

Pl. XIII

Fig. 1 Loc. No. 26, Szabova skala. Thin section of extrusive breccia showing the initial stage of brecciation. Magn. $\times 13,5$

Fig. 2 Loc. No. 26, Szabova skala. Thin section of extrusive breccia showing more advanced stage of brecciation. Magn. $\times 13,5$

Pl. XIV

Fig. 1 Loc. No. 26, Szabova skala. Thin section of extrusive breccia showing the advanced stage of brecciation including formation of detritic cement. Magn. $\times 13,5$

Fig. 2 Loc. No. 26, Szabova skala. Thin section showing the final product of brecciation — acid hyaloclastite. Magn. $\times 13,5$

Pl. XV

Fig. 1 Loc. No. 7, Stará Kremnička. Thin section showing pumice in air-fall tuff. Magn. $\times 43$

Fig. 2 Loc. No. 7, Stará Kremnička, Thin section showing matrix of base surge deposits. Magn. $\times 30$

Fig. 3 Loc. No. 27, Lehôtka pod Brehy. Thin section showing pisolithes in finegrained air-fall tuffs. Magn. $\times 16,5$

Pl. XVI

Fig. 1 Loc. No. 41, Slaská. Thin section of silicified sorted air-fall tuffs. Magn. $\times 13,5$

Fig. 2 Loc. No. 41, Stará Kremnička. Thin section showing matrix of epiclastic volcanic breccia. Magn. $\times 13,5$

Pl. XVII

Fig. 1 Loc. No. 12, Stará Kremnička. Thin section showing matrix of unsorted epiclastic volcanic breccia. Magn. $\times 13,5$

Fig. 2 Loc. No. 17, Bartošova Lehôtka. Thin section of fine grained epiclastic volcanic sandstone. Magn. $\times 13,5$

Translated by J. Lexa

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám VII—XVII

Tabuľka VII

Obr. 1 Lokalita č. 12, zárez železnice s. od zastávky Stará Kremnička. Okraj extruzívneho telesa ryolitu prerážajúceho cez ryolitové vulkanoklastiká. Na styku je pozorovateľná zóna extruzívnej brekcie

Obr. 2 Lokalita č. 12, detail extruzívnej brekcie

Obr. 3 Lokalita č. 38, opustený lom j. od Kosorína. Iničiálne štádium brekciácie na okraji extruzívneho telesa.

Obr. 4 Lokalita č. 38, extruzívna breccia s klastickým tmelom 200 m od okraja extruzívneho telesa

Tabuľka VIII

Obr. 1 Lokalita č. 5, zárez železnice s. od zastávky Stará Kremnička. Chaotická breccia pyroklastického prúdu typu Merapi. Charakteristické sú polygonálne fragmenty a väčšie bloky s radiálnou odlučnosťou pri okrajoch (Chilled margins)

Obr. 2 Lokalita č. 5, detail fragmentov s povrchom typu chlebovej kôrky („bred crust“)

Obr. 3 Lokalita č. 12, zárez železnice s. od zastávky Stará Kremnička. V hornej časti netriedené epiklastiká, v spodnej časti slabo spečené uloženie pemzového prúdu

Obr. 4 Lokalita č. 12, detail uloženia pemzového prúdu

Tabuľka IX

Obr. 1 Lokalita č. 6, zárez železnice s. od zastávky Stará Kremnička. Zvrstvené a triedené napadané aglomeráty a tufy s prirodzeným násypným sklonom

Obr. 2 Lokalita č. 6, detail triedeného aglomerátu

Obr. 3 Lokalita č. 7, zárez železnice s. od zastávky Stará Kremnička. Súvrstvie autochtónnych napadaných tufov a pyroklastických prúdov typu „base surge“ (chaotické lavicovité polohy) charakteristický je vysoký obsah fragmentov a blokov s impaktnými štruktúrami

Obr. 4 Lokalita č. 7, detail ryolitového bloku s deformáciou vrstiev pri dopade

Tabuľka X

Obr. 1 Lokalita č. 4, zárez železnice pri zastávke Stará Kremnička. Laminované, triedené, jemnozrnné autochtónne napadané tufy

Obr. 2 Lokalita č. 4, detail gradačných zvrstvení

Obr. 3 Lokalita č. 4, detail valúna andezitu s výraznou deformáciou vrstiev pri dopade (impaktná štruktúra)

Obr. 4 Lokalita č. 41, lom jv. od Slaskej. V spodnej časti súvrstvie epiklastík, hore súvrstvie laminovaných autochtónnych napadaných tufov kopírujúcich reliéf

Tabuľka XI

Obr. 1 Lokalita č. 41, detail laminovaných autochtónnych napadaných tufov, z obr. 4 tab. X

Obr. 2 Lokalita č. 41, detail epiklastickej brekcie z obr. 4, tab. X

Obr. 3 Lokalita č. 21, pieskovňa sz. od Jastrabej. Súvrstvie epiklastických vulkanických brekcií, v hornej časti horizontálne zvrstvených a triedených autochtónnych napadaných tufov

Obr. 4 Lokalita č. 21, detail epiklastickej vulkanickej brekcie

Tabuľka XII

Obr. 1 Lokalita č. 18, zárez železnice pri stanici Bartošova Lehôtka. Súvrstvie epiklastík s niekoľkými tenšími polohami zvrstvených a triedených autochtónnych napadaných tufov

Obr. 2 Lokalita č. 37, pieskovňa jv. od Janovej Lehoty. Križovo zvrstvené, triedené epiklastické vulkanické pieskovce a štrky fluviálneho typu

Obr. 3 Lokalita č. 37, detail šikmo zvrstvených pieskov a štrkov

Obr. 4 Lokalita č. 12, mikrofotografia základnej hmoty pemzového prúdu. Zväčšenie 39 ×

Tabuľka XIII

Obr. 1 Lokalita č. 26, Szabova skala. Mikrofotografia lávovej brekcie, iniciálne štádium brekciácie. Zväčšenie 13,5 ×

Obr. 2 Lokalita č. 26, pokročilejšie štádium brekciácie. Zväčšenie 13,5 ×

Tabuľka XIV

Obr. 1 Lokalita č. 26, pokročilé štádium brekciácie s tvorbou základnej hmoty (tmelu). Zväčšenie 13,5 ×

Obr. 2 Lokalita č. 26, finálny produkt brekciácie — kyslý hyaloklastit. Zväčšenie 13,5 ×

Tabuľka XV

Obr. 1 Lokalita č. 7, zárez železnice s. od stanice Stará Kremnička. Mikrofoto pemzy v napadanom tufe. Zväčšenie 43 ×

Obr. 2 Lokalita č. 7, mikrofoto základnej hmoty pyroklastického prúdu typu „base surge“. Zväčšenie 30 ×

Obr. 3 Lokalita č. 27, Lehôtka pod Brehy. Mikrofoto pizolitov v jemnozrnných napadaných tufoch. Zväčšenie 16,5 ×

Tabuľka XVI

Obr. 1 Lokalita č. 41, pieskovňa jv. od Slaskej. Mikrofoto silicifikovaného triedeného napadaného tufu. Zväčšenie 13,5 ×

Obr. 2 Lokalita č. 41, mikrofoto základnej hmoty epiklastickej vulkanickej brekcie. Zväčšenie 13,5 ×

Tabuľka XVII

Obr. 1 Lokalita č. 12, zárez železnice s. od zastávky Stará Kremnička, mikrofoto základnej hmoty netriedeného epiklastika. Zväčšenie 13,5 ×

Obr. 2 Lokalita č. 17, zárez železnice j. od stanice Bartošova Lehôtka, mikrofoto jemnozrnného epiklastického vulkanického pieskovca. Zväčšenie 13,5 ×

Anton Biely—Jarmila Papšová

Nový biostratigrafický údaj z mezozoika levických ostrovov

2 obr. v texte, 1 fotogr. tab. (XVIII), anglické resumé

Abstrakt. V južnej skupine levických mezozoických „ostrovov“ bol pomocou konodontov určený longobard-kordevolský vek tmavosivých ílovito-slienitých bridlíc s polohami tmavosivých kalových vápencov. Vrstvený sled triasu je stanovený nasledovne: reiflinské vápence, tmavosivé ílovito-slienité bridlice s polohami vápencov, lunzské vrstvy, hlavné dolomity.

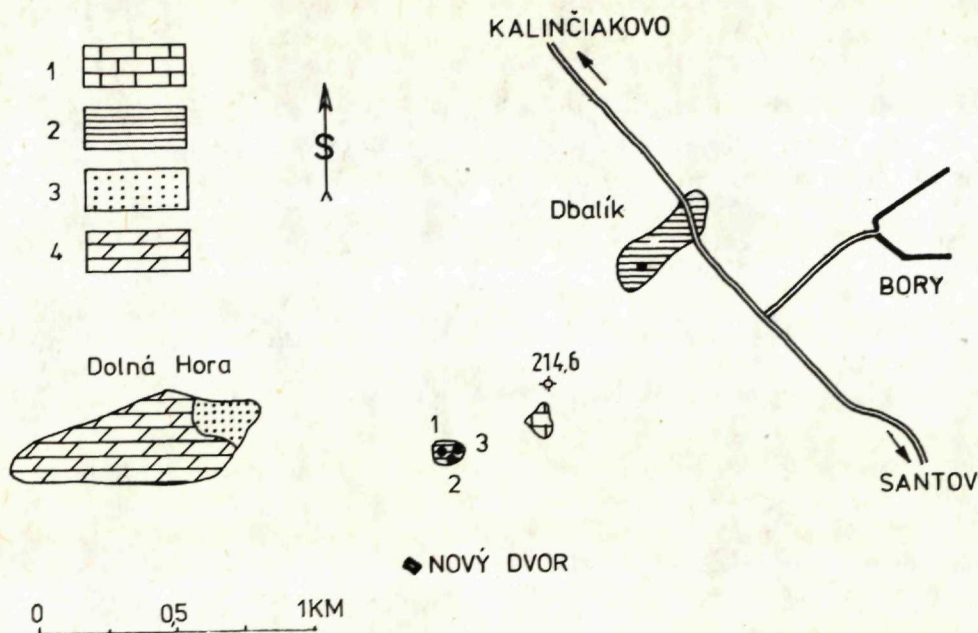
Juhovýchodne od Levíc vystupujú spod neogénnych sedimentov mezozoické horniny v podobe malých „ostrovov“, sústredených do dvoch skupín (podrobnejšie A. Biely 1965). V ich severnej skupine — v okolí Kalinčiakova sú obnažené výlučne karbonátové horniny, z ktorých časť tvorí wettersteinský, časť dachsteinský vápenec. V južnej skupine — západne od obce Bory, je odlišná asociácia litostratigrafických jednotiek, ale žiadna z nich nebola biostratigraficky doložená. Neisté bolo stratigrafické zaradenie tmavosivých, ílovitých a slienitých bridlíc s vložkami vápencov. Na lokalite Dbalík a najmä Nový dvor vystupujú prinajmenšom v zdanlivom podloží lunzských vrstiev, preto sme ich považovali za možný ekvivalent lunzských alebo raiblerských vrstiev (A. Biely 1965). Výsledky z ich datovania pomocou konodontov sú predmetom nášho príspevku.

Na lokalitách Dbalík sme skúmali vzorku tmavosivého mikritického vápenca, ktorý tvorí asi 1 m hrubú polohu uprostred sivých, do hneda zvetrávajúcich bridlíc v erozívnej ryhe pozdĺž elektrického vedenia.

Na lokalite Nový dvor sú ílovito-slienité bridlice odkryté v malých erozívnych ryhách západne od malých opustených jamových lomov (západne od cesty vedúcej z lokality Dbalík do Nového dvora). V jednej z nich je uprostred bridlíc asi 50 cm hrubá vložka tmavosivého mikritického vápenca (vzorka č. 1). Nie celkom zreteľné úložné pomery naznačujú, že ide o najvyššiu časť obnaženého vrstveného sledu. Vzorka č. 2 je z tmavého vápenca južnejšieho z dvoch malých jamových výlomov. Vzorka č. 3 je zo spodnej lavice vápencov, odkrytých v severnejšom výlome.

Južne od kóty 214,6 sú na poliach i v lese bloky svetlosivých mikritových vápencov s nehojnými rohovcovými hfuzami. Preskúmali sme z nich jednu vzorku, ktorá je na mikrofosílie veľmi chudobná.

Fosílie uvedené v priloženej tabuľke indikujú longobardsko-kordevolský vek tmavých ílovito-slienitých bridlíc s vložkami vápencov. To potvrdzuje, že skúmané vrstvy sú podložím lunzských vrstiev, obnažených na Dolnej hore, starších ako



Obr. 1 Geologický náčrt okolia levických ostrovov

1 — rohocový vápenc, 2 — tmavosivé ílovito-slienité bridlice s polohami vápencov, 3 — lunzské vrstvy, 4 — hlavné dolomity

lunzské raiblerské vrstvy, s ktorými sme ich porovnávali. M. MaheI (in M. MaheI et al. 1967, str. 463) v levických „ostrovoch“ z dvoch členov charakteristických pre severogemeridnú jednotku uvádza „čierne slienité bridlice s polohami tmavosivých vápencov, ktoré pripomínajú aniské súvrstvie (hlavne pri Dobšinskej ľadovej jaskyni). Okrem opísaných lokalít, tmavé bridlice s polohami vápencov v danom území nepoznáme. Ak M. MaheI píše o tých istých vrstvách ako uvádzame my, ním navrhnutá paralelizácia je mylná.

Rohocové vápence sa javia ako podložie tmavých bridlíc s polohami vápencov. Na základe výskytu druhu *Gondolella cornuta* (Budurov et Stefanov), ktorý indikuje vek pelsón—longobard, je ich korelácia s reiflinskými vápencami najpravdepodobnejšia.

Záverom možno zhrnúť, že v južnej skupine levických „ostrovov“ je identifikovaný vrstevný sled: reiflinské vápence, tmavé ílovito-slienité bridlice s polohami vápencov (longobard—kordevol), lunzské vrstvy (jul), hlavný dolomit a lumachelové vápence (s bližšie nezistenou pozíciou). Vykazuje afinitu k tzv. bielovážskej sérii. Ani teraz nemožno rozhodnúť, či tento vrstevný sled predstavuje samostatnú tektonickú jednotku — chočský príkrov — nezávislú od wettersteinských a dach-

Obr. 2 Hojnostný diagram mikrofauny

1 — lok. Nový Dvor, 2 — lok. Dbalík, 3 — lok. j. od kóty 214,6

NÁZOV FOSÍLIÍ	LOKALITY	DBALÍK	NOVÝ DVOR			J od k 214,6
			1	2	3	
Gladigondolella malayensis malayensis NOGAMI		x		x	x	
Gladigondolella cf. tethydis (HUCKRIEDE)			x			
Gondolella cf. foliata (BUDUROV)		x				
Gondolella div. sp.		x				
Metapolygnathus mostleri (KOZUR)				x		
Metapolygnathus sp.			x	x		
Gondolella cornuta (Budurov et Stefanov)						x
ozúbkované konodonty		x	x	x	x	
Prioniodina venusta (HUCKRIEDE)		x			x	
Hindeodella spengleri (HUCKRIEDE)			x	x		
Neohindeodella sp.				x		
Eocaudina subhexagona GUTSCHICK et CANIN-BRILL			x			
Priscopedatus sp.			x			
zvyšky ježoviek					x	
fragmenty ostrakódov						x
zúbky rýb			x		x	

steinských vápencov, alebo prvé sú podloží, resp. laterálnym ekvivalentom reiflinských vápencov a druhé nadloží hlavného dolomitu. Pre riešenie tohto problému môže poskytnúť dôležité údaje biostratigrafický výskum wettersteinských vápencov v údolí Sikenice, z ktorých zatiaľ poznáme iba jednu fosíliu — *Teutloporella herculea*.

Literatúra

- BIELY, A. 1965: Správa o výskume mezozoika v levických ostrovoch. Správy o geol. výskumoch v roku 1964, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 60—62.
MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, II, sv. 1, ČSAV, Praha.

Vysvetlivky k fotografickej tabuľke

Tabuľka XVIII

Obr. 1 *Metapolygnathus mostleri* (Kozur), Nový dvor 2/81, longobard—kordevol, zväčš. 40 ×

Obr. 2 *Metapolygnathus mostleri* (Kozur), Nový dvor 2/81, longobard—kordevol, zväčš. 100 ×

Obr. 3a, b *Metapolygnathus cf. diebeli* (Kozur et Mostler) juv., Nový dvor 2/81, longobard—kordevol, zväčš. 130 ×

Obr. 4a, b, c, d *Gondolella cornuta* (Budurov et Stefanov) raiflinské vápence j. od kóty 214.6, pelsón—longobard, zväčš. a) 40 ×, b) c) 50 ×, d) 30 ×

Foto vyhotovené na riadkovacom elektrónovom mikroskope v Geologickom ústave D. Štúra v Bratislave. Operátori: K. Šebor, M. Švec

Michal Potfaj

Postavenie magurských pieskoviec a malcovské vrstvy na Orave

4 obr. v texte, 13 fotograf. tabuliek (XIX—XXXI), anglické resumé

Abstract. — The Magura sandstones from the Orava region are described. On the basis of microfauna and calcareous nannoplankton it is proved their Lower Eocene to Middle Eocene age. We discuss the correlation with similar lithosomes from the Poland and East Slovakian region, and we made some critical remarks on the terminology-mess on the term „magura sandstones“. The Malcov beds (known from East Slovakia) are established for the first time in the Orava region. The occurrence of Tylawa marls in the upper part of the formation suggests their regional significance as a marker horizon. The Paleogene beds similar to the Magura of the Malcov beds respectively, incorporated into the Klippen Belt are discussed.

According to the new stratigraphic sequence, the new tectonic interpretation is presented. We have introduced also a new paleogeographic scheme of relations amongst Magura Paleogene formations.

Úvod

Pri mapovaní na Orave v rokoch 1975—1981 som zistil niekoľko závažných skutočností, ktoré nie sú v súlade s doterajšími interpretáciami geologickej stavby. Z poznatkov, ktoré majú podstatný význam, uvediem najmä výskyt malcovských vrstiev a redefiníciu, či skôr vymedzenie pojmu „magurské pieskovce“ (sensu C. M. Paul 1868), ktoré na základe paleontologických dôkazov nepatria do tzv. „vyššieho oddielu paleogénu“, ale do spodného až stredného eocénu. Tým vlastne nastáva inverzia stratigrafického sledu oravsko-magurskej jednotky, z čoho následne vyplývajú aj zmeny v tektonickej interpretácii.

Pôvodná litostratigrafická schéma flyšu oravskomagurskej jednotky bola založená na zdanlivej superpozícii komplexu hrubozrnných pieskoviec nad drobnorytmickým flyšom. Pieskovce vytvárajú na povrchu mohutný hrebeň Kubínskej Hole a Oravskej Magury, podľa ktorej ich nazval C. M. Paul (1868, str. 224) magurskými. Takmer v celom pruhu od Zázrivej po Vavrečku majú synklinálne uloženie (obr. 3) — štruktúra sa skláňa na SZ v uhle asi 45°, južné rameno je tektonicky redukované. Od čias mapovania D. Andrusovom (1928, 1931, 1938) ich považovali všetci nasledujúci geológovia (A. Matějka—F. Chmelík 1956, Z. Roth—A. Matějka 1955, Z. Roth 1963, Z. Roth in M. Maheľ a kol. 1964, a opäť D. Andrusov 1965 i Z. Roth—E. Hanzlíková in T. Buday a kol. 1967) za najmladší komplex vrchnoeocénneho, prípadne až spodnooligocénneho veku, ležia-

ci na staršom drobnorytmickom flyši, ktorý rôzne označovali ako „bridličnaté souvrství; belovežské vrstvy; spodní oddíl paleogénu“ a podobne (l. c.). Pritom paleontologické dôkazy pre stratigrafické zaradenie pieskovcov vyššie uvedení autori nemali buď žiadne, alebo uvádzajú mikrofaunu zo vzoriek odoberaných nie z magurských pieskovcov, ale z malcovských vrstiev (napr. Z. Roth 1963). Od čias, keď M. Książkiewicz (1958) použil termín „magurské pieskovce“, resp. „magurské vrstvy“ pre súvrstvia strednoeocénneho a vrchnoeocénneho veku, nachádzajúce sa v nadloží hieroglyfových alebo podmagurských vrstiev vonkajších pásiem magurskej jednotky, môžeme sledovať chaotické používanie tohto termínu pre rôzne nerovnorodé a vzájomne nesúvisiace litosómy. Veď v rámci magurských pieskovcov (vrstiev) vyčlenil M. Książkiewicz (l. c.), W. Sikora—K. Żytko (1959) a iní poľskí autori až tri litologicky odlišné typy — glaukonitové, arkózové a muskovitické — pritom však iba posledný zo zmienovaných typov má litologickú charakteristiku blízku pieskovcom z Oravskej Magury (porov. tiež V. Pesl 1968 a H. Świdziński 1948). Z toho usudzujem, že snaha o koreláciu nevyplývala ani tak z litologickej podobnosti hornín a celkového charakteru súvrství, ako skôr z fiktívnej stratigrafickej polohy pieskovcov. Navrhujem preto ponechať názov magurské pieskovce iba pre pieskovcové komplexy, vystupujúce v krynickej (oravskomagurskej) jednotke tak, ako ich opisujem ďalej.

Pokiaľ ide o malcovské vrstvy, teraz sa k ich „neexistencii“ na západ od Čerhovského pohoria vyjadril M. Książkiewicz—B. Leško (1959), predpokladajúc tam vo vrchnom eocéne sedimentáciu magurských pieskovcov, prípadne neskôr vynorenú oblasť. Táto definícia sa zachovala až do roku 1973, kedy N. Oszczytko opísal malý výskyt malcovských vrstiev okolia N. Sączu. Podobné vrstvy opísal aj M. Cieszkowski et al. (1978) z Nového Targu pod názvom „novotargské vrstvy“ (porovnaj tab. 1). D. Andrusov (1931) mapoval súvrstvie v údolí Hruštínky (ktoré vyčleňujem ako malcovské — ako „spodný oddiel paleogénu Oravskej Magury“, s vekovým rozpätím spodný až vrchný eocén). V edícii geologických máp

VEK	D. ANDRUSOV 1928 - 31	A. MATÉJKÁ- Z. ROTH 1949	Z. ROTH 1963 a Z. ROTH-E. HANZLIKOVÁ 1967	N. OSZCZYPKO 1973	N. OSZCZYPKO 1979	M. CIESZKOWSKI et al. 1974-78	M. POTFAJ 1982	b i o z o n y		VEK
								nanoplankton	mikrofauna	
OLIGOCÉN spadný	magurské pieskovce	vyšší oddiel (pieskovec magurský)	vrchný oddiel	malcovské vrstvy	magurské vrstvy (500 m)	malcovské (novotargské) vrstvy	malcovské vrstvy (450-660 m)	21	Gl. postcretacea XI	O ₁
				magurské pieskovce (650 m)		magurské vrstvy (1200 m)		20 ↑ 17	Gl. officinalis X Gs. index IX	e ₃
E O C É N stredný	magurské pieskovce	belovežské vrstvy	vrchný oddiel	vrstvy hieroglyfové	vrstvy /z Kowańca (150 m)	vrstvy z Kowańca (200 m)	prechodné vrstvy (250 m)	16	Tr. rugini VII	e ₂
				pieskovcový flyš	pieskovce z Piwnicznej (500 m)	vrstvy z Jaszczego (700 m)		15 14 13	T. (A.) crassata VII densa VII Gr. aragonensis VI	
PALEOCÉN vrchný	magurské pieskovce	belovežské vrstvy	spodný oddiel	drobno- rytmický flyš	vrstvy zo m. Zarzecza (900)	vrstvy z Jaszczego (700 m)	magurské pieskovce (1000-1200 m)	12 11	crater Gr. subbotinae V marginodentata V	e ₁
				červené ilovce	inoceramové vrstvy	ropianecké vrstvy	inoceramové vrstvy	10 9 8	Gr. aequa IV	P ₃

Tabuľka 1 Korelačná tabuľka súvrství oravskomagurskej (krynickej) jednotky

v mierke 1 : 200 000 bola celá predmetná oblasť zahrnutá síce do „vrchného oddielu paleogénu“, ale do faciálneho typu „pieskovcového flyšu“ (Z. Roth 1963, porov. tab. 1). V prvej fáze výskumu som drobnorytmický flyš považoval za spodnoeocénny, najmä na základe viacerých určení nanoplanktónových spoločenstiev, ktoré sa neskôr ukázali ako preplavené. No už vtedy som poukazoval na ich litologickú odlišnosť od bežných belovežských vrstiev (M. Potfaj 1979).

Litológia a stratigrafia súvrství

Aby nedochádzalo k nejasnostiam, ktoré by mohli vyplývať z nesprávneho pochopenia litologickej náplne a stratigrafickej pozície súvrství v Oravskej Magure, uvádzam ku každému základné údaje a opis.

Magurské pieskovce (C. M. Paul 1868)

Ich základnou charakteristikou je úplná prevaha sivomodrých hrubolavicovitých drobových pieskovcov s kremennými zrnami. Sú zväčša stredno až hrubozrnné, v strednej časti súvrstvia miestami až drobnozlepencovité s priemerom zŕn do 2 cm. V niektorých laviciach som našiel obrnené ílovcové závalky s kremennými valúnmi priemeru až do 5 cm (tab. XXII, obr. 1, 2). Vrstvy sú hrubé od 25 do 200 cm, avšak nie sú zriedkavé ani 6-metrové lavice. V hrubších laviciach je gradačné zvrstvenie (Boumov „A“ interval) takmer pravidlom, intervaly C—E chýbajú, prípadne sú vivinuté iba v náznakoch (tab. XX, obr. 1). Veľmi často som nachádzal ploché, korytovité rozmývanie už sedimentovaných lavíc pieskovcov novými prúdmi, ktoré na takto erodovaný povrch potom uložili vlastný pieskový náklad (tab. XXI, obr. 1, 2). Hrubšie zrná sú vo väčšine prípadov imbrikovane uložené (tab. XX, obr. 2). Približné zastúpenie jednotlivých zložiek v pieskovcoch je nasledovné: kremeň 40—60 %, kremence a rohovce do 10 %, rôzne typy chloritických a muskoviticko-sericitických fylitov 5—16 %, živce 2—10 %, muskovit do 3 %. Úlomky vápnných stielok rias, schránok mikroorganizmov a karbonáty sú vynimočné, iba v niektorých vrstvách v najvyššej časti súvrstvia dosahujú asi 1 %. Pomerne často sa vyskytujú útržky ílovcov (nezriedka priemeru až 15 cm) 0—3 % (tab. XXII, obr. 1, tab. XXIII, obr. 1). Zvyšok 10—45 % tvorí základná ílovito-vápnná hmota, na základe čoho môžeme pieskovce klasifikovať ako drobové pieskovce až droby. Zrná kremeňa a odolných hornín sú dobre ováfané a zaoblené, najmä hrubšie frakcie. Na viacerých miestach som našiel kolónie problematika typu *Zoophycus* (tab. XXIII, obr. 2).

Ílovce sú vo vrstvách 1—100 cm hrubých, majú prevažne špinavozelenú farbu, sú málo vápnné, so značným obsahom muskovitu, prípadne so siltovou prímiesou. Získal som z nich iba chudobnejšie spoločenstvá nanoplanktónu s druhmi *Rhombas-per cuspis* Bram. et Sull., *Discoaster mediosus* Bram. et Sull., *D. binodosus* Martini, *D. barbadiensis* Tan sin Hok, *Tribrachiatus orthostylus* (Bram. et Ried.), *Chiphragmalithus acantodes* Bram. et Sull. a priebežne sa vyskytujúce

kokolity. Tieto spoločenstvá som zaradil do zóny NP 11 — *Discoaster binodosus**. V hrebeni Kubínskej hole som našiel podobné asociácie, obohatené o druhy *Chiasmolithus grandis* (Bram. et Ried.) a *Discoaster lodoensis* Bram. et Ried., ktoré nám v takejto zostave indikujú zónu NP-12 *Marthasterites tribrachiatus*. K magurským pieskovcom priraďujem aj rozsiahly pruh medzi Námestovom a kótou Párač (1325), (asi 10 km z. od Hruštína). V tomto pruhu som okrem už spomenutých spoločenstiev našiel v záreze štátnej cesty 500 m v. od Brezy (tab. XIX, obr. 1) aj druhy *Discoaster cf. tani tani* Bram. et Ried., *D. cf. sublodocensis* Bram. et Sull., ktoré sa začínajú objavovať okolo rozhrania spodného a stredného eocénu (nanoplanktónové zóny NP 13 a 14). Vzorky určené na mikrofaunistické spracovanie poskytli pomerne málo údajov. Najbohatšia bola vzorka zo zárezu lesnej cesty 3 km j. od Lokce na s. svahu Oravskej Magury. Obsahovala najmä aglutinované druhy *Hyperamina modata* Grzyb., *H. karpatica* Masl., *Rheophax elongata* Grzyb., *Rheophax duplex* Grzyb., *Rheophax pilulifera* Brady, *Rh. guttifera scalaria* Grzyb., *Ammodiscus hoernesii* (Karr.), *Glomospira gordialis* (Jon. et Park.), *Gl. charoides* (Jon. et Park.), *Trochamminoides ammonoides* (Grzyb.), *T. subcornatus* (Grzyb.), *Haplophragmoides mjatlukae* Masl., *H. walteri* (Grzyb.) a *Thalmannammina subturbinata* (Grzyb.), ktoré neodporujú zaradeniu podľa nanoplanktónových spoločenstiev. Magurské pieskovce považujem na základe vyššie uvedení za spodnoeocénne, so zásahom do spodnej časti stredného eocénu.

Spodné ohraničenie magurských pieskovcov je všade v skúmanom teréne tektonické. V najvyššej časti súvrstvia sú vložky tvrdších vápnatých ílovcov bystrického (ľackého) typu, pieskovcové lavice strácajú na hrúbke a sú čoraz menej hrubozrnné. Pôvodný pomer pieskovcov k ílovcom, ktorý sa v celom súvrství pohybuje okolo hodnoty 10, plynule klesá na 1. V snahe stanoviť hornú hranicu magurských pieskovcov čo najjednoduchšie, navrhujem brať za diagnostické znaky posledný výskyt hrubozrnných pieskovcových lavíc s gradačným zvrstvením v hrúbke 1 m a viac. Pritom pomer pieskovcov k ílovcom by nemal klesnúť pod 1. Celkovú maximálnu hrúbku súvrstvia odhadujem na 1200 m. Sedimentologická a paleoprúdová analýza magurských pieskovcov je publikovaná v prácach M. Potfaj—R. Marschalko (1981) a R. Marschalko—M. Potfaj (v tlači).

Magurské pieskovce, tak ako som ich vyššie opísal, sú porovnateľné s pieskovicami z Piwnicznej (N. Oszczyk 1979), ktoré majú totožnú litologickú náplň a stratigrafickú pozíciu. Z okolia Nového Targu majú magurské pieskovce ekvivalent vo vrstvách z Jaszcego (M. Cieszkowski 1979), ktoré sú vrchnopaleocénneho veku a prevládajú v nich lavice hrubozrnných drobových pieskovcov. Ten istý typ pieskovcov v Čerhovskom pohorí v nadloží belovežských vrstiev vyčleňovali geológovia ako „sériu Čerhovského pohoria s.s.“ (Z. Stránik—Z. Roth 1959), čerhovské pieskovce (J. Nemčok 1970) a strihovské súvrstvie (B. Leško—O. Samuel 1968).

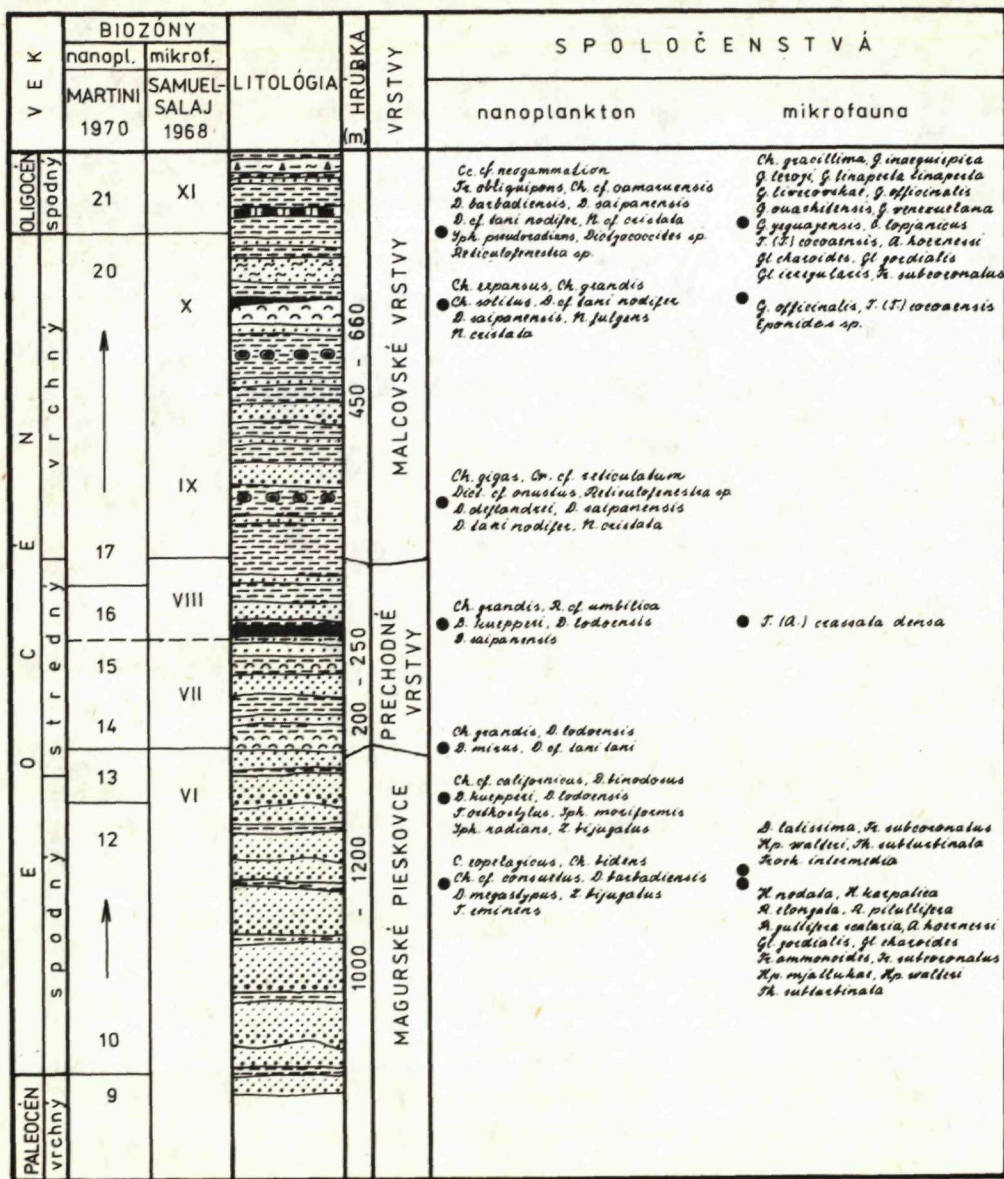
*) Rozdelenie a označenie nanoplanktónových zón je prevzaté z práce E. Martiniho (1971) a H. Bystrickej (1980).

Prechodné súvrstvie

V záreze lesnej cesty na jv. svahu Oravskej Magury, 1,3 km v. od kóty Šubovka (1128) a asi 3,6 km sz. od Podbiela je odkrytý prechod magurských pieskovcov do súvrstvia, ktoré by sme mohli korelovať s pestrými vrstvami spod Malcova na východnom Slovensku (J. Nemčok 1961, Z. Stránik in. T. Buday a kol. 1967 a iní). V súvrství sú drobové vápnité, mierne muskovitické, prevažne strednozrné pieskovce. Majú dobre vyvinuté, rovnobežne laminované a konvolútne zvrstvenie (intervaly B a C), (tab. XXIV, obr. 1). Na spodných plochách sú erózne prúdové stopy „flute casts“ a stopy po vlečení. Na viacerých laviciach sú aj stopy typu *Taphrhelminthoida* sp. (porov. tab. XXIV, obr. 2), (M. Książkiewicz 1977). Maximálne hrúbky pieskovcov sú asi do 2,5 m. Začínajú sa objavovať tiež silne vápnité laminované jemnozrné modrosivé pieskovce o hrúbke vrstiev do 15 cm. V najnižšej časti súvrstvia sú pieskovcové hrubozrné lavice, hrubé 3—4 m, so zvýšeným obsahom živcov (až 15—20 %). Kremeň tvorí 60—70 % objemu horniny. Tieto pieskovce sú v teréne dosť nápadné, lebo živce dodávajú hornine charakteristický bieložltý odtieň. Ílovce sú buď tmavosivé, rôzne vápnité, tvrdšie, značne podobné ílovcom zlínskych vrstiev bystrickej jednotky, alebo sú pestrosivých farieb, miestami sú okrovožlté, značne mäkkšie ako predchádzajúci typ. Prvé sú vo vrstvách okolo 20—85 cm, druhé 8—65 cm hrúbky. V spodnej časti súvrstvia je medzi pestrými ílovcami 25 cm vložka vápnitých červených ílovcov. U pieskovcov v hrúbkach maximálne do 150 cm je pomer pieskovcov k ílovcom v rozsahu 0,3—0,5. Z ílovcov v tesnom podloží červenej vrstvy sme získali okrem hojných priebežných spodnoeocénnych druhov, nanoplanktónové spoločenstvá a *Discoaster saipanensis* Bram. et Ried. a *Reticulofenestra umbilica* (Levin), čo svedčí (prínajmenšom) o strednoeocénnom veku. Z mikrofauny sa podarilo okrem priebežných aglutinovaných foriem určiť tiež druh *Turborotalia* (A.) *crassata densa* (Cush.), ktorá má najbohatší výskyt v strednom eocéne — zóna T (A.) *crassata densa* (O. Samuel—J. Salaj 1968). Asi po 140 m smerom do nadložia je súvrstvie tektonicky ukončené. Jeho maximálnu hrúbku odhadujem na 250 m.

Malcovské vrstvy

V údolí Hruštinky a Bielej Oravy som od Hruštína po Vavrečku vyčlenil silne vápnité, drobnorytmické flyšové súvrstvie, porovnateľné po litologickej i stratigrafickej stránke s malcovskými vrstvami východného Slovenska (H. Swidzinski 1961, J. Nemčok 1961, A. Matějka a kol. 1964). V súvrství sa striedajú sivé jemnozrné vápnité pieskovce s mäkkými ílovcami (tab. XIX, obr. 2). Silne vápnité ílovce sú prevládajúcou zložkou (pomer pieskovcov k ílovcom je $\pm 0,45$). Majú modrosivú, sivú, okrovožltú a svetlohnedú, zriedkavejšie zelenosivú farbu, ktorá sa v rámci jedného ílovcového intervalu vzájomne strieda vo vrstvičkách po 1—30 cm. Po zvetraní prevládajú žlté a hnedé odtiene a na hornine sa vytvára krémovobiela až oranžová patina. Mnohé vrstvičky majú rozptýlené jemné šupinky muskovitu, nezriedka aj s prímiesou siltovej frakcie. Hrúbka ílovcov je od 5 do 150 cm,



Obr. 1 Litologicko-stratigrafická schéma oravskomagurského paleogénu (M. Potfaj 1982)
 1 — vápence tylawské, 2 — podmorské sklzové telesá s ilovitou (a), alebo piesčitou (b) základnou hmotou, 3 — ílovce, a) vápnité, b) piesčité, 4 — ílovce bystrického typu (lačke), 5 — pieskovce, a) jemnozrné až strednozrné, b) hrubozrné, 6 — jemnozrné laminované vápnité pieskovce, 7 — červené ílovce, 8 — pelosiderity

priemerne 40 cm. V spodnejšej časti súvrstvia sú vložky typu bystrických ílovcov, ktoré môžu byť hrubé až 2,5 m. Na viacerých miestach som našiel červené vápnité ílovce v 5—30 cm hrubej vrstve. Podľa nálezu sú vrchnoocénných druhov *Globigerina officinalis* Subb. a *Turborotalia* (T.) *cocoaensis* (Cush.), mladšie než pestré vrstvy s červenými ílovcami z prechodného súvrstvia z jv. svahu Oravskej Magury.

Pre súvrstvie sú charakteristické sivé jemnozrné laminované, silne vápnité pieskovce až siltovce, s hojnými stopami po činnosti organizmov na spodných vrstevných plochách (tab. XXVII, obr. 1, 2). Viaceré typy možno označiť až ako jemnozrné kalkarenity a kalcilitity. Obsah muskovitu je mierne zvýšený, zuhoľnatená rastlinná sečka väčšinou zvyrazňuje niektoré laminy. Pieskovce sa zdajú byť dobre triedené. Gradačný A interval spravidla chýba, vo viacerých vrstvách je prítomný iba C interval so šikmou a konvolútnou lamináciou, prípadne zriedkavejšie vrchný paralelne laminovaný interval (tab. XXVI, obr. 1). Sú to typy tzv. base cut-out zvrstvenia, ktoré sú charakteristické pre vyzreté turbiditné prúdy v distálnejších častiach náplavov. Druhým, pomerne častým typom sú gradačne zvrstvené, sivé hrubo- až jemnozrné pieskovce. Obsahujú ováľané zrná kremeňa, kremencov, úlomky fylitov, muskovit, ojedinele aj biotit a viaceré sú nápadné značným obsahom karbonátov a organogénneho detritu, najmä vrchnokriedových a paleocénných litotamnií (miestami až 15 %). Základná ílovito-vápnitá hmota tvorí 5 až 40 % celého obsahu. Zvrstvenie pieskovcov je neúplné, končí sa zvyčajne spodným paralelným intervalom. V najvyšších častiach hrubších vrstiev sú nezriedka ílovcové útržky o priemere do 15 cm. Vo viacerých laviciach je v ich strednej alebo vrchnej časti chaotické zvrstvenie, príznačné pre distálnu časť sklzových telies, v nich sú ílovcové závalky veľkosti až do 30 cm. Drobové pieskovce sú v súvrství v intervaloch po 3—15 m a zdá sa, že sa koncentrujú vo vyššej časti malcovských vrstiev. Najprístupnejšie pozorovaniu sú v koryte Hruštinky nad Vasíľovom (tab. XXV, obr. 1, 2).

Na viacerých miestach som našiel v malcovských vrstvách sklzové telesá, ktoré sa v zásade dajú zdeliť do dvoch skupín — tie, ktoré majú piesčitú základnú hmotu a tie, ktoré majú základnú hmotu tvorenú ílovcami (tzv. *pebbly mudstones*). K prvému typu patrí teleso odkryté v pravom svahu Skalnatého potoka oproti JRD v Babíne (tab. XXIX, obr. 1). Vrstvy sú postihnuté priečnou zlomovou tektonikou, no i tak sa dá zistiť, že sklzové teleso leží v tesnom nadloží drobnorytmického flyšu malcovských vrstiev. Sklzoové teleso je tvorené rozpadavou hrubozrnnou piesčitou až piesčito-ílovitou hmotou, v ktorej sú utopené 80 cm veľké útržky zelenosivých slabo vápnitých ílovcov, ojedinele aj tvrdších argilitov typu zlínskych (bystrických) ílovcov. Podobné argility sú v nadloží sklzu, kde tvoria 20—35 cm hrubé vrstvy. Z nich sme získali spodnooligocénnu mikrofaunu. Striedajú sa s piesčitými tvrdými ílovcami a chaoticky vrstvenými hrubozrnnými pieskocami o hrúbke asi 20 cm. Ojedinelá je 15 cm hrubá vrstva fialovosivých, čriepkovite rozpadavých, tvrdých, slabo vápnitých ílovcov. K typu „*pebbly-mudstones*“ patrí teleso v dne Hruštinky (medzi Hruštínom a JRD Hruštín). Piesčito-ílovcová hmota obsahuje hojné útržky ostrohranných ílovcov, slieňovcov, pelosideritov a pieskovcov (tab. XXVIII, obr. 1, 2). Časté sú aj plasticky deformované pieskovcové vrstvičky. Materiál klastov je autochtónny, t. j. pochádza z malcovských vrstiev.

V Skalnatom potoku, asi 70 m nad opisovaným sklzovým telesom som našiel 30 cm hrubú vrstvu svetlosivých laminovaných vápencov so siltovou prímiesou (tab. XXXI, obr. 1, 2). Laminácia je spôsobená tmavšími prúžkami 0,1—1 mm hrubými, ktoré miestami šošovkovite vyклиňujú alebo opäť nasadajú. Sediment je na viacerých miestach popreražaný drobnými klastickými žilkami s materiálom jemnozrnných pieskovcov. Mikroskopicky sú svetlé laminy tvorené chuchvalcovitou mikrokryštalickou ílovito-karbonátovou hmotou s nepravidelne rozmiestnenými klastickými zrnami ostrohranného kremeňa, ojedinele aj muskovitu a bližšie neurčenými organickými zvyškami. V tmavých laminách je nápadne vyšší obsah klastickej zložky — asi 30 %. Vertikálne ohraničenie lamín je viac alebo menej ostré, v niektorých prípadoch až nezreteľné. To všetko sa pomerne dobre zhoduje s opisom jaselských „lupkov“ T. Ďurkoviča (J. Nemček—T. Koráb—T. Ďurkovič 1963). I keď sa tieto horniny makroskopicky o poznanie líšia od typických jaselských „lupkov“ menšou čistotou karbonátových (svetlých) lamín, predpokladáme, že ide o ich ekvivalentnú modifikáciu. Ak vezmeme do úvahy ich stratigrafickú pozíciu — iba o niekoľko metrov nad miestom, kde sa nám podarilo dokázať podobné spoločenstvo mikrofauny, ako uvádza B. Leško a O. Samuel 1968, str. 99) pre horizont s jaselskými „lupkami“ (pozri tiež L. Koszarski—K. Żytka 1961), môžeme ich považovať s pomerne malým rizikom neúspechu za stratigraficky korelačný horizont, zodpovedajúci horizontu laminovaných tylavských vápencov v zmysle S. Jucha (1969) a T. Korába—J. Kotlarczyka (1977).

Podradne sa v malcovských vrstvách vyskytujú svetlosivé, tvrdé slieňovce, známe pod názvom „treskúne“. Sú na rozličných úrovniach, vo vrstvách 5—30 cm hrubých. O niečo hojnejšie sú modrosivé, hrdzavohnedo zvetrávajúce vrstvičky (2—8 cm) pelosideritov.

Organogénne vápence, ktoré opisuje M. Eliáš (1959) z Vasiľova som našiel na sz. svahu hrebeňa Oravskej Magury, asi 2 km jvv. od Lokce vo výkopoch pre melioračné účely. Organodetritické vápence majú hrubozrnnú psamitickú štruktúru s maximálnymi zrnami priemeru 2,5 mm. Úlomky majú nasledovné zastúpenie: vápnité stielky rias a schránky organizmov asi 35 %, organogénne (rifové) a bezštruktúrne vápence 15—20 %, ostrohranný klastický kremeň a kvacity do 20 %, živce (plagioklasy) 3 %, akcesórie sú: biotit, muskovit, granáty, amfiboly a úlomok tufitickej horniny. Zvyšok, 16—25 % tvorí bezštruktúrna základná hmota karbonátová. Z organických zvyškov sa dali určiť: *Lithothamnium contraversum* Lemoine, *L. cf. cuvillieri* Boignant et Chaffaut, *Lithophyllum quadrangulum* Lemoine, *L. mengaudii* var. *carpathica* Lemoine, *Jania nummulitica* Lemoine, *Rotalia* sp., *Quinqueloculina* sp., *Dorothia* sp., *Anomalina* sp., a koralinné riasy. Asociácia je typická pre biohermový vývoj montu-tanetu na Považí (A. Schaleková 1964, O. Samuel—K. Borza—E. Köhler 1972). Všetky schránky nesú zjavné stopy po transporte, sú silne rozbité a ováľané.

Hoci v celom rozsahu súvrstvia prevládajú pelity, na nemnohých úrovniach je lokálna prevaha pieskovcov nad ílovcami. Zvýšenie piesčitosti (až na 2,3) na 10—25 metrových úsekoch spôsobujú drobové, gradačne zvrstvené typy pieskovcov.

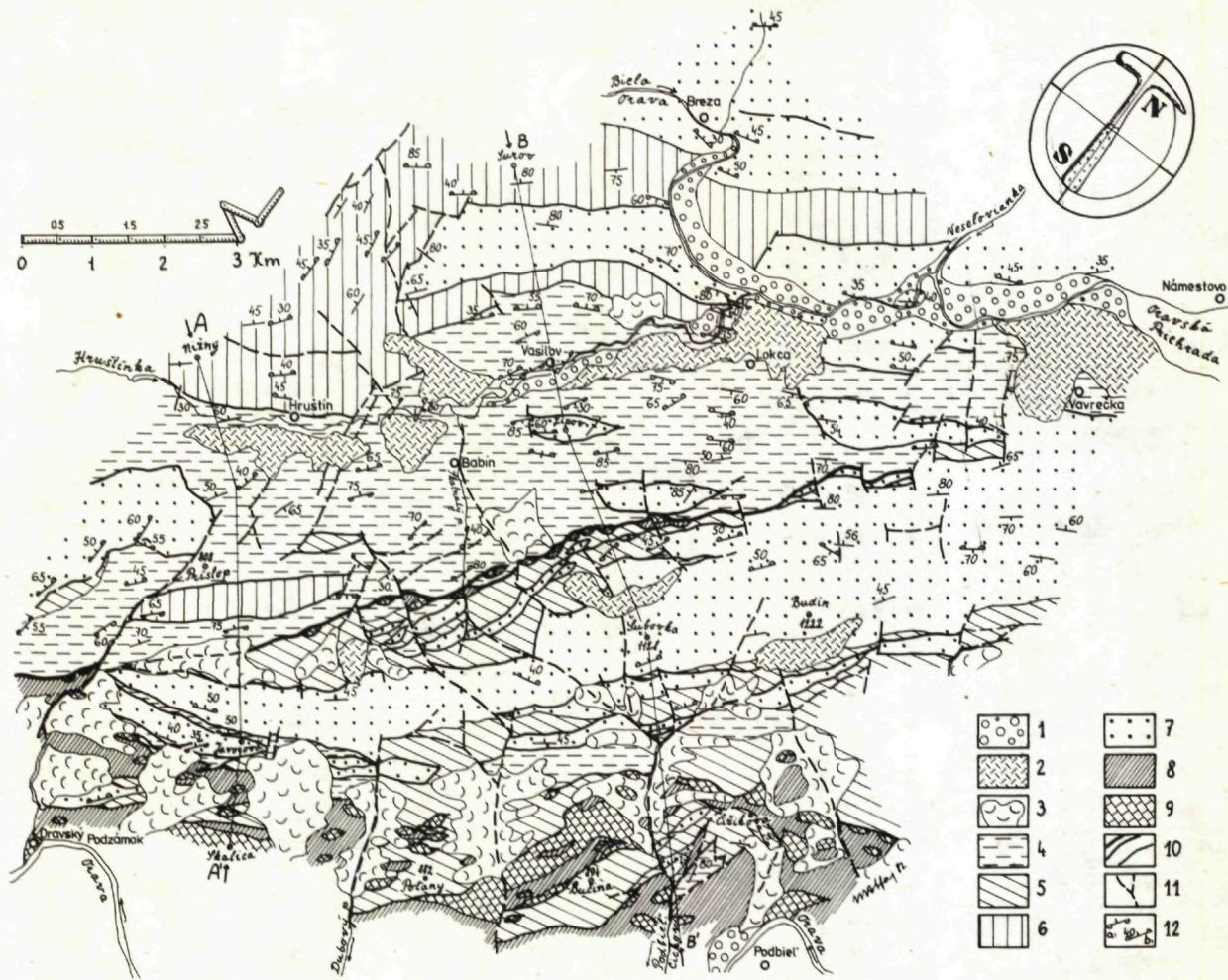
Na určenie veku malcovských vrstiev sme odobrali vyše 50 vzoriek na mikrofaunu,

z 30 pozitívnych sme však iba v troch zistili vrchnoeocénne, prípadne až spodnooligocénne druhy. Ďalšie tri lokalizované určenia sme získali z archívnych údajov. (E. Hanzlíková 1956, 1958) z Hruštinky z okolia Vasiľova. Ostatných 90 % vzoriek obsahovalo preplavené, prevažne spodnoeocénne spoločenstvá, reprezentované bežnými aglutinovanými rbadamíno-dendrofryovými a glomospiro-amodiskovými zložkami. Ako kľúčová sa ukázala vzorka zo Sklanatého potoka nad Babínom (D3), ktorú odoberal M. Cieszkowski a určovala B. Olszewska z Institutu Geologicznego v Krakove. Zo vzorky bolo okrem preplavených druhov z najmenejšej frakcie (pod 0,15 mm) vyťažené toto spoločenstvo: *Chiloguembelina gracillima* (Andrea), *Globigerina officinalis* Subb., *G. leroyi* Blow et Banner, *Globigerina* (*Turborotalia*) *liverovskae* (Bykova), *Turborotalia* cf. *brevispira* (Subb.), *Cibicides lopjanicus* Mjatluk, *Trifarina* cf. *angulosa* (Williamson), *Globocassidulina globosa* (Hantk.), *Bolivina crenulata* Cush., *B. budensis* (Hantken), *Reussella spinulosa* (Reuss), *Elphidium* ex. gr. *laeve* Orbigny, *Anomalina affinis* (Hantk.), ktoré autorka (B. O.) kladie do vyššej časti vrchného eocénu a nevyklučuje ani možný zásah do spodného oligocénu. Podľa O. Samuela (B. Leško—O. Samuel 1968, O. Samuel—J. Salaj 1968) sa druhy *G. liverovskae* a *C. lopjanicus* prvý raz objavujú na báze oligocénu, preto považujem spoločenstvo za spodnooligocénne (zóna *Globigerina postcretacea*).

Zo vzoriek, ktoré sme spracúvali u nás z tej istej lokality, určili sme (V. Gašpariková) tieto druhy: *Globigerina eocaena eocaena* Gumbel, *G. inaeguispira* Subbotina, *G. linaperta* Fin., *G. cf. venezuelana* Hedberg, *G. yeguaensis* Weinzierl et Applin, *Turborotalia* (A.) *convexa* Subb., *T. (A.) crassata densa* (Cush.) a priebežné aglutinované druhy.

V plytkej ryhe vedľa poľnej cesty okolo k. Bučina (768,9), asi 1 km j. od Babína boli odkryté červené ílovce (vz. D 218); z nich sme získali drobné foraminifery *Globigerina officinalis* Subb., *Globigerina* sp., *Turborotalia* (T.) *cocoaensis* (Cush.) a *Eponides* sp., ktoré indikujú vrchnoeocénny vek (zónu *G. officinalis*), no spoločenstvo nesie stopy preplavenia. Do zóny *G. officinalis* sme zaradili aj spoločenstvo zo vzorky D 194 (z jv. svahu Oravskej Magury v predpolí bradlového pásma 1400 m vjv. od k. Šubovka), ktoré tvorili: *Rhabdamina discreta* Brady, *Dendrophrya excelsa* Grzyb., *D. latissima* Grzyb., *D. robusta* Grzyb., *Spiroplectamina* sp., *Ammodiscus hoernessi* (Karr.), *Glomospira charoides* (Jon. et Park.), *Gl. gordialis* (Jon. et Park.), *Gl. irregularis* (Grzyb.), *Trochamminoides subcoronatus* (Grzyb.), *Globigerina officinalis* Subb., *G. ouachitensis* Howe et Wallace, *G. venezuelana* Hedberg a *Turborotalia* (T.) *cocoaensis* (Cush.). Pruh súvrstvia, z ktorého je táto vzorka, sa tiahne po jv. úpätí Oravskej Magury na styku s bradlovým pásmom a miestami je doň zavrásnený, ako napríklad v okolí kóty Poľana (882) a Bučina (894).

V nanoplanktónových spoločenstvách, je bežný výskyt druhov od spodnej kriedy po stredný eocén. Niektoré zo vzoriek mali také úzke spektrá, že ich bolo možné zaradiť do niektorej z paleocénnych alebo spodnoeocénnych zón. V dôsledku toho, nemajúc doklady pre mladší vek, som súvrstvie považoval za spodnoeocénne (M. Potfaj 1979). Až nálezmi druhov *Discoaster deflandrei* Bram. et Ried., *D. saipanensis* Bram. et Ried., *D. cf. tani nodifer* Bram. et Ried., *Reticulofenestra*



dicyoda (Defl. et Ried.), *R. umbilica* (Levin), *Nanotetrina fulgens* (Strad.), *N. cristata* (Martini) a *Chiasmolithus gigas* (Bram. et Sull.) som získal dôkaz o mladšom veku než je spodný lutét. Aj keď stratigrafický rozsah druhov *Discoaster saipanensis* a *Reticulofenestra umbilica* je až do vrchného eocénu, resp. spodného oligocénu, je pravdepodobné, že vo väčšine vzoriek sú oba druhy preplavené do mladších horizontov. Autochtónne by mali byť v tých vzorkách, kde sa vyskytujú spolu s druhmi *Chiasmolithus oamaruensis* (Defl.), *Cribrocentrum cf. reticulatum* (Gart. et Smith), *Cyclococcolithus cf. neogammation* (Bram. et Wilcox.) a *Sphenolithus pseudoradians* Bram. et Wilcox., ktoré som našiel napr. v brehu Hruštinky v Babíne a na lesnej ceste, 500 m j. od k. Šubovka (1128). Pozoruhodné je chýbanie vrchnoeocénneho druhu *Isthmolithus recurvus* Defl. Nájdený bol totiž v malcovských vrstvách na poľskom území (M. Smagowicz — nepubl. správa), na východnom Slovensku (H. Bystrická 1964, 1969) a tiež vo vnútrokarpatskom paleogéne Oravy (vlastný materiál). Ak ide o skutočne primárne chýbanie, potom by mohlo byť spôsobené nevhodnými životnými podmienkami vnútri bazénu (napr. znížená čistota vody s množstvom suspendovaných ílovitých a prachovitých častíc, vyvolaná častými podmorskými svahovými zosunmi). Pre túto možnosť hovorí nepatrný výskyt vrchnoeocénnych, prípadne až spodnooligocénnych druhov. Napriek tomu máme dostatok podkladov pre to, aby sme malcovským vrstvám mohli prisúdiť stratigrafické rozpätie vrchný eocén až spodný oligocén.

Pri meraní paleoprúdových smerov som zistil výraznú prednostnú orientáciu v smeroch 230° a 290° (od V na Z) pre drobové pieskovce a 240° a 300° (od V na Z) pre laminované vápnité pieskovce. Vzhľadom na intenzívne zvrásnenie súvrstvia je obťažné odfiltrovať z meraní odchýlky spôsobené tektonickými pochodmi, preto uvedené hodnoty majú zatiaľ iba orientačný význam.

Celkovú hrúbku malcovských vrstiev odhadujem na 450—660 m.

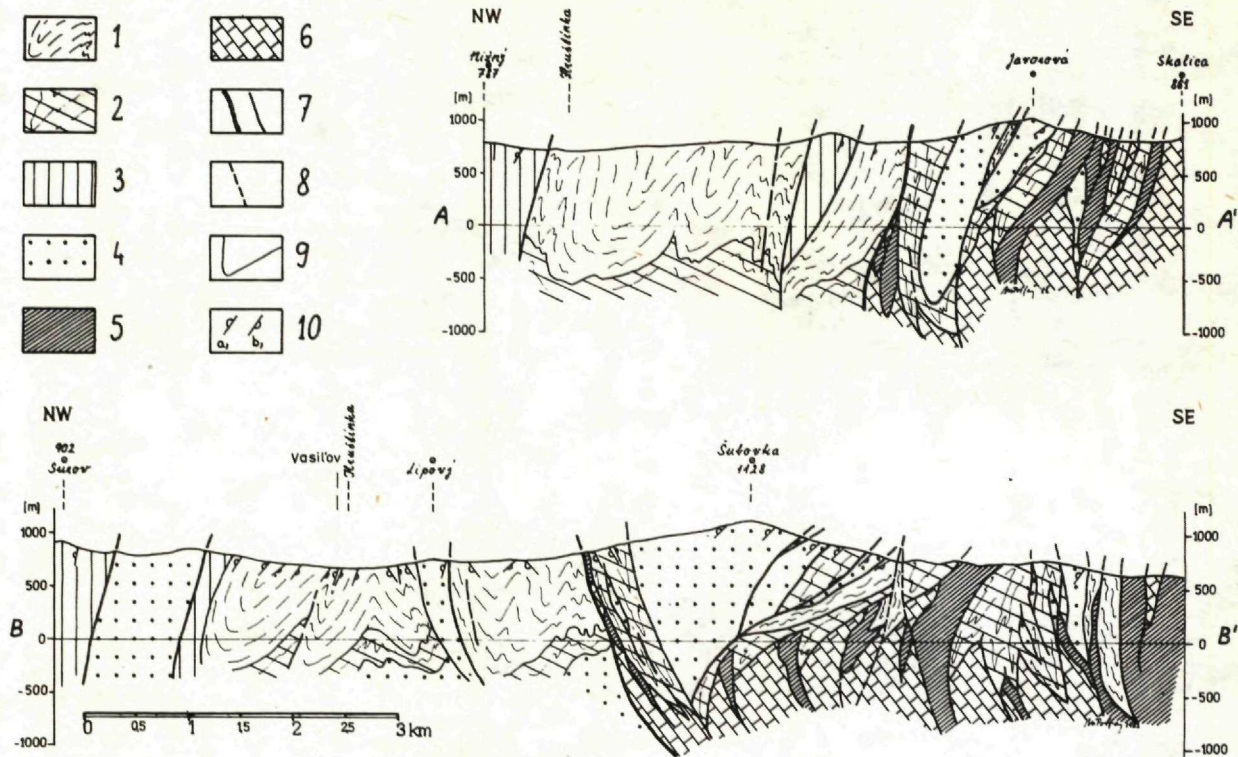
Bystrické (zlínske) vrstvy

Tieto som zmapoval v území medzi Hruštinskou a Bielou Oravou. Je to súvrstvie s prevahou 1—7 m hrubých vrstiev premenlivo vápnitých ílovcov a argilitov. Majú charakteristickú miskovitú odlučnosť. Okrem toho sú v súvrství podradne zastúpené mäkšie modrosivé a žltosivé, prevažne vápnité ílovce v najvyšších častiach cyklov. Pieskovce sú jemnozrnné a strednozrnné. Hruboizrnné typy sú ojedinelé, na báze lavíc sú gradačne zvrstvené. Prevláda bežný drobový typ pieskovcov, mierne muskovitických, mnohé vrstvy obsahujú zrníčka glaukonitu. Hrúbka vrstiev je 0,5—3 m. Pieskovce sú v intervaloch 1—10 m, miestami vytvárajú zväzky s výraznou prevahou pieskovcov, hrubé až 50 m. Pieskovcové lavice sú odolnejšie voči



Obr. 2 Geologická mapa Oravskej magury a príahlej časti bradlového pásma (M. Potfaj, 1982)

1—3 — kvartérne sedimenty: 1 — riečne uloženiny, 2 — svahové uloženiny, 3 — zosuny, 4—7 — Paleogén magurskej jednotky: 4 — malcovské vrstvy (e_3 — o_1), 5 — prechodné súvrstvie (e_2), 6 — bystrické vrstvy (e_2 — e_3), 7 — magurské pieskovce (p_3 — e_1 — e_2). 8—9 — Bradlové pásmo: — 8 „obal“ bradlového pásma (K_3), 9 — bradlá (J — K_2), 10 — prešmykové línie, 11 — zlomy, 12 — vrstevnatosť, a) normálna — b) prevrátená poloha



Obr. 3. Geologické rezy A—A' a B—B' (M. Potfaj 1982)

1—4 — magurská jednotka: 1 — malcovské vrstvy, 2 — prechodné súvrstvie, 3 — bystrické vrstvy, 4 — magurské pieskovce, 5—6 — bradlové pásmo: 5 — „obal“ bradlového pásma, 6 — bradlá, 7 — tektonické línie I. a II. rádu, 8 — predpokladané tektonické línie, 9 — hranice súvrství, 10 — sklon vrstiev: a) v prevrátenej, b) v normálnej pozícii

zvetrávaníu a v teréne tvoria morfológické hrebienky, sledovateľné na vzdialenosť až niekoľko 100 m. Celkový pomer pieskovcov k ílovcom je asi 0,7.

V okolí Hruštína som v bystrických vrstvách našiel niekoľko podmorských sklzových telies s ílovitou základnou hmotou a s útržkami pieskovcov a siltovcov (tab. XXX, obr. 1, 2). Zo yzoriek z dok. bodov H 212, H 186, Zk 41, Zk 49, Zk 50, Zk 88 a Zk 104 som získal pomerne bohaté spoločenstvá nanoplanktónu s druhmi *Discoaster saipanensis* Bram. et Ried., *D. tani nodifer* Bram. et Ried., *D. distinctus* Martini, *D. cf. germanicus* (Strad.), *D. cf. wemmeliensis* Achut. et Strad., *Dyctiococoides callidus* Perch-Nielsen, *Nanotetrina mexicana* (Strad.), *Cyclocolithus floridanus* (Roth et Hay), *Cyclocolithus cf. neogammation* (Bram. et Wilcox.), *Chiasmolithus solitus* (Bram. et Sull.), *Ch. oamaruensis* (Defl.) a *Rhabdosphaera inflata* Bram. et Sull. Na základe týchto druhov som súvrstvie zaradil do stredného a vrchného eocénu. Jeho celkovú hrúbku odhadujem na 1100 m.

Súvrstvie je dobre odkryté v oblasti Novej Bystrice, kde má svoj typový výskyt (A. Matějka—Z. Roth 1949b). Podľa predbežných výsledkov faciálnych a sedimentologických výskumov zaraďujem bystrické vrstvy do fácie bazénovej pláne (basin plain; E. Mutti—F. Ricci—F. Lucci 1972).

Pri mapovaní som sa zaoberal aj paleogénnymi súvrstviami, zavrásnenými do bradlového pásma. Na mape D. Andrusova z roku 1931 sú vyznačené pruhy, ktoré autor priradil k spodnému oddielu paleogénu Oravskej Magury. Na viacerých miestach sú v nich vyznačené pestré (červené) ílovce, ktoré považoval za spodnoeocénne. Z podrobného mapovania vyplynula možnosť vyčleniť tri odlišné súvrstvia.

Prvým typom je pieskovcové súvrstvie, totožné s magurskými pieskovicami. Rovnaké sú litologicko-petrografické typy pieskovcov, ich štruktúrne a textúrne znaky a preukázaný spodnoeocénny vek na základe druhov *Dendrophrya latissima* Grzyb., *Trochamminoides subcoronatus* (Grzyb.), *Haplophragmoides walteri* (Grzyb.), *Trochammina intremedia* Grzyb. a niekoľko neurčiteľných diskoasterov. Vzorka je z lomu v ľavom brehu Podbieľanského Cickova, asi 2 km z. od Podbieľa. Súvrstvie je v prevrátenej polohe so sklonom 50° k SZ. Hrúbka tektonicky okýptenej šupiny je asi 150 m.

Druhý typ súvrstvia paleogénu na bradlovom pásme je pestrý, s rôzne vápnitými modrosivými a červenými ílovcami. Takmer všade sa nachádzajú jemno- až strednozrnné vápnité laminované pieskovce, ktoré sú miestami mimoriadne tektonicky porušené a prešľahané kalcitovými žilkami. Často som nachádzal fialovosivý až čierny tektonický íl. Z červených i zo sivých ílovcov sme získali iba aglutinované spodnoeocénne mikrofaunové spoločenstvá. Vo viacerých vzorkách bol nanoplanktón zóny NP 11. V jednej vzorke sa vyskytli aj zriedkavé *Dictyococcites cf. callidus* Pearch-Nielsen a *Reticulofenestra dictyoda* (Defl. et Fert.), ktorých rozsah je od spodného eocénu až po vrchný eocén, ale pre spodný eocén tejto oblasti sú netypické. Súvrstvie považujem za strednoeocénne, ekvivalentné prechodnému súvrstviu medzi magurskými pieskovicami a malcovskými vrstvami.

Tretím typom súvrstvia je silne vápnitý drobnorytmický flyš s prevahou ílovcov. Striedajú sa v ňom vápnité jemnozrnné, laminované alebo homogénne zvrstvené pieskovce s rôzne sivými, silne vápnitými ílovcami. Miestami sú v ňom vrstvy

hrubozrnných až strednozrnných, gradačne zvrstvených pieskoviec s litotamniami. Z pravého prítoku Podbieľanského Cickova, 150 m jz. od spomenutého lomu sme zo sivých ílovcov získali spoločenstvo mikrofauny, v ktorom okrem rabdamíno-dendrofryovej zložky je aj vápnitý planktón *Globigerina ex gr. eocaena* Gumbel, *G. hagni* Gohrbandt, *G. inaequispira* Subb., *G. linaperta linaperta* Finlay, *G. senni* (Beckmann), *G. ex gr. yequayensis* Weinzerl et Applin, *Globorotalia ex gr. aragonensis aragonensis* Nuttall, *Turborotalia crassata densa* (Cush.) a *Eponides subumbanatus* Mjatluk. Z nanoplanktónu sme získali iba spodnoeocénne druhy, typické pre zónu NP 11. Z hrebeňa Bučina (894) — Prípor (1106), asi 1 km sz. od kóty Bučina sme z podobných vrstiev získali iba aglutinovanú mikrofaunu, zato však nanoplanktónové druhy *Discoaster saipanensis* Bram. et Ried. a *Reticulofenestra umbilica* (Levin). Aj keď sa paleontologicky nepodarilo preukázať jednoznačne vrchnoeocénny vek, litologicky je toto súvrstvie takmer zhodné s malcovskými vrstvami. Je veľmi pravdepodobné, že je tým súvrstvím, ktoré D. Andrusov (1926, 1965) označil ako „severný okrajový flyš“.

Geologická stavba územia

Magurské pieskovce na hrebeni Oravskej Magury tvoria úzke synklinálne teleso so sklonom okolo 45° k SZ, severné rameno je prevrátené, južné je tektonicky redukované (obr. 3a). Severnejší pruh magurských pieskoviec medzi Námestovom a Brezou má monoklinálnu pozíciu s prevrátenými vrstvami, upadajúcimi na SZ. Do nadložného súvrstvia prechádzajú iba na niektorých miestach (napr. s. od Vasílova alebo j. od k. Šubovka), v nadloží i podloží sú väčšinou tektonicky ohraňované. Medzi oboma pruhmi pieskovcového komplexu sú v synklináriu Hruštinky zovreté malcovské vrstvy. V širšom okolí Babína sa v nich dajú vyčleniť tri čiastkové synklinály s úzkymi odškrtenými antiklinálnymi chrbtami s priebehom osí SV—JZ. Celé územie je popretínané sj. zlomami, ktoré sa v plastickom súvrství dost' obťažne mapujú. Dobrou pomôckou pri ich odhaľovaní sú letecké snímky. Úzke pruhy malcovských vrstiev sú tiež zaklinené v hrebeni Oravskej Magury v jadre synklinály magurských pieskoviec. Po celej dĺžke Oravskej Magury pri sz. úpätí je komplex magurských pieskoviec z podložnej strany tektonicky odrezaný a stýka sa cez 20—200 m širokú tektonickú zónu s malcovskými vrstvami. Pozdĺž tektonickej zóny sú na povrch vyvlečené útržky, šošovky a brekie hornín z vrstvených sledov bradlového pásma (M. Potfaj 1979).

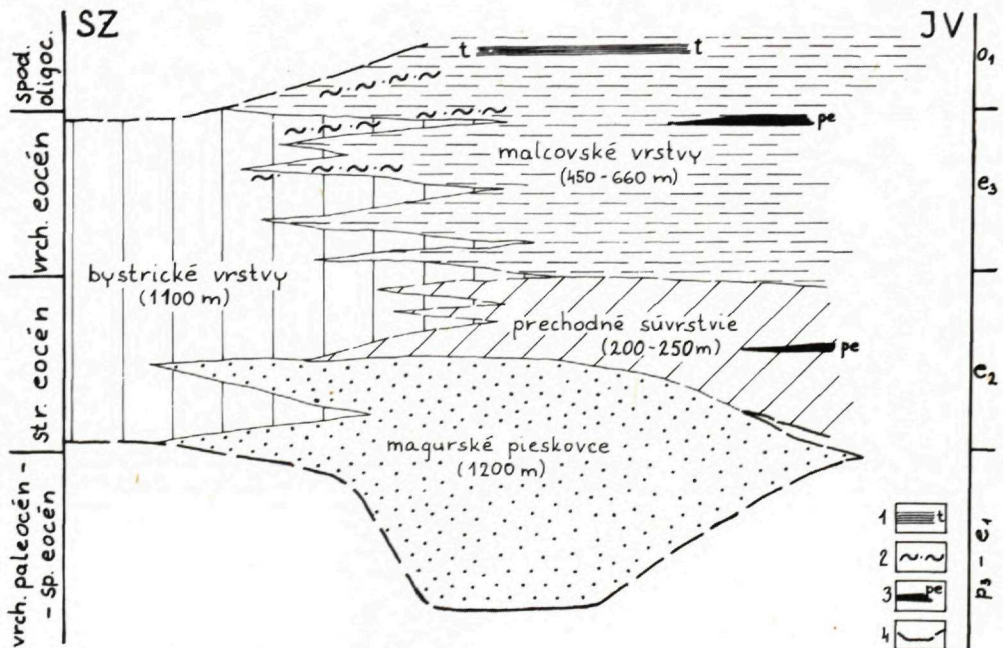
Samotné bradlové pásmo má silne stlačenú vrásovo-šupinovú stavbu. Najintenzívnejšie stlačenie je v zóne širokej 1 km, tiahnucej sa pozdĺž jv. úpätia oravsko-magurského hrebeňa, kde je aj najväčší rozsah vystupovania paleogénnych súvrství, najmä strednoeocénneho prechodného súvrstvia. Smerom dovnútra bradlového pásma (t. j. na JV) intenzita tektonickej porušenia súvrství klesá. Vrásovo-šupinový štýl stavby sa dá zmapovať po vyššie spomenutú tektonickú líniu na sz. svahu Oravskej Magury a pravdepodobne siahá až po čiaru gravimetrického minima Námestovo-

—Žilina. Zo štruktúrneho hľadiska môžeme až potiaľ posunúť severné ohraničenie bradlového pásma. Ďalej, smerom na SZ je už charakter stavby odlišný, jednotlivé štruktúry sú ucelenejšie, menej tektonicky postihnuté a majú pásmovitý priebeh.

Chaotické usporiadanie bradlového pásma jv. od hrebeňa Oravskej Magury zvyrazňuje aj priečne sz.—jv. zlomy, pozdĺž ktorých sú vytvorené údolia pravých prítokov Oravy. Tieto zlomy rozbili pásmo na čiastkové bloky, ktoré označujem menami ich najvyšších kót — od JZ na SV sú to: blok Skalice (861), blok Poľany (882), blok Bučiny (894) a blok Čížikovej (925).

Paleogeografické úvahy

V centrálnej časti magurského bazénu sa usadzovali počas stredného a vrchného eocénu bystrické vrstvy, ktoré predstavujú fáciu podmorskej bazénovej pláne (basin plain). Bola najhlbším miestom bazénu a tvorila jeho os. Malcovské vrstvy sa usadili na prífahlom svahu, ktorý mal pomerne strmý sklon. Na tomto svahu vznikali podmorské zosuny a vytvárali na úpätí zónu olistostrómov. Hranica medzi malcovskými a bystrickými vrstvami sa tiahla pozdĺž úpätia v širokom pruhu, v ktorom dochádzalo k vzájomnému miešaniu oboch súvrstiev. Smerom na J a JV malcovské



Obr. 4 Schéma vzájomných vzťahov súvrstiev magurskej jednotky (M. Potfaj 1982)

1 — „vápence“ tylavské, 2 — podmorské sklzové telesá; 3 — červené ílovice, 4 — tektonické ohraničenia

vrstvy prekryvali oblasť bradlového pásma, ktorá vtedy začínala byť tektonicky aktívna. Je zaujímavé, že teraz nebolo v tejto oblasti nájdené menilitové súvrstvie, ktoré je typické pre vrstevný sled krosniansko-menilitovej série na východnom Slovensku, v Poľsku a na Morave. Je veľmi pravdepodobné, že tu chýba primárne, v dôsledku nevhodných faciálnych podmienok, ako napr. zvýšený prínos detritu, nevhodné paleomorfologické usporiadanie dna bazénu. a pod.

Litosóm magurských pieskovcov predstavuje sedimenty podmorského náplavového kužeľa, a to jeho strednú časť (M. Potfaj—R. Marschalko 1981). Takýchto kužeľov mohlo byť po celej dĺžke magurského bazénu viac.

Tektonické pohyby vyvrcholili po usadení malcovských vrstiev v savskej fáze. Počas nej získalo bradlové pásmo s príľahlou oblasťou Oravskej Magury vrásovo-šupinový štýl. Malcovské vrstvy a magurské pieskovce boli zahrnuté do tejto stavby až po líniu Príslop (806) — Vavrečka. Ďalšími neoalpínskymi vrásneniami došlo k úplnej dezintegrácii litosómov, k ich premiešaniu a prípadne tiež k pohlietniu niektorých ich častí. V dôsledku toho je ich ťažko dnes rekonštruovať iba na základe litologických a stratigrafických znakov. Bez podrobnej sedimentologickej a faciálnej analýzy sa môže stať, že pôvodne rôzne a oddelené telesá pieskovcových kužeľov by boli násilím pospájané v jedno, čo by vyústilo do neprehľadného interpretačného chaosu. Zmätko okolo pojmu magurských pieskovcov vznikol pravdepodobne aj z nepreskúmanosti faciálnych a paleogeografických vzťahov vo flyšovom bazéne a nerešpektovaním litologickej korelácie s pôvodným litotypom C. M. Paula (1868).

Záver

Podrobným mapovaním sa mi podarilo vyčleniť na Orave malcovské vrstvy, ktoré tu doteraz nikto nepredpokladal. Pretože ich vek (vrchný eocén — spodný oligocén) sa prekryval s doposiaľ uznávaným vekom magurských pieskovcov, preskúmal som ich a zistil som, že sú spodnoeocénneho veku, nanajviš prechádzajú do spodnej časti stredného eocénu.

Malcovské vrstvy tvoria synklinórium v okolí Hruštinky, ktoré je zovreté medzi magurské pieskovce. V oblasti Hruštína prechádzajú malcovské vrstvy (ich nižšia časť) laterálne do najvyššej časti bystrických vrstiev. Tento prechod je čiastočne zastretý šupinovo-vrásovými prešmykmi.

Predložil som litostratigrafickú schému, ktorá znázorňuje pôvodné vzťahy paleogénnych súvrství (obr. 4). Pretože magurské pieskovce pokladáme za sediment podmorského náplavového kužeľa (M. Potfaj—R. Marschalko 1981), treba počítať s tým, že všetky pieskovcové komplexy pozdĺž magurskej jednotky asi netvorili pôvodne jedno celistvé teleso. Je pravdepodobnejšie predpokladať niekoľko pieskovcových náplavových kužeľov, čomu nasvedčuje aj pomerne široký stratigrafický rozptyl jednotlivých komplexov. V snahe vyhnúť sa ďalšiemu znejasňovaniu navrhujem, aby sa predbežne ponechal názov magurské pieskovce pre všetky litosómy oravskomagurskej (krynicekej, čerhavskej) jednotky, ktorý vyhovuje po litologickej stránke vyššie opísanému súvrstviu z Oravskej Magury. Všetky

ostatné súvrstvia, obsahujúce iné litotypy (týka sa to najmä pieskovcov s glaukonitom, tzv. magurských vrstiev vonkajších pásiem magurskej jednotky poľských geológov) by mali byť premenované.

Ďakujem všetkým, ktorí mi pomohli pri písaní tohto článku, či už určeními mikrofauny — RNDr. V. Gašpariková, CSc. a RNDr. B. Olszewska, CSc., konzultáciami priamo v teréne i doma — RNDr. M. Cieszkowski a RNDr. T. Koráb, CSc., alebo kritickými pripomienkami — RNDr. Z. Roth DrSc.

Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1926: O sigmoidálnych ohybech pásma bradlového mezi Oravou a Kysucou. Věst. SGÚ, 2, Praha, 334—340.
- ANDRUSOV, D. 1928: Příspěvky ke geologii severozápadních Karpat Věst. SGÚ, 4, 6, Praha, 167—179.
- ANDRUSOV, D. 1931: La zone des klippes internes dans le bassin de l'Orava. Knihovna SGÚ 13, A, Praha.
- ANDRUSOV, D. 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v západních Karpatech, III — tektonika. Rozpravy SGÚ, 9, Praha.
- ANDRUSOV, D. 1965: Geologia Československých Karpát, III. Vydav. SAV, Bratislava, 1—392.
- BUDAY, T. et al. 1967: Regionální geologie CSSR. II, 2, Nakl. CSAV, Praha.
- BYSTRICKÁ, H. 1964: Les Cocolithophoridés (Flagellés) de l'Eocene Supérieur de la Slovaquie. Geol. Sbor., 15, 2, Bratislava.
- BYSTRICKÁ, H. 1969: Les Discoastéridés du Paléogène des Karpates occidentales. Acta Geol. Geogr. Univ. Comenianae, Geológia, 17, Bratislava, 175—244.
- CIESZKOWSKI, M. 1979: Warstwy z Kowańca w podjednostce Krynickiej płaszczowiny magurskiej—nowa definicja. Kwart. Geol., 23, 2, Kraków, 501—502.
- CIESZKOWSKI, M.—JEDNOROWSKA, A. 1974: Płaszczowina magurska w otworze Obidowa IG-1. Kwart. Geol., 18, 4, Kraków, 936—937.
- CIESZKOWSKI, M.—OLSZEWSKA, B.—SMAGOWICZ, M. 1978: Odkrycie osadów wyższej cześci górnego eocenu w łusce Nowego Targu. Kwart. Geol., 22, Kraków, 952—953.
- ELIÁŠ, M. 1959: Zpráva o petrografickém výzkumu magurského flyše v povodí Oravy a Bystrice. Zprávy o geol. výzk. v r. 1957, ÚÚG, Praha, 1—43.
- HANZLÍKOVÁ, E. 1956: Příspěvek k mikrobiostratigrafickým poměrům magurského flyše v povodí Bíle Oravy. Zprávy o geol. výzk. v r. 1955, ÚÚG, Praha 54—56.
- HANZLÍKOVÁ, E. 1958: Mikropaleontologické vysvětlivky k magurskému flyši k listu Trstená. Geofond, Praha.
- JUCHA, S. 1969: Lupki jasielske, ich znaczenie dla stratygrafii i sedimentologii serii menilitowo-krośnienskiej (Karpaty fliszowe). Kom. Nauk. Geol. PAN w Krakowie, Práce geol., 52, Warszawa, 128—200.
- KORÁB, T.—KOTLARCZYK, J. 1977: Młodszy paleogen jednostki Dukielskiej w Karpatach Słowackich i próba jego powiązania z paleogenem Polskim. Roczn. Pol. Tow. Geol., 47, 1, Kraków, 93—114.
- KOSZARSKI, L.—ZYTKO, K. 1961: Lupki Jasielske w serii menilitowo-krośnienskiej w Karpatach Środkowych. Biull. Inst. Geol., 166, 7, Warszawa, 87—232.
- KSIASZKIEWICZ, M. 1958: Stratygrafia serii magurskiej w Beskidzie Średnim. Biull. Inst. Geol., Warszawa, 135.
- KSIASZKIEWICZ, M.—LEŠKO, B. 1959: On the relation between the Krosno and Magura flysch. Bull. Akad. Pol. Sci., sér. Sci. Chim. Geol. Geogr., 7, 10, Warszawa.
- LEŠKO, B.—SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—245.
- MARTINI, E. 1971: Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. Proceedings.

- MATĚJKA, A.—CHMELÍK, F. 1956: Zpráva o geologických výzkumech magurského flyše v povodí Bílé Oravy. Zprávy o geol. výzk. v r. 1955, ÚÚG, Praha, 125—127.
- MATĚJKA, A.—ROTH, Z. 1949a: Poznámky o magurském flyši v povodí Bílé Oravy. Věst. SGÚ, 2, Praha, 147—150.
- MATĚJKA, A.—ROTH, Z. 1949b: Geologie magurské skupiny flyšové v povodí Kysuce. Sbor. SGÚ, 16, 2, Praha, 521—600.
- MATĚJKA, A.—ROTH, Z. 1950: Poznámka o hlavních tektonických jednotkách magurského flyše v ČSR. Věst. SGÚ, 25, Praha, 301—304.
- MUTTI, E.—RICCI, F.—LUCCI, F. 1972: Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: Introduzione all'analisi di facies. Mem. Soc. Geol. It., 11, Roma, 161—199.
- MARSCHALKO, R.—POTFAJ, M. 1983: In press.
- NEMČOK, J. 1961: Vznik a výplň depresii v magurskom flyši na východnom Slovensku. Geol. Sbor., 12, 2, Bratislava, 175—189.
- NEMČOK, J.—KORÁB, T.—ĎURKOVIČ, T. 1961: Výskyt Jaselských lupkov v magurskom flyši. Geol. Práce, Správy 23, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 127—137.
- OSZCZYPKO, N. 1967: Wstepne wyniki wiercenia Nowy Sacz I. Kwart. Geol., 11, 4, Krakow, 955—956.
- OSZCZYPKO, N. 1973: Budowa geologiczna kotliny Sadeckiej. Biull. Inst. Geol., 271, 17, Warszawa, 101—197.
- OSZCZYPKO, N. 1979: Budowa geologiczna polnocnych stokow Beskidu Sadeckiego miedzy Dunajcem a popradem (Plaszczowina magurska). Roczn. Pol. Tow. Geol., 49, 3, 4, Krakow, 293—325.
- PAUL, C. M. 1868: Die nördliche Arva. Jb. Geol. RA, 18, Wien, 203—247.
- PESL, V. 1968: Litofacie paleogénu v magurské jednotce vnějších flyšových Karpat na území ČSSR a PLR. Západné Karpaty, 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 71—112.
- POTFAJ, M. 1979: Tektonický profil styku bradlového pásma a magurskej jednotky v oblasti Oravskej Magury. In Tektonické profily, Západné Karpaty Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 37—40.
- POTFAJ, M.—MARSCHALKO, R. 1981: Faciálna analýza magurských pieskovcov na Orave. Zbor. ref. IV. Slov. geol. konf., sek. 4, zv. 3, SGÚ Dom techniky, Bratislava, 79—83.
- ROTH, Z. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 — Trstená. Geofond, Bratislava.
- SAMUEL, O.—BORZA, K.—KÖHLER, E. 1972: Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—248.
- SAMUEL, O.—SALAJ, J. 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SCHALEKOVÁ, A. 1964: New information on the calcareous Algae in the biotherm limestones of the Paleocene — lower Eocene in the Western and Central Slovakia. Geol. Sbor., SAV, 15, 1, Bratislava.
- SIKORA, W.—ŽYTKO, K. 1959: Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. Biull. Inst. Geol., 141, Warszawa.
- STRÁNIK, Z.—ROTH, Z. 1959: Předběžná zpráva o geologických výzkumech v Čerhovském pohorí a v západní bardějovské části Ondavské vrchoviny. Zprávy o geol. výzk. v r. 1957, ÚÚG, Praha, 1228.
- SWIDZIŃSKI, H. 1948: Stratigraphical index of the Northern Flysch Carpathians. Inst. Geol. Pol. Bull., 37, Warszawa.
- SWIDZIŃSKI, H. 1961: La série de Richvald dans les Karpates Flyscheuses. Bull. Acad. Pol. Sci. sér. Sci. Geol. Geogr., 9, 2, Warszawa.

Michal Potfaj

Magura Sandstones and Malcov Beds in Orava Region (West Carpathians)

Summary

In the last years we have made detailed mapping investigations in the Orava region. We have distinguished

four lithological complexes in the Paleogene. They are (from the bottom to the top): the Magura sandstones, transitional beds, the Bystrica beds and the Malcov beds. Formerly it was supposed, that the Magura sandstones were the youngest (Late Eocene — Early Oligocene) formations of the Magura Paleocene (D. Andrusov 1924—1965, Z. Roth 1949—1965). This was based on the presumable stratigraphical position of the sandstones above the Early Eocene flysch complex erroneously called the "Beloveža beds". The present study has shown that:

1. The Magura sandstones complex is mostly Early Eocene in age, as proved by microfaunal and calcareous nannoplankton assemblages.

2. A rhythmical flysch formation in the Hruštinka valley (formerly regarded as Paleocene to Early Eocene) is Late Eocene to Early Oligocene in age and corresponds to the Malcov beds (H. Swidziński 1961).

Thus the whole stratigraphical column has been reversed. Consequently the tectonic interpretation is changed and adapted to the new situation.

Some remarks on the individual formations distinguished in the region:

1. Magura sandstones (C. M. Paul 1868). They have been named after the Oravská Magura crest, which is built from this complex. Sandstones highly prevail over the shales (the sand: pelite ratio far exceeds 3) (Pl. XIX, Fig. 1), they are mostly medium and coarse-grained, thick bedded. Fine-grained conglomerates are rare. Individual beds are 20—600 cm thick, mostly graded (T_{ab} , T_{a-c} intervals). The lower surfaces of beds show flute-casts, drag-marks and prod-casts. The bioglyphs *Zoophycos* are common (Pl. XXIII, Fig. 2). Petrographically the sandstones consist of approx. 45—65 % quartz and quartzite grains mostly well rounded, 11 % phyllites and metamorphic rocks, 2—10 % feldspars, 2 % mica and 10—45 % carbonate-pellic matrix. Noticeable is the absence of carbonate grains. Sandstone beds are interlayered with low- $CaCO_3$, grey (green-grey) pelites, mostly 1—30 cm thick. The Early Eocene (up to the lower part of Middle Eocene) age was established upon microfaunal and nannoplankton assemblages (see page 119). Total thickness of the Magura sandstones is 1200 m. The lower boundary is tectonic and underlying beds in studied region are unknown. Upwards the Magura sandstones pass into the Middle Eocene transitional beds.

Since Paul's (1868) introducing the Magura sandstones, this term has been used mainly by Polish authors for different sandstone complexes, with various lithofacial developments (e. g. M. Książkiewicz 1953, W. Sikora—K. Żytko 1959 and others). They have omitted lithological features of the beds and based their correlations on presumable stratigraphical position of the Magura sdsts. from the type locality. As we have proved the Early Eocene age of the Magura sandstones, this conception became untenable. To avoid further confusions and misinterpretations, we propose to preserve the name "Magura sandstones" only for the sequences of above described properties, occurred in the Oravská Magura unit (Čerhov unit in East Slovakia, Krynica unit in Poland). Thus the corresponding lithosomes to the Magura sandstones are the Čerhov sandstones of J. Nemček (1970), or the Strihov formation of B. Leško—O. Samuel (1968) from East Slovakia, the Jaszce beds (M. Cieszkowski 1979) and the Piwniczna sandstones (N. Oszczytko 1979) from Poland.

2. Transitional beds. They contain 3—150 cm thick layers of sandstones interlayered with variegated (green, blue-grey, yellow and occasionally red) calcareous claystones. The sandstones are mostly fine- and medium-grained. The graded intervals are inexpressive, lower parallel and convolute intervals (T_b , T_c) prevail (see Pl. XXIV) Fig. 1). In the lower part of the formation are 1—2 (?) beds of coarse-grained sandstones with relatively high contents (15—20 %) of caolinized feldspars. Thickness of the bed (beds) is 3—4 m. The sandstone: clay ratio is about 0.6 or slightly less. Thickness of the formation is approx. 250 m. The age proved by calcareous nannoplankton and microfauna is Middle Eocene.

3. Malcov beds (formation) Pl. XIX, Fig. 2). We have recognized them in the whole valley of Hruštinka river as far as Námestovo. The Malcov beds contain highly-carbonate, fine-rhythmical, mostly pelitic flysch. Fine-grained calcarenites are 2—30 cm thick. The lower parallel laminations are well developed, getting rippled upward (Pl. XXVI, Fig. 1). Convolute laminations are also present. The bottom surfaces are often bioturbated and/or with fine flute-casts (Pl. XXVII, Fig. 1, 2). On some levels in the Malcov beds are coarse to medium grained sandstones similar to those of the Magura sdsts. We distinguished them from the latter ones by the presence of carbonate grains and crushed carbonate Paleocene algae.

The grey and blue-grey, highly carbonaceous pelites are the dominant rock type all over the sequence, in 15—150 cm thick layers. On few places we have found red claystones with *Globigerina officinalis*

(Subb.) Noticeable are relatively abundant submarine slump bodies with clayey or sandy matrix, with "floating" slices of siltstones, claystones, pelocarbonates and laminated sandstones of autochthonous origin (derived from the Malcov beds). (Pl. XXVIII, XXIX). Peculiar are clastic organodetrital limestones found on the northern slope of the Oravská Magura crest. They contain fragments of bioherm limestones, crushed discocyclina shells and a lot of calcareous algae (for precise determination see page 123) known mostly from Paleocene — Late Cretaceous bioherm sediments at Hričov and in the Žilina region. Thin-laminated "marlstones" found in the upper part of the sequence, S of Babin, resemble the Jaslo limestone (Pl. XXXI, Fig. 1, 2). Lamination is caused by variable contents of silt-sized angular quartz grains. After S. Jucha (1969) and T. Koráb—J. Kotlarczyk (1977), we can correlate them with the lower horizon of the laminated Tylawa marls (Late Eocene — Early Oligocene) in the Magura region of Poland and East Slovakia. The pile of the Malcov beds belongs to the Late Eocene age; the uppermost part of the formation is Early Oligocene in age as proved by the microfauna from the Skalnatý potok brook (*Cibicides lopjanicus* Mjatluk, *Globigerina liverovskae* (Bykova), *Globigerina officinalis* Subb.) and by calcareous nannoplankton from a few places (*Sphenolithus pseudoradians* Bram. et. Wilcox., *Cyclococcolithus cf. neogammation* (Bram. et Wilcox.), *Cribrocentrum cf. reticulatum* (Gart. et Smith), *Chiasmolithus oamaruensis* (Defl.).

4. Bystrica beds (A. Matějka—Z. Roth 1949b). They form steep massive scales in the NW part of the region. Thick piles of marly claystones prevail over medium-grained sandstones. In the upper part of the formation near Hruštín, appeared pebbly mudstones with fragments of fine-grained sandstones similar to those from the Malcov beds. (Pl. XXX, Fig. 1, 2). We consider them as distal facies of submarine slumps, equivalent to the olistostromas in the Malcov beds. The formation is about 1100 m thick and its age proved biostratigraphically is Middle to Late Eocene. In the Polish region it is known as the Lacko marls.

South from Oravská Magura crest, incorporated into the Klippen Belt are sliced and deformed scales of the Paleogene sediments, which are comparable with the Magura sandstones (Podbiefanský Cickov quarry), with transitional beds (the most of the sediments) and with the Malcov beds (S from the Čížikova hill) (see Fig. 3 — Geological map). It is highly probable that formerly distinguished Uhlig's and D. Andrusov's (1926, 1965) "nördliche Grenze Flysch" belongs to some of the Middle- and/or Late Eocene sequences (transitional and/or Malcov beds).

Tectonics: The Magura sandstones build up the ridge of Oravská Magura and the highlands NW from the Biela Orava river. On the main ridge they form tectonically deformed narrow syncline with reduced southern limb. The innermost slice of the Magura sdsts. lies inside the Klippen Belt in a reversed position. On the cross-section we can distinguish broken narrow imbricated structure. The lower boundaries of the scales are always tectonical. In spite of different physical and mechanical properties of sandstones in tectonical processes, they form isolated lithosomes, surrounded with less rigid pelitic Cretaceous and Paleogene flysch and shaly "cover" of the Klippen Belt. The Malcov beds are intensively folded and highly compressed in the Hruštínka valley between the Magura sandstones forming thus the synclinorium. The second main occurrence of the Malcov beds is along SE slope of Oravská Magura ridge, where they are tectonically compressed and reduced. Interesting is the uniformity of the structure style of the Klippen Belt and Magura Paleogene as far as the northernmost slices of Klippen Belt occur along the first-order tectonic plane (NW from the Subovka /1128/), and we presume, that this tectonic style continues as far as the observed line of gravimetric minimum Námestovo—Žilina.

Paleogeographical remarks. We consider the Bystrica beds as basin plain sediments. The Malcov beds deposited on the adjacent slope. On this slope originated many slumps which fell to the Bystrica beds. On the foot of the slope the Bystrica and the Malcov facies mixed together. The Magura sandstones are sediments of submarine fan (M. Potfaj—R. Marschal'ko 1981), prograding to the Magura basin till Middle Eocene. Since there might have been several submarine fans in the basin today it is impossible (due to intensive tectonics) to join all present isolated slices of fossile fans, to only one presumable body.

Conclusions: According to the new established stratigraphic sequence in Oravská Magura region in this paper, we have made new tectonic interpretation of Magura nappe and adjacent Klippen Belt. Imbricated structure prevails as far as the first-order tectonic zone runs along the north-western slope of the Oravská Magura ridge. The Malcov beds form synclinorium along the Hruštínka valley. Paleogeographical attempts were made on reconstructions of primary relations amongst the formations, considering the Bystrica beds as the basin plain facies, the Malcov beds as adjacent slope facies and the Magura

sandstones as submarine fan sediments. Findings of the Tylawa marls in the upper part of Malcov beds, allow us to consider the former as a marker horizon.

Translated by author.

Position of Magura Sandstones and Malcov Member in Orava

Explanations of Plates XVII—XXIX

Pl. XIX

Fig. 1 Upper part of Magura Sandstone Formation in road-out E of Breza. The formation is in inverted position

Fig. 2 Malcov Member in bank of Hruštinka, 800 m NW of Hruštín. Shales dominate over sandstones

Pl. XX

Fig. 1 Complex graded bedding in Magura Sandstones. Ridge of Oravská Magura Mts.

Fig. 2 Imbrication of grains of coarse-grained fraction of the Magura Sandstones. A quarry 1 km SE of Vavrečka

Pl. XXI

Fig. 1 Erosive channel in sandstones, filled with coarse-grained fraction. Conspicuous imbrication of larger grains above base. Magura Sandstones — Kubínska hoľa ridge above tourist cottage

Fig. 2 Magura Sandstone layer from Kubínska hoľa ridge above tourist cottage. In the middle is erosive contact of overlying coarse-grained part of bank. In lower parts are so-called "dish structures" resulting from water escape from unconsolidated sediment, owing to pressure of overlying beds

Pl. XXII

Fig. 1 Weathered shale clasts inside sandstone bank. Magura Sandstones — quarry 1 km N of Breza

Fig. 2 Armoured mud ball from Magura Sandstone bed. Shale is weathered. Quarry 1 km N of Breza

Pl. XXIII

Fig. 1 Underside of Magura Sandstone bed in quarry in Podbielanský Cickov. Inside the bank are shale shreds, with their long axis oriented diagonally to current marks on the underside

Fig. 2 *Zoophycus insignis* Schinabol from Magura Sandstones. Quarry in Podbielanský Cickov

Pl. XIV

Fig. 1 Sandstone bank with distinct convolute (Tc) and parallel-laminated (Tb) interval. Underside of the bed is on the left. Transition formation from cut of road to Kubínska hoľa

Fig. 2 Underside of sandstone bank — transition formation. Bioglyphs of Taphrohelminthoidea were eroded by current marks. Road cut on S slope of Oravská Magura Mts.

Pl. XXV

Fig. 1 Subgraywacke in the Malcov Member. Sandstone bank is 1,2 m thick. Hruštinka 500 m SW of Vasiľovo

Fig. 2 Detail of upper part of medium-grained sandstone from the Malcov Member. Indication of convolute lamination. At the top left is a shale fragment (dark). Hruštinka SW of Vasiľovo

Pl. XXVI

Fig. 1 Parallel-laminated calcilutite, upward transition into current-ripple and convolute lamination. Malcov Member, Skalnatý potok (brook)

Fig. 2 Underside of fine-grained calcareous sandstone with traces of sinking into sand matter under the load of overlying sediments (load casts). Malcov Member—Babin

Pl. XXVII

Fig. 1, 2 Bioglyphs and current marks on undersurfaces of calcareous fine-grained sandstones and calcilutites. Maľcov Member, Babín

Pl. XXVIII

Fig. 1 Slump body in Maľcov Member. Hruštinka, 1 km SW of Hruštín. In sandy-clayey matrix (dark) are drowned shreds of fine-grained sandstones, marlstones and shales (light). In the middle is deformed, torn sandstone bed

Fig. 2 Slump body (like in preceding Figure) — detail. In right part are shreds of shales and marlstones in clayey matrix, in the middle is larger shred of laminated calcilutite

Pl. XXIX

Fig. 1 Part of slump body in Skalnatý potok (brook) 1 km S of Babín. Maľcov Member. Shale shreds (dark) in sandy matrix

Fig. 2 Clastic veinlet (in the middle) in shales of Maľcov Member in Hruštín

Pl. XXX

Fig. 1 "Pebbly mudstone" — shales with dispersed shreds of fine-grained calcareous sandstones and siltstones. Beds are in inverted position. Bystrica Member—Hruštín

Fig. 2 Detail of preceding figure — plastically deformed shred of fine-grained sandstone in clayey matrix

Pl. XXXI

Fig. 1 Microphotograph of Tylawa limestone, magn. 60 ×

Fig. 2 Microphotograph of Tylawa limestone. At the right bottom is lamina of fine-grained sandstone. Black veinlets — torn thin section. Magn. 6 ×

Explanations of text-figures 1—3

Fig. 1 Lithological-stratigraphical scheme of Oravská Magura Paleogene (M. Potfaj, 1982). Explanations: 1 — Tylawa limestones, 2 — submarine slump bodies with clayey (a) or sandy (b) matrix, 3 — shales (a) calcareous, (b) sandy, 4 — shales of Bystrica (Lacke) type, 5 — sandstones, a) fine-grained to medium-grained, 6 — fine-grained laminated calcareous sandstones, 7 — red shales, 8 — pelosiderites

Fig. 2 Geological map of Oravská Magura and adjacent part of Klippen Belt (M. Potfaj 1982). Explanations: 1—3 Quaternary sediments: 1 — fluvial deposits, 2 — slope deposits, 3 — landslides, 4—7 — Magura Unit Paleogene: 4 — Maľcov Member (e_3-o_1), 5 — transition formation (e_2), 6 — Bystrica Member (e_2-e_3), 7 — Magura Sandstones ($p_3-e_1-e_2$), 8—9 — Klippen Belt: 8 — "cover" of Klippen Belt (K_3), 9 — klippes ($J-K_2$), 10 — overthrust lines, 11 — faults, 12 — stratification, a) normal, b) inverted position

Fig. 3 Geological sections A—A' and B—B' (M. Potfaj 1982). Explanations: 1—4 — Magura Unit: 1 — Maľcov Member, 2 — transition formation, 3 — Bystrica Member, 4 — Magura Sandstones, 5—6 — Klippen Belt; 5 — "cover" of Klippen Belt, 6 — klippes. 7 — 1-st and 2-nd order tectonic lines, 8 — inferred tectonic lines, 9 — formation boundaries, 10 — dip of strata: a) in reverse, b) in normal position

Fig. 4 Scheme of mutual relations among formations of Magura Unit (M. Potfaj 1982). Explanations: 1 — Tylawa "limestones", 2 — submarine slump bodies, 3 — red shales, 4 — tectonic boundaries

Tab. XIX

Obr. 1 Vyššia časť súvrstvia magurských pieskovcov v záreze št. cesty v. od Brezy. Súvrstvie je v prevrátenej polohe.

Obr. 2 Maľcovské vrstvy v brehu Hruštinky, 800 m sz. od Hruštína. Výrazná je prevaha ílovcov nad pieskovecami

Tab. XX

Obr. 1 Zložené gradačné zvrstvenie v magurských pieskovcoch. Hrebeň Oravskej Magury
Obr. 2 Imbrikácia zrn hrubozrnnnej frakcie magurských pieskovcov. Lom 1 km jv. od Vavrečky

Tab. XXI

Obr. 1 Erozný kanál v pieskovcoch, vyplnený hrubozrnnou frakciou. Zreteľná je imbrikácia väčších zrn nad bázou. Magurské pieskovce — hrebeň Kub. hole nad turistickou chatou
Obr. 2 Vrstva magurského pieskovca z hrebeňa Kubínskej hole nad tur. chatou. Stredom prebieha erozívny kontakt nadložnej hrubozrnnnej časti lavice. V spodnej časti sú tzv. „dishstructures“, ktoré vznikajú únikom vody z nespevneného sedimentu tlakom nadložných vrstiev

Tab. XXII

Obr. 1 Vyvetrané ílovcové závalky vo vnútri pieskovcovej lavice. Magurské pieskovce — lom 1 km s. od Brezy
Obr. 2 Obrnený ílovcový závalok z vrstvy magurského pieskovca. Ílovec už vyvetral. Lom 1 km s. od Brezy

Tab. XXIII

Obr. 1 Spodná plocha vrstvy magurského pieskovca v lome v Podbiefianskom Cickove. Vo vnútri lavice sú ílovcové útržky, orientované dlhšou osou šikmo k smeru prúdových stôp na spodnej ploche
Obr. 2 Zoophycus insignis Schuinabol z magurských pieskovcov. Lom v Podbiefianskom Cickove

Tab. XXIV

Obr. 1 Pieskovcová lavica s výrazným konvolútnym (Tc) a rovnobežne laminovaným (Tb) intervalom. Spodok vrstvy je vľavo. Prechodné súvrstvie zo zárezu na Kubínsku hoľu
Obr. 2 Spodná vrstevná plocha pieskovcovej lavice — prechodné súvrstvie. Prúdové stopy erodovali bioglyfy typu Taphrhelminthoides. Zárez lesnej cesty na j. svahu Oravskej Magury

Tab. XXV

Obr. 1 Drobový pieskovec v malcovských vrstvách. Pieskovcová lavica je hrubá 1,2 m. Hruštinka 500 m jz. od Vasiľova
Obr. 2 Detail vrchnej časti stredozrnného pieskovca z malcovských vrstiev. Náznak konvolútnej laminácie. Vľavo hore je útržok ílovca (tmavý). Hruštinka jz. od Vasiľova

Tab. XXVI

Obr. 1 Paralelne laminovaný kalcilitit; dohora prechádza do čerinovej a konvolútnej laminácie. Malcovské vrstvy, Skalnatý potok
Obr. 2 Spodná plocha jemnozrnného vápnitého pieskovca so stopami zabárania pieskovej hmoty pod váhou nadložných sedimentov (load-cast's). Malcovské vrstvy — Babín

Tab. XXVII

Obr. 1, 2 Bioglyfy a prúdové stopy na spodných plochách vápnitých jemnozrnných pieskovcov a kalcilititov. Malcovské vrstvy, Babín

Tab. XXVIII

Obr. 1 Sklzové teleso v malcovských vrstvách. Hruštinka, 1 km jz. od Hruštína. V základnej piesčito-ílovitej hmote (tmavá) sú utopené útržky jemnozrnných pieskovcov, slieňovcov a ílovcov (svetlé). Stredom prebieha deformovaná potrhaná pieskovcová vrstvička
Obr. 2 Sklzové teleso (ako na predchádzajúcom obr.) — detail. V pravej časti sú útržky ílovcov a slieňovcov v ílovitej základnej hmote, v strede väčší útržok laminovaného kalcilititu

Tab. XXIX

Obr. 1 Časť sklzového telesa v Skalnatom potoku 1 km j. od Babína. Malcovské vrstvy. V piesčitej základnej hmote sú ílovcové útržky (tmavé)
Obr. 2 Klastická žilka (v strede) v ílovcoch malcovských vrstiev v Hruštine

Tab. XXX

Obr. 1 „Pebbly-mudstone“ — ílovce s rozptýlenými útržkami jemnozrnných vápnitých pieskovcov a siltovcov. Vrstvy sú v prevrátenej polohe. Bystrické vrstvy — Hruštín

Obr. 2 Detail predchádzajúcich obr. — plasticky deformovaný útržok jemnozrnného pieskovca v ílovcovej základnej hmote

Tab. XXXI

Obr. 1 Mikrofotografia tylavského vápenca, zväčš. 60 ×

Obr. 2 Mikrofotografia tylavského vápenca. Vpravo dole je lamina jemnozrnného pieskovca. Čierne žilky — roztrhaný výbrus. Zväčš. 6 ×

Ján Nemčok

Pohyb flyšovej masy na východnom Slovensku

8 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. Presented are results of dynamical and kinematical studies of the East-Slovakian Flysch Belt. On the basis of mutual tectonic relations among flysch sequences and their relation to their older basement, the author analyzed the process and the results of mass movements, the origin, fading-out and/or subduction of the mass.

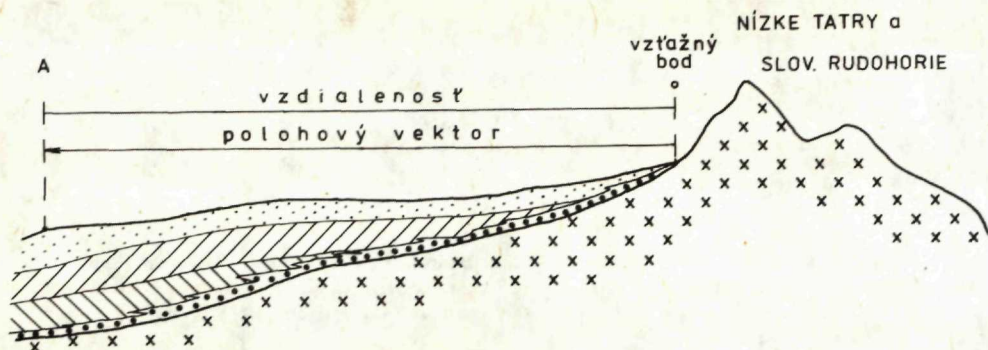
Pri výskume pohybujúcich sa flyšových súvrství na východnom Slovensku sa musíme opierať o súčasný stav ich tektonickej rozpracovanosti. Tieto poznatky sú z oblasti vnútrokarpatského paleogénu, bradlového pásma, vonkajšieho flyšu, ako aj z ich podložia. Najmenej preskúmanou oblasťou je podložie flyšu.

Kinematika a dynamika pohybu vnútrokarpatského paleogénu

Vnútrokarpatský paleogén leží zväčša na staršom mezozoickom podloží subtatranských príkrovov. Stupeň deformácie flyšových sekvencií sa mení od južného okraja k severu (obr. 2). Na juhu bazálny paleogén leží priamo na podloží. Zloženie bazálnych brekcií, resp. konglomerátov je priamym odrazom svojho podložia. Smerom k severu styk podložia s bazálnymi členmi vnútrokarpatského paleogénu, overený vrtni, nie je primárny, ale tektonicky porušený, z čoho vyplýva, že paleogén neleží na svojom podloží ako v čase sedimentácie, ale je tektonicky premiestnený.

Zmeny amplitúdy vrás od južného okraja paleogénu smerom na sever sa postupne menia. Vrásky s veľkým polomerom zakrivenia sú rozšírené bližšie k južnému okraju paleogénu a pri bradlovom pásme majú paleogénne sedimenty polomery vrás iba niekoľko metrov, niekde aj decimetrov.

Na obrázkoch (1, 2) je znázornený pohyb jednotlivých vrás vnútrokarpatského paleogénu, ale aj jeho podložia. Ak si zvolíme ľubovoľný bod (0), ktorý je voči ostatným bodom vzťažným, čiže bod v relatívnom pokoji, názorne si objasníme pohyb deformujúcej sa hmoty. Pri mechanickom pohybe bodu sledujeme, ako sa mení jeho poloha voči inému bodu. Vzťažným bodom v našom prípade je bazálny paleogén so svojím flyšovým nadloží, ktorý je zachovaný na svojom podloží bez tektonickej deformácie nedeformovaný. Budeme ho označovať ako nulový bod (0).



Obr. 1 Schematický náčrt rozloženia relatívne pevných a pohyblivých bodov

Poloha pozorovaného bodu je tiež vo vnútrokarpatskom paleogéne, ale vo zvrásnenej oblasti. Tento bod označujeme ako bod A. Keď vnútrokarpatský paleogén v bode 0 je „zrastený“ so svojim podložím bez tektonickej deformácie a vzdialený bod A je už vo zvrásnenej pozícii, ale v pokračovaní toho istého súvrstvia (lavice, súboru lavíc) hovoríme, že je v určitej „pozícii“ voči vzťažnému bodu. Ten istý bod A v nezvrásnenom vnútrokarpatskom paleogéne bol na inom mieste. Ak počas vrásnenia bod A bol presunutý do miesta bodu A₁, hovoríme, že vzhľadom na vzťažný bod 0 zmenil polohu. Polohový vektor hmotného bodu je funkciou času. Sled polôh, ktoré hmotný bod pri svojom pohybe vzhľadom na zvolený vzťažný bod v priestore zaujíma, nazývame dráhou pohybu. Zo zmeny pohybujúceho sa hmotného bodu A vzhľadom na zvolený vzťažný bod 0 sa dá odvodiť smer pohybu.

Vo vnútrokarpatskom paleogéne na východnom Slovensku smer vrásniaceho pohybu flyšových súvrství na základe zmeny polôh hmotného bodu je od severu na juh. Tento výsledný efekt vrásniacej sa flyšovej hmoty mohol vzniknúť len za predpokladu, že podložné mezozoicko-kryštalinické bloky, na ktorých vnútrokarpatský paleogén leží, sa posúvali k severu. Pohybujúci sa fundament zároveň niesol flyšové masy vnútrokarpatského paleogénu smerom na sever, ale smer pohybu vrás je od severu na juh.

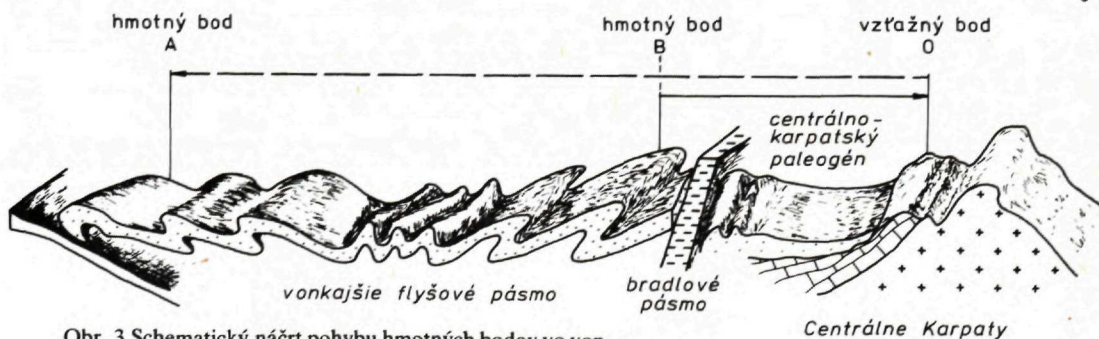
Tento pohyb flyšovej masy k juhu mohol prebiehať iba za predpokladu, že severné pokračovanie flyšovej masy bolo v čase pohybujúceho sa fundamentu pevne späté s vrásniacim sa flyšom. V dôsledku odporu tejto masy, ako aj trenia v nej, dochádzalo na južnom okraji len k miernym zvlíneniam. Ďalej na sever vznikali komplikovanejšie deformačné prejavy. Tento prvok deformačného prejavu je súčasťou celkovej vejárovitej stavby flyšových sedimentov. Nasúvanie a prevažný sklon vrstiev v južnej časti vnútrokarpatského paleogénu k severu vyplývajú z celkovej vejárovitej stavby celého flyšového deformačného procesu.

Zo sedimentologického, ako aj litologicko-stratigrafického hľadiska profil vnútrokarpatského paleogénu je pomerne jednoduchý. Bazálne (neflyšové) súvrstvie odráža bezprostredné podložie paleogénu. Stratigraficky patrí strednému eocénu. Vyššie členy sú tvorené z pieskocov a ílovcov. Nadložie bázy paleogénu v podstate tvoria flyšové sekvencie vrchného eocénu, siahajúce do spodného oligocénu.



Obr. 2 Schematické znázornenie pohybu bodov v deformovanom vnútrokarpatskom paleogéne (1 — flyš centrálno-karpatského paleogénu, 2 — báza paleogénu, 3 — podložie paleogénu, 4 — smer zvyšovania odporu trením)

Z tektonického hľadiska neporušený profil vo vnútrokarpatskom paleogéne takmer neexistuje. Najmenej porušený profil od bazálnej neflyšovej polohy do flyšovej sekvencie môžeme pozorovať pri južnom styku paleogénu s podložíom, smerom k severu je postupnosť podložía a bázy porušená, čo demonštrujú vrty pri Lipanoch, čiastočne aj pri Šambrone. Tektonická porušenosť od juhu k severu je markantnejšia. Bazálny paleogén obvykle vyplňa nerovnosti svojho podložía a je s ním pevne zrastený. Vyššie flyšové súvrstvia pod vplyvom horizontálneho tlaku a trenia pri posúvaní blokov sú deformované a odlepené od svojho podložía. Tento jav pozorujeme na jadrách z vrtu Lipany 1 a 2. Numulitové vápence bazálnej sekvencie pozorujeme vo forme valúnov v menšom množstve. Vrásové formy, ako aj hojné tektonické zrkadlá, či tektonické drte sú jasným dôkazom tektonického pohybu.



Obr. 3 Schematický náčrt pohybu hmotných bodov vo vonkajšom flyši vzhľadom na vzťažný bod (centrálne Karpaty) vysvetlivky ako obr. 2

Na základe deformačných prejavov možno konštatovať, že počas sedimentácie bazálneho súvrstvia nevznikli markantné tektonické zmeny. Zmeny pohybu registrujeme pomocou stratigrafických kritérií. Postup transgresie, resp. omladzovanie bazálnych členov smerom k juhu (na vnútorné Karpaty) môžeme považovať za postup mora smerom k juhu. Príčinou tohto smeru mohli byť tektonické pohyby. Vo vyšších flyšových súvrstviach v nadloží bazálnych členov, ktoré sú tektonicky poprehýbané až poprešmykované, je už tektonický pohyb považovaný za rozhodujúci zdroj zmeny „hmotných“ bodov.

Akonáhle nastane rovnováha síl, nedochádza k deformačným prejavom. K vzniku vrás, prešmykov, násunov dochádza teda len dovtedy, kým sa akcia nerovná reakcii.

Všeobecne sa usudzovalo, že vznik ďalekosiahlych presunov, násunov, resp. vrásnenie, prebiehalo len pod morskou hladinou. Dnes moderné geodetické merania dokazujú, že hmotné body na zemskom povrchu sú pohyblivé. Vypočítavajú sa vzdialenosti medzi pevnými bodmi, koľko sa ten-ktorý bod za určitý čas priblížil alebo vzdialil. Na pohyb hmotných bodov vplýva mnoho faktorov, ktoré urýchľujú, prípadne spomaľujú ich pohyb. Medzi rozhodujúce faktory patrí aj prostredie, v ktorom pohyb prebieha — iný odpor, (resp. trenie), kladie deformovaná látka (hmota) z prostredia tuhého ako z prostredia nasýteného vodou.

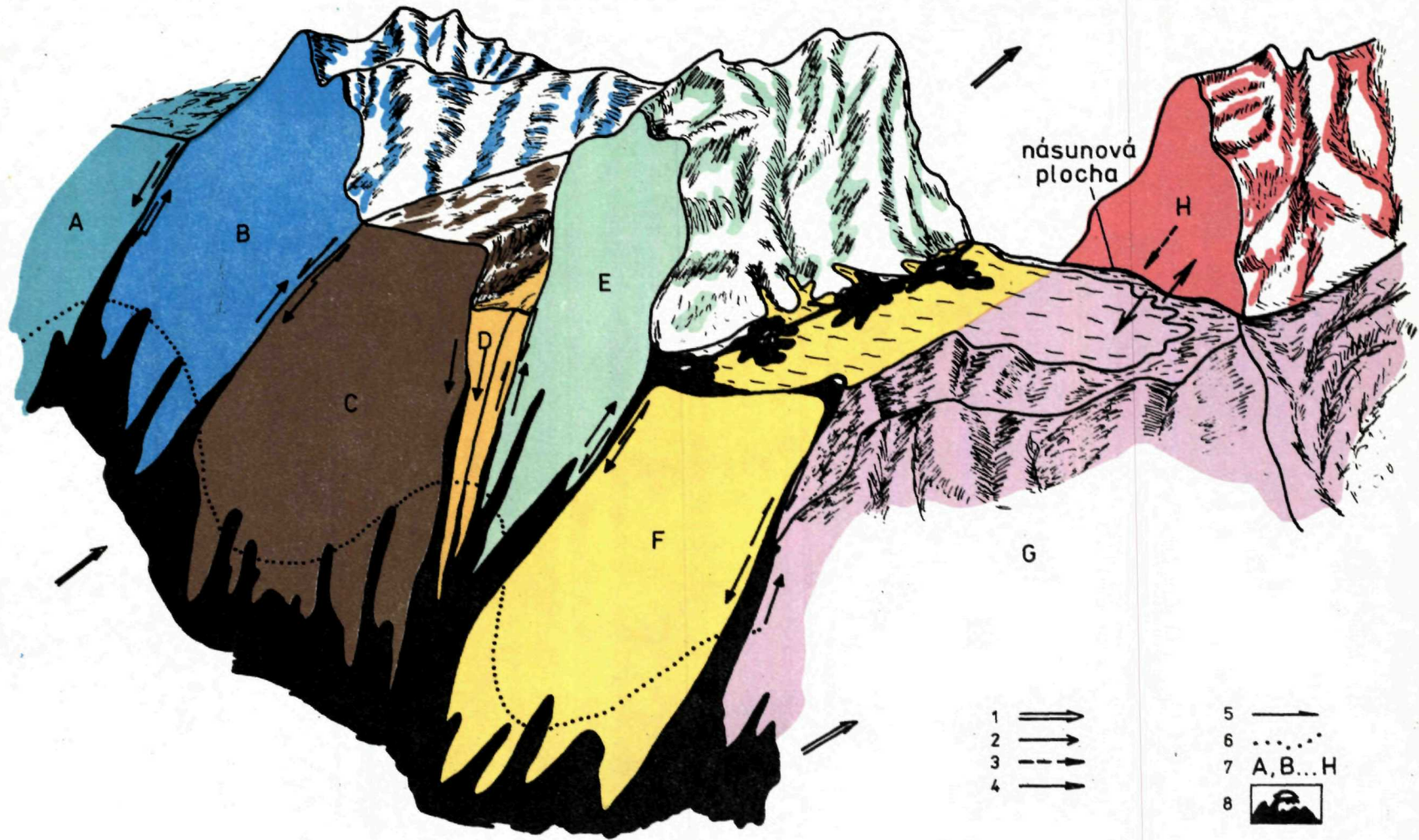
Ako príklad uvediem len jedinú lavicu, resp. sekvenciu, ktorá sa deformuje na pohybujúcom sa podloží. Pohyb podložia vyvoláva v nadložnej lavici (sekvencii), resp. v ich hmotných bodoch posun, ktorého dĺžka závisí tiež od pôsobenia veľkosti sily a trenia. Jednoduchšie povedané, spodné lavice (sekvencie), resp. spodné hmotné body, pri pôsobení na ne sa endogénnymi silami dostanú do pohybu skôr ako vyššie sekvencie, či hmotné body (obr. 6). Pohyb hmotných bodov je výsledkom pôsobenia sily (dodávajúcej impulz k pohybu) a trenia, ktoré pohyb brzdí. Tento príklad môže slúžiť na ilustráciu premiestnenia flyšovej hmoty na východnom Slovensku, kde motorické sily dávajúce impulz k pohybu, sú endogénneho pôvodu.

U gravitačných pohybov hmoty je postup premiestnenia (preskupenia) hmotných bodov opačný (obr. 7). Váha hmoty pôsobiaca ako sila, ktorá dáva hmotu do pohybu, je tiež brzdená trením. Trenie sa zväčšuje priamoúmerne s váhou. Obrázne povedané, relatívne väčšie trenie (čiže odpor) kladú hmotné body uložené naspodku uvažovanej hmoty (lavice, vrásky atď.). Vyššie hmotné body postupujú rýchlejšie. To znamená, že najvyššie lavice, resp. celé sekvencie gravitačne sunuté v smere sklonu po relatívnom ukončení pohybu sú najďalej od východiskového bodu prvopočiatočného pohybu ako podložné (obr. 7).

Litofácia ako indikátor pohybov

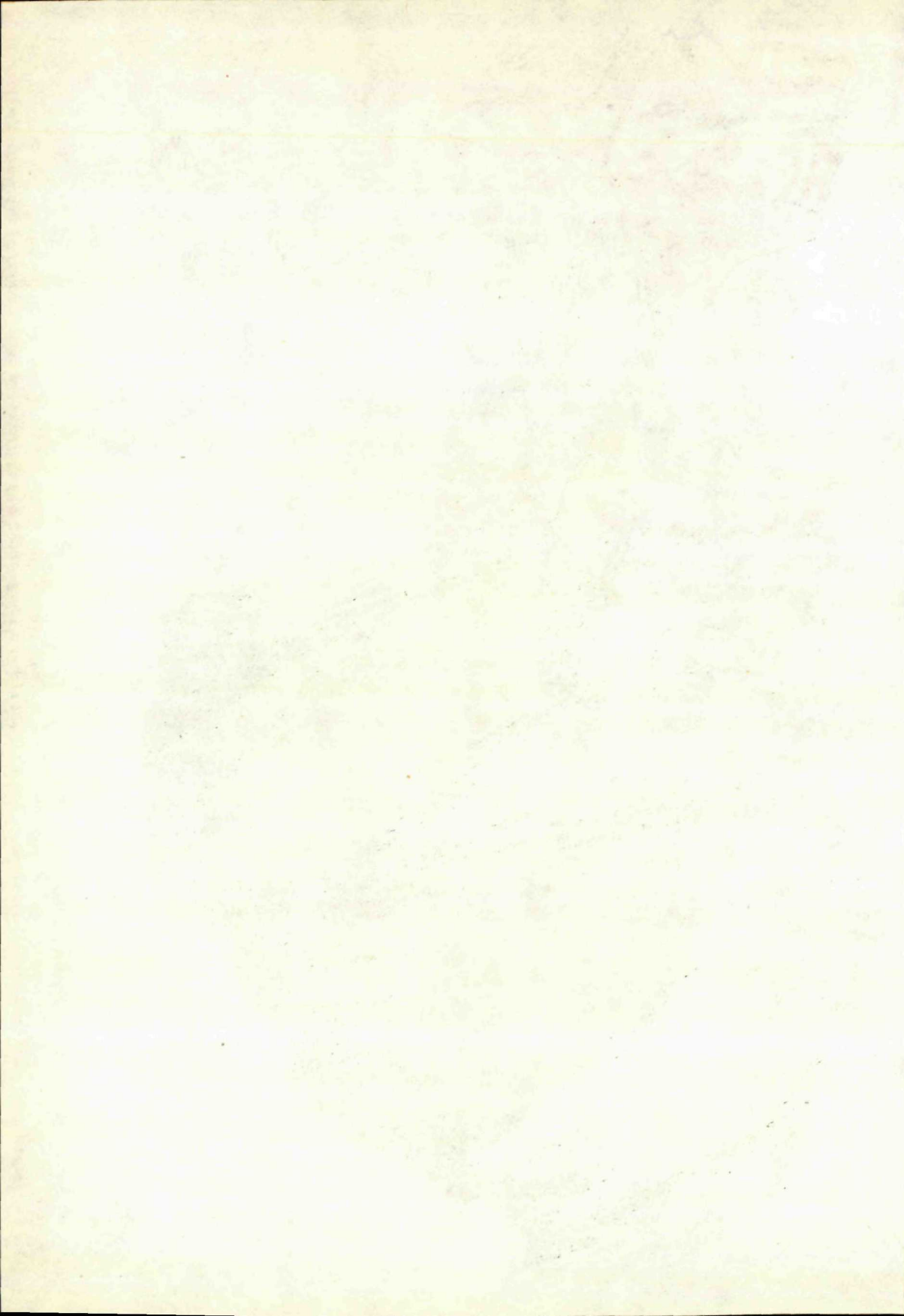
Súčasnú rozčlenenie litofácií na proximálne a distálne (R. G. Walker 1967) sa zakladá na komplexnom štúdiu sedimentov vo vzťahu k zdrojovým zónam. Pre tektonické dešifrovanie pohybu hmoty zachovanie proximálnych či distálnych litofácií má dôležitý význam.

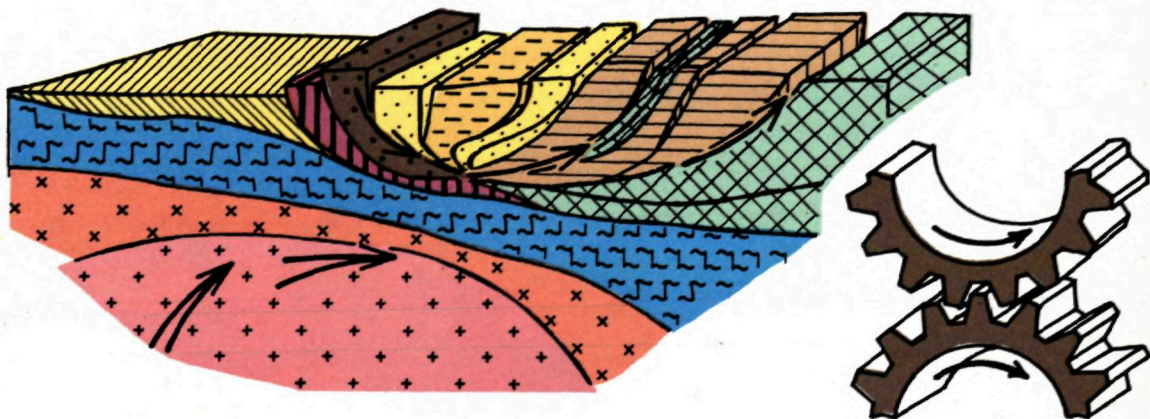
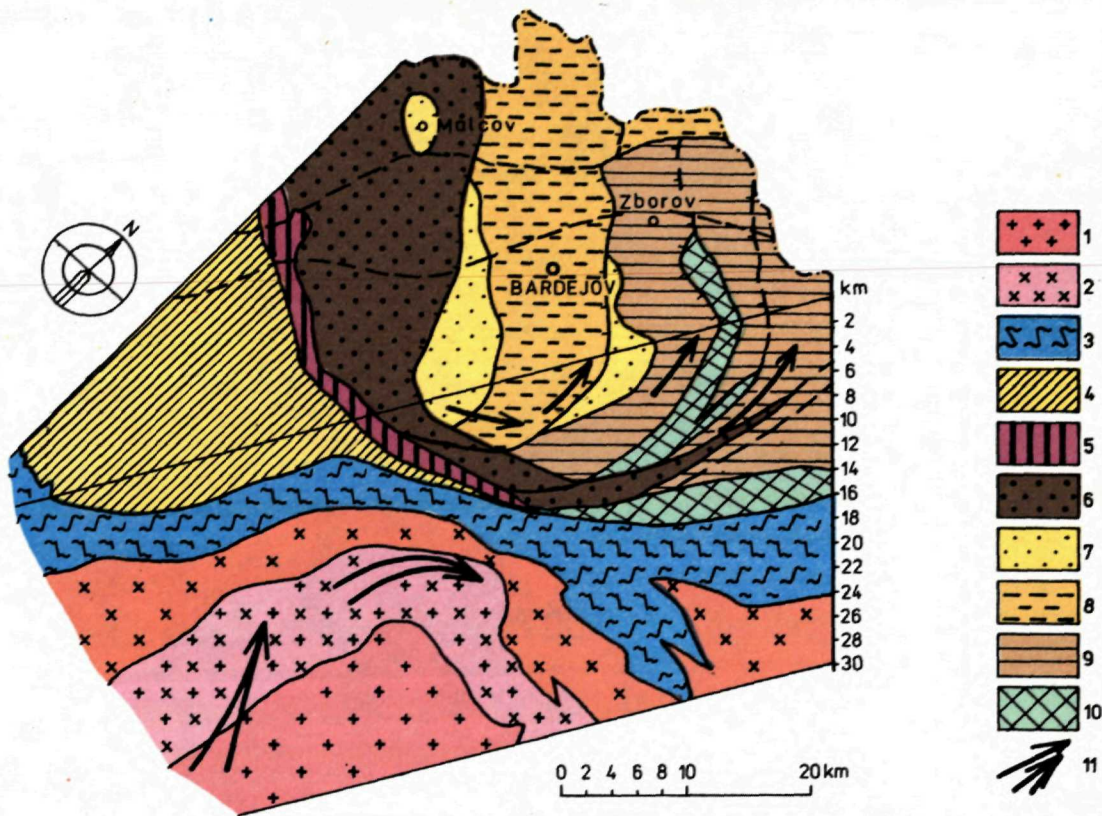
Vezmime si za príklad vnútrokarpatský paleogén severne od Nízkych a Vysokých



Obr. 5 Schematická rekonštrukcia pohybu blokov

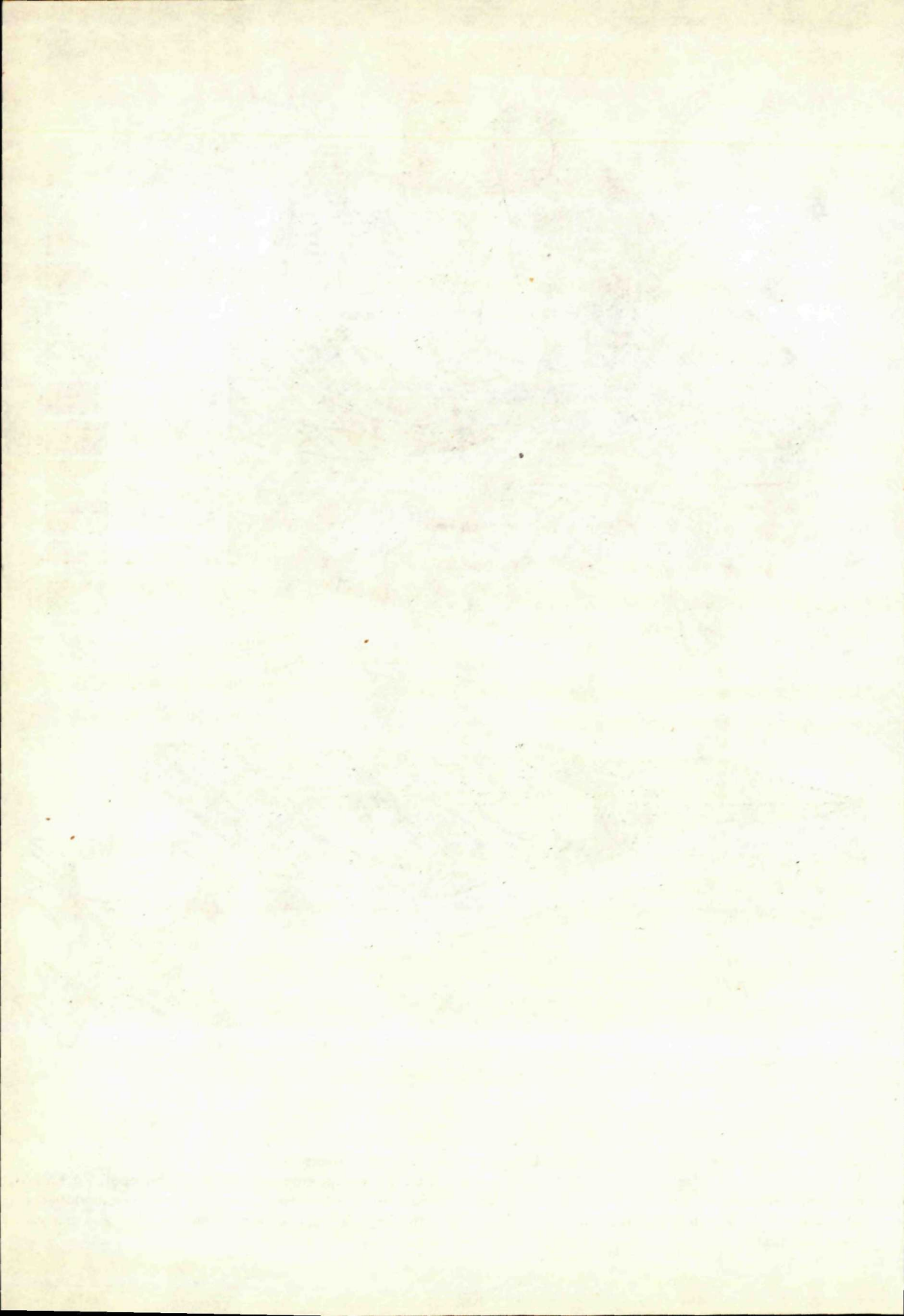
1 - hlavný smer pohybu hmoty, 2 - smer transgresie a regresie, 3 - smer násunu blokov, 4 - relatívne vertikálny pohyb blokov, 5 - smer zvyšovania odporu trenia, 6 - predpokladaný zôšah parciálneho tavenia hmôt, 7 - A, B, C ... bloky, 8 - magmatické krby s prívodovými cestami magmy a ich povrchové prejavy





Obr. 8 Blokdíagramy znázorňujúce pohyb hmoty na východnom Slovensku

1 - predpokladaná oblasť pribúdania viskózneho prostredia, 2 - predpokladaná oblasť pohybu podložia Karpát, 3 - centrálné Karpaty vcelku, 4 - centrálnokarpatský paleogén, 5 - bradlové pásmo, 6 - krynická jednotka, 7 - ombronský flyš, 8 - bystrická jednotka, 9 - račianska jednotka, 10 - duklianska jednotka, 11 - smer pohybu hmotných bodov



Tatier, Braniska a Čiernej hory. Na mnohých miestach styk vnútrokarpatského paleogénu sa nezačína bazálnou litofáciou, ale hneď ílovcovo-pieskovcovým flyšom. Tento vzťah nie je normálny (rozumej sedimentárny), ale tektonický. Priblíženie sa distálnejších litofácií vnútrokarpatského paleogénu k centrálnym Karpatom je dôsledok podsunutia podložia pod vnútrokarpatský paleogén a zároveň nasunutia flyšových sekvencií smerom k juhu. Výskyt takýchto stykov paleogénu so svojim južným okrajom upozorňuje tiež na tektonickú segmentáciu (blokovú stavbu). Jednotlivé podložné bloky buď „nesú“ aj svoje tektonicky nepostihnuté nadložie na seba, alebo sa od neho oddelili a podsunuli sa pod svoje nadložie. Potom je zachovanie proximálnych litofácií najlogickejšie hľadať severne od dnešného styku vnútrokarpatského paleogénu s centrálnymi Karpatmi.

Doteraz vrtnými prácami všade v podloží vnútrokarpatského paleogénu zachytená báza len dokumentuje skutočnosť, že bazálna časť sa pri tektonických pohyboch obyčajne premiestňuje spolu so svojim podložíom. Podložie bázy má odlišné fyzikálno-mechanické vlastnosti ako flyšové sekvencie. K odtrhnutiu pri premiestňovaní zväčša dochádza nad bazálnym komplexom. Kým báza so svojim podložíom nie je deformovaná, nadložný flyš je zvrásnený.

Otázkou je, ktorým smerom postupovali koreňové zóny (resp. odlučné oblasti) vnútrokarpatského paleogénu. Na centrálnych Karpatoch, tvorených mezozoikom a kryštalinikom, pri južnom okraji transgresívne leží vnútrokarpatský paleogén. Jeho báza, na jednotlivých blokoch takmer nedeformovaná, spolu s mezozoikom a kryštalinikom je posunutá severným, resp. ssv. smerom. To znamená, že koreňová oblasť, resp. odlučná oblasť vnútrokarpatského paleogénu je posunutá severnejšie od svojich nadložných flyšových sekvencií. Paleogén ako celok na východ od zárivskej sigmoidy je premiestňovaný smerom od juhu k severu, resp. od JJZ k SSV.

Smer posúvania centrálnych Karpát pod flyš od juhu, resp. JJZ k severu (SSV) spôsobil aj celkovú vejárovitú stavbu flyšových sekvencií. Flyšové litofácie tak vnútrokarpatského paleogénu, ako aj vonkajšieho flyšu v jednotlivých segmentoch (blokoch) buď úplne chýbajú, alebo sú zachované len čiastočne. Tento jav je najmarkantnejší v styku flyšu so zdrojovou oblasťou. Najčastejšie chýbajú nielen samotné zdrojové oblasti, ale aj ich nadložné sedimenty, ktoré sú bázou flyšu. Tektonické pohyby, ktoré spôsobili zmiznutie pôvodne na seba nadväzujúcich litofácií flyšu, zanechali za sebou deformácie vo flyšových sedimentoch, na ktorých sa dajú zmerať vektory pohybu hmotných bodov.

Zo stratigrafických štúdií E. Köhlera (P. Gross—E. Köhler 1980) vieme, že postup transgresie bol v oblasti Liptovskej kotliny od severu k juhu. Tento predpoklad sa potvrdil aj severne od Čiernej hory. Smer presunu hmotných bodov deformovaného flyšu tiež vykazuje zhodný smer (obr. 1—2). Podložie vzhľadom na deformačné pohyby flyšových sekvencií, ktoré sú na južnom okraji paleogénu takmer neporušené a plynule prechádzajú do bázy paleogénu, ukazuje smer pohybu od juhu k severu (obr. 2).

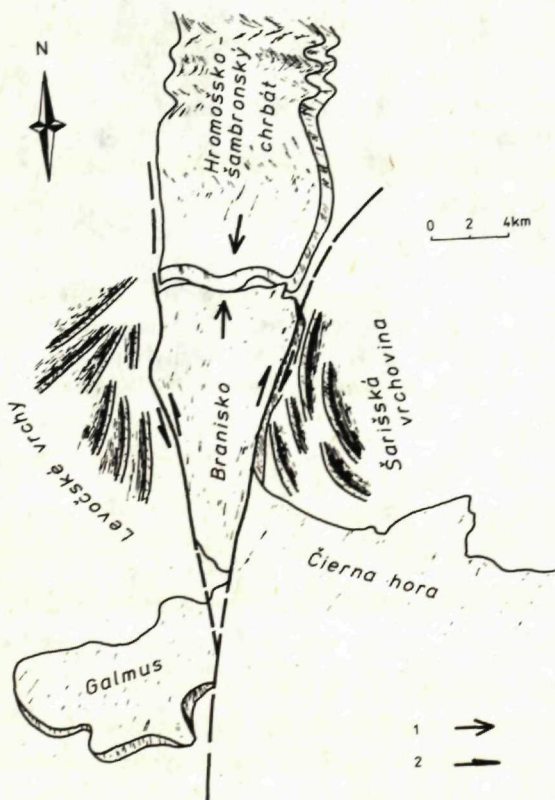
Rozloženie litofácií magurského flyšu na východnom Slovensku (priebeh, vzťah k zdrojovým zónam), ako aj ich zmiznutie, resp. pohltie, či zničenie vykazuje smer pohybu hmotných bodov (pohyb hmoty) vonkajšieho flyšu (konkrétne čergovskej

jednotky), ktorý voči vzťažnému bodu (bradlové pásmo) vykazuje smer od severu k juhu, resp. SSV k JJZ. Dráha hmotných bodov je determinovaná vektormi v odlišnej dĺžke a smere pohybu. V južnej oblasti magurského flyšu je smer pohybu hmotných bodov (napr. tektonických deformácií) voči vzťažnému bodu (bradlové pásmo) k juhu, kým v severnej magurskej oblasti, ako vyplýva z tektonických deformácií, je pohyb bodov opačný (obr. 3).

Vysoké Tatry ako produkt posunu blokov

Vysvetľovanie skrátenia priestoru pri tektonických procesoch či už v období vzniku príkrovovej teórie v Karpatoch alebo v období snahy objasniť tektonický pohyb v Karpatoch pomocou pohybu litosférických dosiek („plate tectonics“) naráža na mnohé ťažkosti.

Jednou z najzávažnejších ťažkostí je objasnenie a určenie oblastí pohltenia podsúvajúcej sa hmoty. Procesy, ktoré dali do pohybu presúvajúcu sa hmotu (pohyb litosférických dosiek), sú podrobne rozoberané v prácach W. J. Morgana, X. Le



Obr. 4 Relatívny pohyb Braniska vzhľadom na jeho okolie
1 — smer pohybu hmotných bodov, 2 — smer odporu trenia

Pichona (1968), B. Isaksa, J. Olivera, L. R. Sykesa (1968) a ďalších. Sily, pôsobiace na hmotu formou pohybu sú taktiež predmetom objasňovania zmeny litosférických dosiek. Strácanie, resp. pohlcovanie, či anatexia premiestňovaných hornín, je zasa úzko spojená s hypotézou horúcich centier (hot spots) a plášťových termálnych stĺpcov (mantle plumes).

V centrálnych Karpatoch pri paleogeografických rekonštrukciách v kriede a paleogéne sa často vyskytujú kordilierové oblasti, zdrojové v určitom stratigrafickom období. Ich zánik, resp. vznik často spájame s tektonickým pohybom. Pohltenie, ako aj vynorenie sa zdrojových zón v Karpatoch (flyšových) má na paleogeografických rekonštrukciách väčšinou pretiahnutý tvar (v smere karpatského oblúka). Tento smer je obvykle kolmý na smer pohybu uvažovaných násunov, resp. príkrovov.

Veźmime si ako markantný príklad vyčnievajúce oblasti, ktoré dodávali klastický materiál pre vnútrokarpatský paleogén. Sú to napr. Vysoké Tatry, Ružbašský mezozoický ostrov, Branisko, Čierna hora, Nízke Tatry, Humenské mezozoikum atď. Ich morfológia počas vývoja paleogénu bola ovplyvnená tektonickými pohybmi, čo dokazuje prínos materiálu do členitého flyšového bazénu. Vplyv pohorí bol evidentný. V inom stratigrafickom období paleogénu sa neprejavil. Táto pulzácia tektonických pohybov nemala len vertikálny charakter, pretože jednotlivé flyšové sedimenty obklopujúce spomenuté vystúpené obdukčné tvary pohorí, obsahujú deformácie flyšových sekvencií, vzniknuté pomocou horizontálnych pohybov (obr. 4).

Pohyb jednotlivých blokov (dosiek) je zhruba ohraničený systémom transformných zlomov. Vnútri maxiblokov (dosiek) sú však menšie bloky s nerovnomerne zrýchleným pohybom voči sebe, resp. iným blokom (obr. 5). Takto vzniká pohybová mozaika blokov, ale zároveň aj vyzdvihovanie, resp. poklesávanie pohybujúcej sa hmoty. Z Karpát poznáme príklady, že pohyb veľkých blokov je sprevádzaný vulkanickou činnosťou, ktorá nevznikla na šariážnych plochách, ale práve na transformných zlomových systémoch kolmých na smer násunu. Z toho dôvodu ani príkrovové plochy v Karpatoch, ale aj v Alpách, kde sa nasúvajú niederostalpinske príkrovy na peninikum, nemajú prejavy vulkanickej činnosti. Zato pohoria Vihorlat, Slanské vrchy, ale aj kremnicko-štiavnické vulkanity vystúpili po tektonických jazvách, ktoré sú kolmé na pohyb presúvajúcej sa flyšovej hmoty. Veľké zlomové systémy, pozdĺž ktorých sú celé flyšové sekvencie otočené o 90° (vihorlatský a zázrivsko-párnický zlomový systém) obsahujú vulkanické centrá priamo v ich priebehu a nielen vulkanické sedimenty v obklopujúcich horninách.

Túto hypotézu subdukčných, resp. obdukčných pohybov blokov potvrdzuje aj tektonická rekonštrukcia pohybu hmoty L. Trevisana (1950) in L. U. de Siter (1960). Kým sa určitá hmota, resp. blok či doska dostane do pohybu, musí sa pomocou motorickej sily reprezentovanej tlakom magmatickej hmoty, plynov, resp. inej sily odtrhnúť od svojho okolia. Tým je jej hĺbkový zásah determinovaný. Hĺbkový zásah na okrajoch dosiek, resp. blokov určuje stupeň transformných zlomov. Ak sú veľké, hĺbkove môžu slúžiť ako prírodné kanály pre magmu zo spodného plášťa (obr. 5). Len ťažko si vieme predstaviť, že pohyb hmoty s transformnými zlomovými systémami na svojich okrajoch by v oblasti podsunutia, resp. nasunutia mohol vytvoriť také podmienky v oblasti kolízie dvoch hmôt, že by došlo

ešte k vytvoreniu výstupových ciest pre magmu. Naopak, v týchto miestach kompresie síce mohlo dôjsť k deformáciám hmoty, ale k hĺbkovému prepojeniu s magmatickými centrami asi nedošlo.

Preto z hľadiska pohybu hmoty k subdukčným, resp. obdukčným pohybom blokov či litosférických dosiek mohlo dôjsť paralelne so smerom pohybu, a nie kolmo na tento pohyb (obr. 5).

Aj dnes pohoria vystupujúce na povrch, napr. Vysoké Tatry či Branisko, považujem za obdukčný prejav výzdvihu na zlomovom systéme medzi blokmi. Na podtatranskom zlomovom systéme na povrch vystupuje tiež ružbašský mezozoický ostrov.

Branisko, vyzdvihnuté na sj. poruchovom systéme nad flyšové sedimenty, tiež malo po usadení paleogénnych sedimentov tendenciu horizontálneho posunu. Dokumentujú to horizontálne deformácie flyšových sedimentov v jeho blízkosti (pozn. J. Nemček 1978). Veľké bloky, resp. litosférické dosky, ktorých okrajové transformné zlomové systémy zasahujú hĺbkove až do oblasti Mohorovičičovej plochy nespojitosti (Moho), sú ohraničené nielen transformnými zlomovými systémami, ale tiež výlevnými vulkanitmi. Rozhranie veľkých blokov na východnom Slovensku s výraznými poruchovými systémami sprevádzajú vulkanity Vihorlatu a Slanských vrchov. Sú založené na transformných poruchových systémoch pohybujúcich sa blokov (obr. 5). Zázrivsko-párnický poruchový systém vo svojom pokračovaní má tiež prejavy vulkanizmu z ktorých vyplýva, že subdukčné, resp. obdukčné prejavy blokov riadia motorické sily. Tie dávajú do pohybu premiestňujúcu sa hmotu, ale k obdukcii, resp. subdukcii blokov prichádza práve na poruchových transformných systémoch (obr. 5) a nie na šariášnych plochách.

Z toho dôvodu oblasť subdukcie je potrebné vo flyšových Karpatoch hľadať už počas ich premiestňovania, a nie pri ich ukončení. Bočné pôsobenie síl hmotných substancií bol určujúci faktor, ktorý spôsobil anatexiu jednotlivých blokov litosféry. Takto subdukujúce bloky sa do vyšších litosférických oblastí dostali už len vo forme vulkanických telies.

Zlomová kinematika flyšu

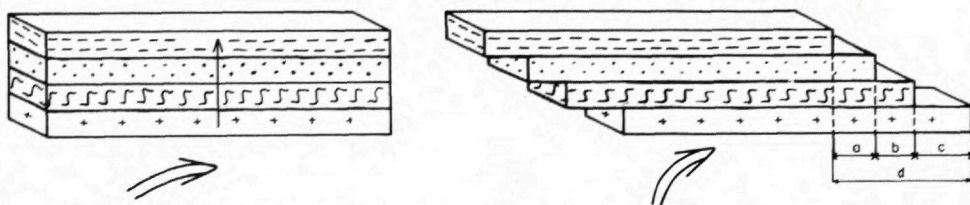
Na všetkých tektonických schémach, resp. mapách rozličných mierok z východoslovenského flyšového pásma sú zrejmé dva dominantné smery tektonických porúch. Sú to tektonické poruchy, resp. systémy porúch ssv.—jjz. smeru, ktoré vznikali skôr ako násunové či prešmykové tektonické poruchy sz.—jv. smeru. Sklon násunových alebo prešmykových tektonických línií je tak k severu, ako aj k juhu. Ich hĺbkový dosah je podstatne plytší ako dosah tektonických systémov ssz.—jjz. smeru. Tento poznatok je logický už aj preto, že ak pohyb hmoty nastal vplyvom endogénnych síl, táto hmota sa musela najskôr niekde odtrhnúť a potom sa nasunula alebo podsunula na inú hmotu.

Vo východoslovenskom flyšovom pásme vyčleňujeme systém porúch ssz.—jjz. smeru, pozdĺž ktorých vznikali horizontálne deformácie (otočenie krýh, sygmoidy)

a poruchy sz.—jv. smeru, vytvorené vertikálnymi deformáciami (šupiny, vrásky, násuny, príkrovy). Kým ssv.—jjz. systém tektonických porúch (zlomov) má obvykle komplikovaný priebeh, násunové, resp. prešmykové porušenie flyšových sedimentov sa viaže na litofaciálne, resp. litofaciálno-stratigrafické rozhranie. U tektonických porúch sz.—jv. smeru môžeme ľahšie stanoviť vek vzniku poruchy ako u tektonických systémov ssv.—jjz. smeru, kde je rozpätie vzniku porúch širšie. Tektonické poruchy prešmykového charakteru (násuny, prešmyky) zväčša zaberajú len krátky časový úsek, ktorý sa často stotožňuje s niektorou fázou vrásnenia.

Ssv.—jjz. tektonické systémy presekávajú celé stratigrafické horizonty a ich priebeh je často vetvený. Významné tektonické systémy oddeľujú od seba jednotlivé bloky a sú často aj niekoľko desiat km dlhé a niekoľko km široké. Ako príklad vo východoslovenskom flyši môže slúžiť vihorlatsko-cirošský poruchový systém (J. Nemček 1970) siahajúci do Poľska (do oblasti Przemysla).


Pre násunové, resp. prešmykové línie je typické, že sa na nich stýkajú dve vekovo rozdielne litofácie, resp. celé súvrstvia. Je zriedkavou výnimkou, že sú na seba nasunuté rovnakoveké litofaciálne sedimenty, oddelené iba tektonickou líniou.




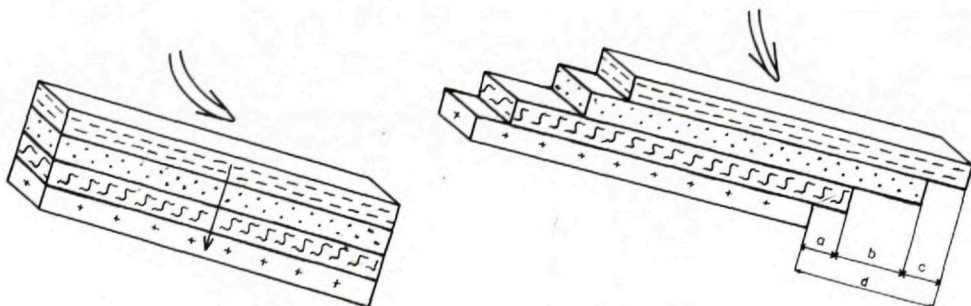
Obr. 6 Premiestňovanie hmotných bodov pomocou endogénnych motorických síl

a, b, c = veľkosti dráh hmotných bodov

d = súčet veľkostí dráh hmotných bodov

 smer zvyšovania odporu trením

 smer pôsobenia motorických síl, ktoré dali hmotné body do pohybu



Obr. 7 Premiestňovanie hmotných bodov pôsobením gravitácie

Bloky, resp. kryhy počas horizontálneho posunu smerom k SSV mali nerovnomerný, resp. nerovnomerne zrýchlený alebo nerovnomerne spomalený pohyb. Výsledný pohyb malých kryh (blokov) popri sebe je síce jednosmerný, ale nerovnomerný. Len takto sa mohlo stať, že na tektonických poruchových systémoch ssv.—jjz. smeru sa na jednom mieste vedľa seba vyskytujú rovnoveké litofaciálne horizonty a na inom mieste zasa úplne odlišné stratigraficko-litologické horizonty.

Príčiny a výsledok pohybu flyšových sekvencií

Príčiny pohybu ako náplň dynamiky pohybu možno najlepšie skúmať na jednotlivých flyšových segmentoch, ktoré sú viac-menej už stanovené na základe tektonických, sedimentologických a stratigraficko-litologických štúdií.

Najjužnejšou flyšovou doskou, ktorá tvorí nadložie centrálnych karpát (kryštalinika a mezozoika) je vnútrokarpatský paleogén (obr. 3). Ďalšou doskou, resp. samostatnou fyzikálno-mechanickou jednotkou, je bradlové pásmo. Magurský flyš pôsobením odlišných mechanicko-fyzikálnych vlastností bol tektonicky diferencovaný na niekoľko čiastkových litofaciálnych dosiek, čo sa v starších prácach často stotožňuje s tektonickými, resp. litofaciálnymi jednotkami magurského flyšu (krynická, bystrická a račianska jednotka). Duklianska jednotka je vo východoslovenskom flyšovom pásme tektonicky diferencovaná doska, ktorá zatiaľ nebola podrobnejšie členená.

Vzťahy tektonických deformácií medzi flyšovými doskami poukazujú na príčiny (dynamiku) jednotlivých tektonických premiestnení flyšovej hmoty. Motorické procesy, ktoré dali povrchovú flyšovú hmotu do pohybu, pochádzajú pravdepodobne z astenosféry, odkiaľ sa sila prenáša na jednotlivé bloky litosféry (resp. menšie bloky), ktoré nie sú viazané na povrchovú diferenciáciu flyšových sedimentov. Ich rozšírenie siaha do podložia flyšu (do litosférickej oblasti). Tak pohyb z astenosféry pomocou kladných i záporných síl nadobúdal rôzne formy. Pohyb po kružnici je jedným z najlogickejších vyjadrení pohybu tak v astenosfére, ako aj litosfére. Prapríčina tohto pohybu tkvie v samotnej zákonitosti výmeny tepelnej energie. Tektonický pohyb hmoty vrchných litosférických dosiek, ako aj pohyb flyšovej hmoty si môžeme názorne vysvetliť otáčajúcim sa mechanizmom súkolia ozubených kolies (obr. 8). Keď sa podložné bloky litosféry posúvajú smerom k SSV, resp. severu, na nich „plávajúce“ flyšové sedimenty sa tiež presúvajú tým istým smerom, ale s časovou stratou za podložným pohybom. Kým vrchné súkolie reprezentujú nadložné dosky, spodné zobrazuje pohyb nadložných blokov zasahujúcich do astenosféry (do oblastí anatexie). Týmto spôsobom si ľahšie môžeme vysvetliť vznik smilnenského tektonického okna. Odrhnuté sedimenty duklianskej jednotky, vyvlečené na povrch spolu so sedimentmi magurského flyšu, boli zároveň magurským flyšom aj zakryté. Z dnešného preskúmania smilnenského tektonického okna sa javí logickejší druhý výklad H. Swidzinského (1934) o vzniku tohto tektonického okna. Pôvodne uvažoval o pokračovaní duklianskej jednotky pod magurský flyš

bez odtrhnutia a neskôr hovorí o „porwaku“ útržku duklianskej jednotky uprostred magurského flyšu.

Literatúra

- GROSS, P.—KÖHLER, E. 1980: Geológia Liptovskej kotliny. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ISACS, B. L.—OLIVER, J.—SYKES, L. R. 1968: Seismology and the New Global Tectonics. *J. geophys. Res.*, 73, Washington, 5855—5899.
- MORGAN, W. J. 1968: Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *J. geophys. Res.*, 73, Washington, 1959—1982.
- NEMČOK, J. 1970: Príspevok k poznaniu niektorých tektonických zmien východoslovenského flyšu vo vzťahu k paleoprúdovým systémom. *Geol. Práce, Správy* 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 101—113.
- NEMČOK, J. 1978: Deformácie flyšových sedimentov ako odraz dynamiky podložia. *Západné Karpaty, sér. geológia* 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 35—58.
- LE PICHON, X. 1968: Sea floor spreading and continental drift. *J. geophys. Res.*, 73, Washington, 366—397.
- SWIDZINSKI, H. 1934: Uwagi o budowie Karpat fliszowych. *Panst. Inst. geol. Sprawozd.*, 8, Warszawa.
- WALKER, R. G. 1967: Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal sedimentary environments. *J. sed. Petrology*, 37, Tulsa, 25—43.
- SITTER DE, L. U. 1956: *Structural Geology*. McGraw-Hill Publishing Company Limited, New York—London—Toronto.

Ján Nemčok

Flysch Mass Movement in East Slovakia

Summary

The author studied the East-Slovakian Flysch Belt on the basis of kinematical data on the process of movements, and on the basis of dynamical data on the causes and certain types of mechanical movements.

The Central-Carpathian paleogene rests continuously on its southern contact with its basement. In places where the basal Paleogene is missing, it is thrust together with its higher lithological-stratigraphical members — over the Central Carpathians. The mass points of the Central-Carpathian Paleogene move southward (Fig. 1, 2). Similarly, the Krynica Unit thrusts over the Klippen Belt in the southern part of the Magura Flysch.

Newton's laws of motion facilitate a detail analysis of tectonic activity in the East-Slovakian Flysch. The resulting direction of the movement of mass points (flysch plates) was identical with the direction of the movement of subjacent lithospheric plates, although the direction of partial movements of mass points was opposite. It is seen on the thrusts of the Central-Carpathian Paleogene over the Central Carpathians and on the thrust of the Magura Flysch over the Klippen Belt. The movement of mass points is identical with the movement of a group of gear wheels. Motor forces causing the movements of mass points move on a circle. It is most likely in accordance with the law of thermal energy exchange. The movement of surficial mass points of flysch sequences also suggest movement on a circle. It is indicated by the thrust of the Central-Carpathian Paleogene over the Central Carpathians, and by two-direction overthrust of the Magura Flysch (Fig. 3).

The author also deals with the problem of subduction and emergence of the moving mass. Basing on the study and mapping, the author assumes that subduction or obduction of larger and smaller mass complexes

procurs in the direction of mass movements and not in direction perpendicular to the movements (Fig. 5). So he explains the uplift of the Vysoké Tatry (High Tatra) and Branisko Mts. and presumes that the uplift and subsidence of masses proceeded during its transport in the direction of the motor forces action.

Considered is also the function of fault systems. Not only that mass movements proceeded along the faults but in some periods magma ascended there from asthenosphere. Overthrusts have usually compression character, so the magma effusions usually does not occur there (Fig. 5).

Explanations of Figures

Fig. 1 Scheme of distribution of relatively stable and mobile points

Fig. 2 Scheme of point movements in deformed Central-Carpathian Paleogene

1 — Flysch Central-Carpathian Paleogene, 2 — Basal transgressive lithofacies, 3 — Central Carpathians undivided, 4 — Course of increasing friction resistance

Fig. 3 Scheme of movement of mass points in Outer Flysch in respect to relative point (Central Carpathians)

Fig. 4 Relative movement of Branisko Mts. in respect to their surroundings

1 — direction of movement of mass points, 2 — course of friction resistance

Fig. 5 Schematical reconstruction of block movements

1 — main direction of mass movement, 2 — transgression and regression directions, 3 — direction of block overthrust, 4 — relatively vertical block movement, 5 — course of increasing friction resistance, 6 — presumable partial mass melting, 7 — A, B, C, ... blocks, 8 — magmatic chambers with ascend ways of magma, their surficial products (volcanoes)

Fig. 6 Dislocation of mass points by endogene motor forces a, b, c — lengths of ways of mass points, d — total length of ways of mass points, \nearrow — course of increasing friction resistance, \nearrow — direction of motor forces action causing movement of mass points

Fig. 7 Dislocation of mass points due to gravity influence

Fig. 8 Block diagrams of mass movements in East Slovakia

1 — presumable area of increasing viscous environment, 2 — presumable area of movement of Carpathian basement, 3 — Central Carpathians undivided, 4 — Central-Carpathian Paleogene, 5 — Klippen Belt, 6 — Krynica Unit, 7 — Ombron Flysch, 8 — Bystrica Unit, 9 — Rača Unit, 10 — Dukla Unit, 11 — direction of mass points movement

Alena Jurková—Věra Molčíková—Pavel Čtyroký—Josef Polický

Nové nálezy eggenburgu na severovýchodní Moravě

2 obr. v textu, 6 fotogr. tab. (XXXII—XXXVII), anglické resumé

Abstract. Relicts of Miocene sediments in the basement of a Lower Badenian formation in the area of Karviná are ranged to the Eggenburgian on the basis of calcareous nannoplankton. It is likely that the clastics with peccens beneath flysch nappes in the borehole Bystřice-2 near Třinec, are of the same age.

Úvod

Doposud byl autochtonní eggenburg znám pouze z pískovny na Jaklovci v Ostravě, odkud bohatou molluskovou faunu popsal O. Ganss (1936) a její stáří revizí potvrdil P. Čtyroký (1958). Dále byl předpokládán ve vrtu Karviná NP 426, odkud určil I. Cicha (in. A. Jurková 1959) dírkovcovou faunu spodnomiocenního charakteru, odlišnou od typicky karpatské, jak je známa z Pobeskydí.

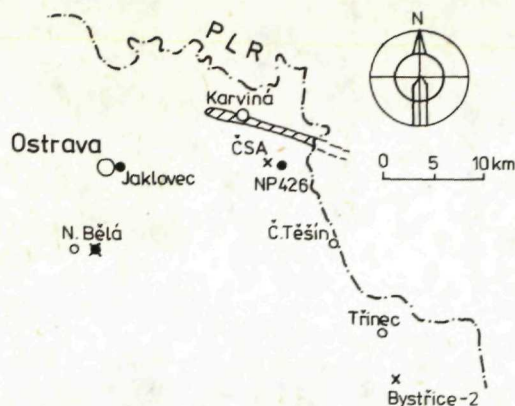
V průběhu let 1960—1967 byly sedmi vrty v prostoru mezi Dětmovicemi, Petrovicemi a Karvinou v podloží spodního badenu nad karbonem zjištěny sedimenty podle dírkovcové fauny (sdělení E. Novotné) jasně miocenní, ale blíže stratigraficky nezařaditelné. Byly předběžně označovány jako předbadenské, případně nejstarší badenské (A. Jurková in O. Strakošová et al. 1967). Teprve novější vrt Karviná-Ráj NP 738 (E. Hufová et al. 1980) poskytl z pelitů staršího miocenního souvrství dírkovcovou faunu a nanoplankton, které umožnily V. Molčíkové zařadit jednoznačně tyto vrstvy k eggenburgu. Současně byly stejnými metodami zpracovány spodnomiocenní písky ze staršího vrtu Karviná NP 426 se shodným výsledkem.

Příslušnost spodnomiocenních pískovců z vrtu Bystřice-2 jižně od Třince k eggenburgu se podle paelontologických výzkumů (mollusková fauna — P. Čtyroký, dírkovcová fauna a nanoplankton — V. Molčíková) nevylučuje ani jednoznačně nepotvrzuje, z hlediska litofaciálního vývoje se však zdá nejpravděpodobnější.

V allochtonní pozici uvnitř karpatských příkrovů zjistila burdigal v pelitickém vývoji E. Hanzlíková (1958) podle dírkovcové fauny ve vrtu Nová Bělá NP 114. Prozatím je to jediný zjištěný neautochtonní eggenburg na sv. Moravě.

Pozice lokalit je zřejmá z obr. 1.

RNDr. A. Jurková, CSc., Ing. J. Polický, CSc., Geologický průzkum, n. p., Ostrava, Krmelínská 22, 720 02 Ostrava; RNDr. V. Molčíková, CSc., Ústřední ústav geologický, pobočka Brno, Leitnerova 22, 602 00 Brno; RNDr. P. Čtyroký, CSc., Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19., 118 21 Praha



Obr. 1 Výskyty eggenburgu na sv. Moravě 1, 2 — paleontologicky doložené výskyty: 1 — souvislé v dětmarovické vymytině, 2 — izolované ostrůvky na ostravsko-karvinském karbonském hřbetu, 3 — výskyty paleontologicky ne zcela průkazné nebo nezkoumané, 4 — allochtonní výskyt v příkrovové stavbě

1. —, 2. •, 3. x, 4. *

Topografie výskytů eggenburgu

Nejrozsáhlejší souvislý výskyt eggenburgu je vázán na osní část dětmarovické vymytiny — paleodoliny v reliéfu karbonu, lemující na S ostravsko-karvinský karbonický hřbet. Eggenburg byl zjištěn v pruhu 10 km dlouhém a 0,5 až 1 km širokém směru Z—V až ZSZ—VJV mezi Dětmarovicemi a státní hranicí s PLR. Báze eggenburgu (povrchu karbonu) zde leží v úrovni -665 m (vrt Dětmarovice NP 713) až -838 m (vrt Petrovice NP 722) a mocnost se pohybuje od 16,7 do 42,0 m. Podle údajů polských geologů (Z. Buła, D. Jura, v tisku) jsou tyto vrstvy, které označili jako žebrydowickou formaci, rozšířeny i v pokračování dětmarovické vymytiny na území PLR a 4 km na V od státní hranice ve vrtu Žebrydowice—13 již dosahují mocnosti 130 m.

Další výskyty eggenburgu jsou izolované: vrt Karviná — Staré Město NP 385 s bází eggenburgu v hloubce -561 m a s mocností 3,1 m, vrt Karviná NP 426 s bází -102 m (pod hranou vrcholové plošiny ostravsko-karvinského hřbetu) a mocností kolem 12 m, v obdobné pozici důlní lokality v poli Čs. armády na úrovni -204 m. Rozšíření eggenburgu na Karvinsku znázorňuje obr. 2.

Výchoz na Jaklovci — lokalita č. V u vodárny, popsána O. Ganssem (l. c.) — leží v úrovni kolem $+250$ m, na vrcholové plošině ostravsko-karvinského karbonického hřbetu. Mocnost eggenburgu se zde odhaduje na 15 m. Výskyt ve vrtu Bystřice-2 má bázi v úrovni -1018 m a mocnost 9,5 m. V tomto jediném místě neleží spodní miocén na karbonu, nýbrž na metamorfitech.

Litologická charakteristika

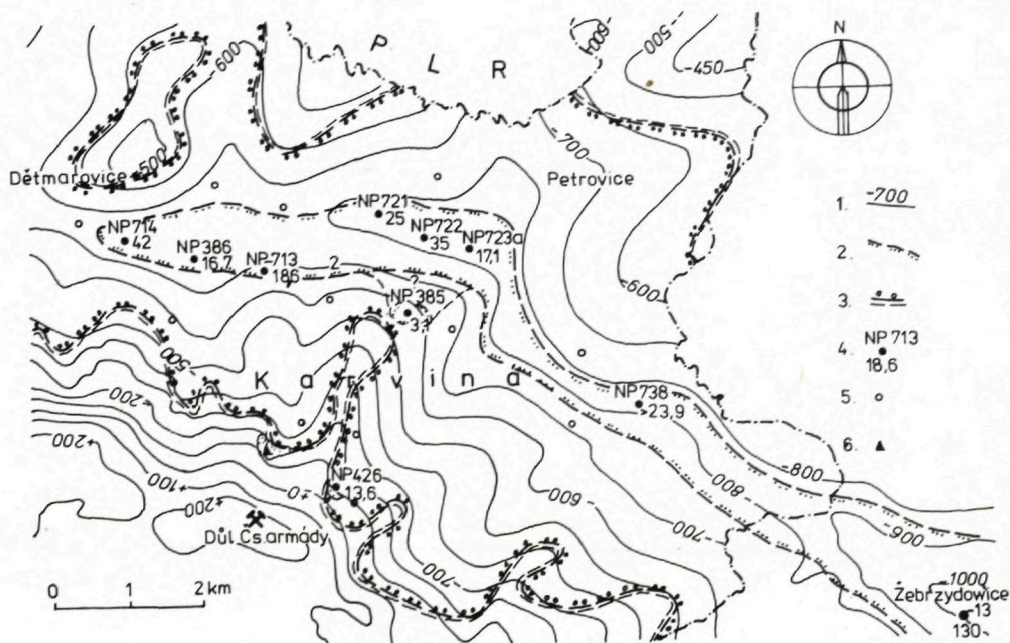
Sedimenty eggenburgu jsou mořské a vznikaly v různých faciálních podmínkách, vesměs v rozmezí litorálu až neritika.

Příbřežní facii patří písčité vápnité sedimenty s faunou z Jaklovce. Jim se podobají zrnitostí, nízkým stupněm vytržidění, proměnlivým zpevněním a přítomností hojně, většinou fragmentované fauny klastika z vrtu Bystřice-2. Byla zastížena vrtným jádrem v hloubce 1436—1439,5 m. Převládající horninou je světle šedý polymiktní pískovec šmouhovitě až chaoticky konglomerátický, s proměnlivým podílem karbonátického, místy kalcitového tmelu. K bázi přechází v konglomerátický pískovec s valounky do velikosti 20 mm. Méně stmelené partie pískovce jsou slabě impregnované zemním olejem. Makroskopicky byly vedle zbytků fauny a ojedinělých lépe zachovalých misek mlžů patrný zuhelnatělé stonky rostlin, konkrerce pelokarbonátů a zrna glaukonitu. Mikropetrografický výzkum klastik z vrtu Bystřice-2 provedl J. Polický s následujícími výsledky:

Křemen (30—54 %) převážně undulózně zcháší, je nestejně sférický, různě opracovaný. Nejlépe zakulacená zrna jsou menší než 0,5 mm. Stupeň opracování je místy zastřen silnými korozními účinky kalcitového tmelu. Kalcit vyplňuje rovněž četné praskliny v křemenných zrnech. Některá zrna uzavírají jehličky sillimanitu.

Živce (1,4—5,2 %) jsou silně kaolinizovány, sericitizovány a korodovány kalcitem. Některá zrna nahrazuje kalcit téměř úplně. Draselný živce převládá nad plagioklasy (andezin—oligoklas). Přítomny jsou i velké agregáty živcových zrn.

Slídy jsou vázány především na úlomky hornin — rul. Ojedinělé jsou lupínky muskovitu až 4 mm velké a menší deformované lupínky biotitu.



Obr. 2 Rozšíření eggenburgu v dětmárovecké vymytině

1—vrstevnice povrchu karbonu, 2—předpokládané omezení výskytů eggenburgu, 3—styk bazální klastické a pelitické facie spodního badenu na povrchu karbonu, 4 — vrty, které zastihly eggenburg, s uvedením mocnosti, 5 — vybrané vrty ostatní (bez označení), 6 — čelba průzkumného překopu z dolu Čs. armády

Úlomky hornin jsou zastoupeny poměrně hojně a jsou zpravidla dobře opracované.

Stabilní horniny tvoří různé typy kvarcitů, ojedinělá jsou zrna rohovců. Vedle hojnějších čistě křemenných šedých kvarcitů s různou zrnitostí a strukturou (mozaikovitou, suturovitou, laločnatou aj.) tvoří menší podíl chloritické, sericitické a vzácně i živcové metakvarcity. Makroskopicky černošedé, vždy dobře opracované rohovce mají chalcedonovou stavbu a nepravidelnou síť křemenných žilek bez rudního pigmentu.

Z nestabilních hornin převládají dobře opracovaná, většinou izometrická zrna hnědošedých karbonátů (organomikritických vápenců, dolomitizovaných vápenců a mikrokystalických dolomitů) a opracované úlomky makrofosilií. Hojně jsou dále úlomky biotitické ruly, často se silnou chloritizací biotitu a kaolinizovanými živci. Zcela ojedinělé jsou protáhlé úlomky tmavošedých břidlic, drobné neostře omezené úlomky oxidovaných uhelných zbytků a křemen-živcové agregáty.

Základní hmota prachovito-jílovitá obsahuje neopracovaná zrnka křemene i živců, šupinky sericitu, vápnité mikrofosilie a rozptýlenou uhelnou hmotu. Jílové minerály jsou zastoupeny hrubě šupinkovitým kaolinitem. Původně byla pórového strukturního typu, ale je silně zatlačována kalcitovým tmelem.

Přehled o kvantitativním zastoupení jednotlivých složek pískovce podává tab. 1.

Rozbor obsahu těžkých minerálů provedl ze tří vzorků I. Krystek. Výsledky jsou shrnuty v tab. 2.

Podle I. Krystka jsou obsahy granátu, staurolitu a zirkonu obdobné, jako v eggenburg-ottnanských sedimentech střední a jižní Moravy. Vysoký obsah apatitu, který je zčásti autigenní, připomíná eggenburg vídeňské pánve. Biotit v těžké frakci pochází z rul, tvořících zde přímé podloží.

Jiného charakteru jsou příbřežní písčité sedimenty z vrtu Karviná NP 426 a výzkumného překopu 011 h v Dole Čs. armády (A. Jurková 1959). Písky jsou křemenné, jemně, řídkěji středně zrnité, s proměnlivou vápnitójílovitou příměsí, kongrecionálně zpevněné vápnitým tmelem a obsahují euhalinní faunu měkkýšů, dírkovcovou i nanoplankton. Průvalem v důlním překopu byly vyneseny i bloky lumachel, z nichž však fauna nebyla zpracována a není již dostupná.

Eggenburské sedimenty na dně dětmarovické vymytiny se od předchozích výskytů litologicky výrazně odlišují. Převážně jsou zde vyvinuty jako pelity s nepravidelnými

Tabulka 1 Modální složení pískovců spodního miocénu z vrtu Bystřice-2

Hloubka v m	1436,3	1436,9	1437,5	1438,3	1438,7
Křemen, kvarcity, rohovce	58,3	60,9	42,2	67,9	48,2
Úlomky karbonátů a makrofauny	5,6	6,5	17,6	11,2	18,1
Úlomky nestabil. hornin	12,0	3,7	13,9	1,8	3,2
Živce	2,6	5,2	1,4	1,5	2,1
Slídy	0,3	0,6	0,2	0,1	0,6
Zákl. hmota	2,9	4,6	0,3	5,5	—
Tmel kalcit.	18,2	18,4	25,4	11,8	27,6
TM	gl, Gr, St, Tu, Ap, Zr	gl, Zr, Tu, Gr	gl, Ap, St	St, Zr, Ap	gl, Zr

gl — glaukonit, Gr — granát, St — staurolit, Tu — turmalín, Ap — apatit, Zr — zirkon

Tabulka 2 Kvantitativní analýza těžkých minerálů v pískovcích spodního miocénu z vrtu Bystřice-2

Hloubka	Gr	St	Ru	Tu	Zr	Ap	Poznámka
1436,00	47	14	1	4	16	18	Ap s pleochroic. jádry, hojný Bi s grafitem, gl
1437,00	64	10	—	12	6	8	pyrit hojný, Ap zč. autigenní, zč. silné opracování zrn
1439,00	++	+	+	+	+	+	záplava pyritu, TM málo pro kvantit. rozbor, ojediněle pyritiz. mikrofauna

Gr — granát, St — staurolit, Ru — rutil, Tu — turmalín, Zr — zirkon, Ap — apatit, Bi — biotit, gl — glaukonit

polohami až několikametrovými písků a štěrkovitých písků (např. vrt NP 721). Místy se na bázi vyskytují vtroušené balvany zvětralých karbonských hornin (vrt NP 714), jejichž nakupení dává horninám ráz suťové brekcie (vrt NP 713). Litologie je vzhledem k sporadickému odběru vrtných jader odvozena z karotážních měření.

Více informací poskytl vrt NP 738, ve spodní části průběžně jádrovaný. Zastihl v nejhlubší části dětmarovické vymytiny pod pelity psamiticko-psefitický horizont, který můžeme považovat za transgresivní, i když v tomto místě nebylo dosaženo karbonu.

Pelitický vývoj eggenburgu ve vrtu NP 738 je zachován v mocnosti 10,2 m. Jílovce jsou tmavošedé s nazelenalým odstínem, slabě vápnité a nevápnité, s polohami světleji nazelenale šedými. Jsou hutné, na omak mastné, jen místy slabě prachovité, lasturnatého lomu. Povlaky a tenké laminy prachu i jemného písku zvýrazňují horizontální rovnoběžné, místy přerušované a tence čočkovité zvrstvení. Vyskytují se i polohy do mocnosti 20 cm šedého a nahnědle šedého, velmi jemnozrného pískovce s jílovitou příměsí a vlasovými jílovými laminkami. Na vrstevních plochách je nakupena světlá slída a drobná zuhelnatělá rostlinná drť. Jílovce se od pelitických hornin spodního badenu ve vyšším nadloží odlišují tmavším zbarvením, převážnou nepřítomností rozptýleného prachu, nízkou až nulovou vápnitostí, ale především skladbou jílových minerálů. Difraktografické rozbory, zpracované J. Polickým, dokládají pro spodní baden illit-montmorillonitový typ jílovců s příměsí chloritu, pro eggenburg illitický typ s příměsí chloritu, s poměrně vysokým obsahem K₂O oproti spodnobadenským jílovcům, jak dokládají chemické analýzy (tab. 3).

Původci zvýšeného množství alkálií v pelitech eggenburgu byly patrně živce z pískovců hluboce zvětraleho karvinského souvrství na březích sedimentačního

Tabulka 3 Obsah alkálií v jílovitých horninách miocénu ve vrtu Karviná — Ráj NP 738

Vzorek z hl.	baden 853,00 m	eggenburg 1042,80 m
K ₂ O %	2,65	3,77
Na ₂ O %	1,04	1,24
LiO ₂ %	0,16	0,15

prostoru. V době sedimentace spodnobadenských pelitů byla však již zóna zvětralín na povrchu karbonu z větší části erodována a elevace reliéfu zaplaveny, takže přestaly být hlavním alimentacním zdrojem. Zvýšený obsah K_2O může vysvětlovat nápadný vzrůst přirozené radioaktivity jílovců eggenburgu oproti jílovcům spodního badenu, a to až o 80 % (z 0,75 na 1,3 pA/kg), jak se jeví v radiokarotážním záznamu z vrtu NP 738.

Styk pelitické facie s obzorem podložních klastik ve vrtu NP 738 je ostrý. Klastika byla provrtána v neúplné mocnosti 13,7 m. Podle interpolovaného průběhu vrstevnic povrchu karbonu nebude však jejich mocnost přesahovat 50 m. Vzhledem k nesoudržnosti a nízké kvalitě vrtného jádra byla klastika podrobena pouze makroskopickému popisu. V profilu lze pozorovat pozitivní gradaci od jemnozrného písku u stropu po střednozrný štěrk u báze, i když štěrkové a slepencové polohy tvoří též podřadné vločky (mocnosti 0,2 až 0,8 m) uvnitř písčitých vrstev. Písky jsou šedé, u stropu velmi jemnozrné, s hojnou vápnitójilovitou, níže jen jílovitou příměsí, obsahují prachovité laminky, hojnou světlou slídu a drobnou zuhelnatělou rostlinnou drť na rovných horizontálních vrstevních plochách. Řídce se vyskytují laminy středně zpevněného pískovce. S postupem do hloubky jsou písky špatně vytříděné, středně a hrubě zrnité až konglomerátické, polymiktní, nevrstevnaté. Vedle křemene jsou patrna zrná tmavošedých pracovců, šedo zelených jílovců, lupínky slídy, zuhelnatělá rostlinná drť.

Z písčitých poloh zpracoval těžké minerály I. Krystek a provedl srovnání s písky ve spodnobadenských pelitech (tab. 4). Obsahy těžkých minerálů eggenburgu z vrtu NP 738 a spodního miocénu z vrtu Bystřice-2 jsou podobné (tab. 2). Ve srovnání s badenem je nápadný relativně nízký obsah granátu a naopak vysoký podíl zirkonu, lokálně též apatitu.

Valouny štěrkových a slepencových poloh v písčitých vrstvách jsou dobře zaoblené, max. velikosti 5—8 cm, tvořené převážně kulmskými horninami (tmavošedé drobové pískovce a droby, prostoupené křemennými žilkami, černošedé prachovce a jílovce) a dále horninami produktivního karbonu, zejména různými typy navětrálých pískovců karvinského souvrství a prachovců s hrubými zuhelnatělými rostlinnými zbytky. Ojedinele se vyskytuje světle šedý kvarcit, šedo zelený rohovec, vápnitý

Tabulka 4 Kvantitativní rozbor obsahu těžkých minerálů z písčitých sedimentů badenu a eggenburgu ve vrtu NP 738

Hloubka	Gr	St	Ru	Tu	Zr	Ap	Ep	Poznámka
925,5 (baden)	87	—	—	5	—	5	1	biotit +++ pyrit +
978,1 (baden)	50	19	1	5	11	14	—	Ap má zč. pleochr. jádra, biotit +++
1053,4 (eggenb.)	19	—	6	1	22	52	—	hoj. autigen. siderit, biotit +++ Ap pleochr., zč. autigenní
1055,35 (eggenb.)	34	16	4	2	37	7	—	zirkony silně zaoblené

pískovec a jemnozrná červená hornina, připomínající tzv. pestré série karbonu. Základní hmota je šedozelená, jílovitopísčitá.

Ve spodní polovině profilu se vyskytuje střednozrný štěrk s valouny do velikosti 10 cm (jen zřídka většími), téhož složení jako ve štěrkových polohách výše uložených. Valouny do průměru 3 cm jsou dobře zaoblené, hrubší materiál je polozaoblený až poloostrohanný. Základní hmota je jílovitopísčitá až písčitojílovitá, šedozelená, hojná.

Písčitý vývoj svrchní části eggenburských bazálních klastik je jemnozrnější a petrograficky monotónnější oproti polymiktním pískům spodnobadenským, složení valounového materiálu štěrku je však v obou sedimentačních cyklech stejné.

Pelitický i klastický vývoj spodnomiocenních sedimentů z dětmarovické vymytiny je litologicky shodný s tzv. žebrzydowickou formací, zatím blíže stratigraficky nezařazenou, popsanou na území PLR z nadloží produktivního karbonu a podloží spodnobadenských bazálních klastik, — tzv. děbowieckiego pásma polských geologů — v oblasti Żebrzydowic (Z. Buła—D. Jura, v tisku).

Velmi podobné složení a stupeň opracování podstatné části valounového materiálu bazálních klastik spodního miocénu a spodního badenu ukazuje na obdobné podmínky vzniku — přítomnost fluvialních štěrků, přinesených tokem dětmarovického paleodolů z oblasti kulmu na Z, krátce transportovaný zvětralý materiál produktivního karbonu z přilehlých svahů a krátkých příčných údolí, promísení s prachovou a jílovou složkou, vymývanou z karbonských zvětralin v průběhu transgrese. Společnými znaky jsou také nepřítomnost makrofauny a jen sporadické fragmenty mikrofauny v tomto typu sedimentů.

Celý spodnomiocenní komplex v dětmarovické vymytině sedimentoval v hloubkové zóně neritika, zprvu s intenzivním prouděním (facie bazálních klastik), pak v klidnějších podmínkách (pelitická facie). Písčité sedimenty s faunou ve vrtu NP 426, na Jaklovci a snad i ve vrtu Bystřice-2 byly jejich příbřežním ekvivalentem.

Paleontologický obsah vrstev, stratigrafické a ekologické závěry

Rozhodující pro stratigrafické zařazení předbadenského miocenního souvrství v dětmarovické vymytině k eggenburgu byl mikropaleontologický výzkum pelitické facie ve vrtu Karviná — Ráj NP 738. Zatímco psefiticko-psamitický bazální horizont poskytl pouze velmi zřídka špatně zachovalé zbytky kokolitů, obsahují zmíněné pelity individuálně bohatší, dobře zachovalá společenstva vápňitého nanoplanktonu a dírkovcovou faunu. Vyloučí-li se v nanoplanktonních společenstvech druhy, jejichž výskyt se omezuje na křídové až paleogenní sedimenty, zůstává nevelký počet druhů mladších, které buďto nastupují až v miocénu, nebo do něho přecházejí ze starších stupňů. Jsou to:

Coccolithus eopelagicus (Bramlette et Riedel) Bramlette et Sullivan
Coccolithus pelagicus (Wallich) Schiller
Coccolithus sarsiae Black
Coronocylus nitescens (Kamptner) Bramlette et Wilcoxon

Cyclicargolithus floridanus (Roth et Hay) Bukry
Cyclococcolithus cf. leptoporus (Murray et Blackman) Schiller
Cyclococcolithus rotula (Kamptner) Kamptner
Dictyococcites dictyodus (Deflandre et Fert) Martini
Discoaster druggi Bramlette et Wilcoxon
Discoaster adamanteus Bramlette et Wilcoxon
Pontosphaera multipora (Kamptner) Roth
Reticulofenestra abisecta (Müller) Roth
Reticulofenestra bisecta (Hay, Mohler et Wade) Roth
Reticulofenestra excavata Lehotayová
Reticulofenestra pseudoumbilica (Gartner) Gartner
(viz fotogr. tab. XXXII—XXXVII).

Za ryze miocenní druh je možno považovat *Cyclococcolithus rotula* (Kamptner) Kamptner, ale stratigraficky nejzávažnější je výskyt druhu *Discoaster druggi* Bramlette et Wilcoxon, jehož první objevení použil E. Martini ke stanovení zóny NN-2 standardního nanoplanktonního zónování (E. Martini—T. Worsley 1970, E. Martini 1971). Z eggenburgu až karpátu uvádí R. Lehotayová (1975) nový druh *Reticulofenestra excavata*, který ze starších ani mladších sedimentů není dosud znám. Od svrchního eocénu se podle M. Baldi-Beke (1977) vyskytuje *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler et Wade) Roth a ze středního oligocénu do eggenburgu přechází podle C. Müllerové (1974) *Reticulofenestra abisecta* (Müller) Roth. Stratigrafická valence uvedených druhů se ve všech případech váže k eggenburgu. Ostatní taxony mají rozpětí širší a zasahují do středního miocénu, pliocénu, případně až do recentu.

Asociace obdobného složení byly zjištěny v eggenburgu pouzdřanské jednotky u Pouzdřan (zóna NN-2 až NN-3); toto stáří potvrdil současně i výzkum foraminifer (V. Molčíková 1979, Z. Stráník—V. Molčíková 1980). Naproti tomu eggenburské sedimenty z vrtu Rataje-1 (hloubka 655—660 m) na střední Moravě jsou v nanoplanktonní složce omezeny pouze na druhy *Coccolithus cf. pelagicus* a *Coccolithus ? abisectus* (I. Cicha—H. Hagn—E. Martini 1971).

V nanoplanktonních asociacích z vrtu NP 738 jsou tedy přítomny druhy, které byly nalezeny na území Moravy v sedimentech odpovídajících nanoplanktonní zóně NN-2 *Discoaster druggi* a NN-3 *Sphenolithus belemnus*, tj. eggenburgu. Mladší prvky, které by byly vázány pouze na vyšší zóny, zde chybí.

V rámci celosvětové korelace je možné nalézt analogii asociací z vrtu NP 738 v jádrech ze dna západní části Indického oceánu, která zkoumala C. Müllerová (1974) a stratigraficky je řadí do zóny NN-2 a NN-3. V zóně NN-2 uvádí *Discoaster druggi*, *Discoaster deflandrei*, *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra abisecta*, *Cyclicargolithus floridanus* a *Coronocyclus nitescens* — druhy společné s asociací z vrtu NP 738 a navíc *Triquetrorhabdulus carinatus*, *Sphenolithus belemnus*, *Helicopontosphaera obliqua*. V zóně NN-3 zastihla společné druhy *Coronocyclus nitescens*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Reticulofenestra abisecta* a *Discoaster deflandrei*, navíc pak *Sphenolithus belemnus*, *Sphenolithus heteromorphus*, *Helicopontosphaera kamptneri* a *Helicopontosphaera euphratis*.

Kromě autochtonních druhů se ve zkoumaných vzorcích z vrtu NP 738 vyskytuje řada druhů allochtonních, které jsou známy z křídly až nejstaršího spodního miocénu. Převažují mezi nimi zástupci rodů *Reticulofenestra* a *Discoaster*.

Vzorky pelitů z vrtu NP 738 byly prověřovány také z hlediska foraminiferové fauny, kterou původně posuzovala E. Novotná. Vzhledem k malému množství horniny, které zůstalo k dispozici pro plavení, byl i výsledný zbytek výplavu velmi malý. Tím byl i celkový zisk foraminifer či jiných fosilních pozůstatků minimální, nebo organické zbytky zcela chyběly. Přesto však bylo možno určit:

Globorotalia aff. *mayeri* Cushman et Ellisor

Globigerina bollii lentiana Rögl

Globigerina sp.

Globocassidulina subglobosa (Brady)

Gyroidinoides cf. *octocamerata* (Cushman et Hanna)

vzácně také radiolárie a jehlice hub.

Z uvedených foraminifer byla v eggenburgu od Pouzdřan zjištěna *Globigerina bollii lentiana* a i ostatní druhy jsou uváděny ze sedimentů eggenburgu podle I. Cichy et al. (in F. Steininger—J. Seneš 1971). Jediným mladším prvkem, který se vzácně v asociaci objevuje, je *Globorotalia bykovae* (Aisenstat), jejíž přítomnost zde může být důsledkem kontaminace z mladších sedimentů v nadloží.

Pro srovnání s jinými výskyty spodního miocénu na Ostravsku bylo využito dokladového materiálu ze staršího vrtu Karviná NP 426. Z písčitých sedimentů uvádí I. Cicha (in A. Jurková 1959) přítomnost mělkovodní mikrofauny, složené hlavně z elphidií a rotalií, které přisuzuje stáří v rozmezí „akvitanu a burdigalu“. Z nově vyplavených písků byla získána oproti vrtu NP 738 častější a svým složením výrazně mělkovodnější mikrofauna. Řada druhů je totožných se zástupci mikrofauny, kterou uvádí A. Tollmann (1957) od eggenburgu v Dolním Rakousku.

Jsou to:

Nodosaria aff. *badensis aculeata* Egger

Globulina granulosa (Egger)

Bulimina subulata Cushman et Parker

Discoaster squamula (Reuss)

Discorbis uhligi austriaca (Tollmann)

Ammonia beccarii (Linné)

Elphidium flexuosum (d'Orbigny)

Elphidium macellum (Fichtel et Moll)

Elphidium cf. *ortenburgense* (Egger)

Cibicides prominens (Reuss)

Florilus boueanus (d'Orbigny).

Vyskytují se zde i další druhy, které jsou uváděny přímo z eggenburských sedimentů (I. Cicha et al. in F. Steininger—J. Seneš 1971). Jsou to:

Lenticulina ex gr. *cultrata* (Montfort)

Oolina orbignyana (Sequenza)

Stainforthia schreibersiana (Czjzek)

Reussella spinulosa (Reuss)

Ammonia ex gr. *simplex* (d'Orbigny)

Pararotalia stellata (Reuss)

Elphidium crispum (Linné)

Elphidium flexuosum subtypicum Papp

Cribrononion cf. *rugulosum* (Cushman et Wieckenden)

Protelphidium ex gr. *subgranosum* (Egger)

Cibicides lobatulus (Walker et Jacob)

Florilus communis (d'Orbigny)
Gyroidinoides marina (Pišvanova)
Cibicidoides pseudoungerianus (Cushman)
Hanzawaia boueana (d'Orbigny)
Hanzawaia horčici (Cicha et Zapletalová)
Heterolepa dutemplei (d'Orbigny)
Melonis soldanii (d'Orbigny).

Asociace v tomto složení potvrzuje stratigrafickou příslušností písků z vrtu NP 426 k eggenburgu, zároveň však svědčí o značné faciální rozmanitosti. Jílovité sedimenty z vrtu NP 738 mají bohatší nanoplankton a chudou mikrofaunu spíše mělce neritického rázu, zatímco ve vrtu NP 426 nese poměrně častá dírkovcová fauna stopy mělkovodního prostředí původního biotopu. Vápnitý nanoplankton je zde omezen na velmi dobře zachovalé jedince jediného druhu *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller.

Vápnitý nanoplankton byl zkoumán rovněž v spodnomiocenních sedimentech z vrtu Bystřice-2. Je velmi chudý, nejspíše v závislosti na hrubě písčité sedimentaci, zastoupený pouze několika dobře zachovalými exempláři průběžného druhu *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel) Bramlette et Sullivan (tab. XXXII., obr. 6) a *Thoracosphaera* sp.

Také dírkovcová fauna je velmi chudá, většinou drobného vzrůstu a dosti omšelá. Přesto bylo možno určit několik druhů:

Lenticulina sp.
Bolivina fastigia droogeri Cicha et Zapletalová
Valvulineria complanata (d'Orbigny)
Globigerina cf. *bulloides* d'Orbigny
Cibicidoides borislavensis (Aisenstat)
Cibicidoides pseudoungerianus (Cushman).

Většinou jde o druhy v miocénu průběžné, jen *Bolivina fastigia droogeri* se vyskytuje ojedinele v egeru a hlavně je vázána na eggenburg. Dále druh *Cibicidoides borislavensis* uvádí L. S. Pišvanova (1972) z Předkarpatí z poljanického a spodno-vorotyščenského souvrství (eger), ve stebnickém a baličském souvrství (spodní miocén). Za předpokladu, že tyto velmi sporé organické zbytky jsou autochtonní, mohly by připustit úvahu o příslušnosti klastik z vrtu Bystřice-2 rovněž k eggenburgu. V dírkovcové asociaci nebyly zjištěny vůdčí druhy, charakteristické pro karpat v Pobeskydí.

Makrofaunu spodnomiocenních pískovců z vrtu Bystřice-2 zpracoval P. Čtyroký. Fauna je většinou silně fragmentovaná, což spolu s litologickým charakterem hornin nasvědčuje mělkovodnímu prostředí s velkým pohybem mas — litorální až supralitorální zóně, do níž byly poškozené misky mlžů přemístěny vlnami z bathymetricky hlouběji ležících biotopů mořského dna. Silně mělkovodní povahu sedimentů potvrzují i části schránek svjonožců rodu *Balanus*. Určitelná fauna se vyskytovala v hloubkovém intervalu 1436—1438 m:

Cirripedia: *Balanus* sp.

Bivalvia: *Ostrea* sp., *Chlamys* sp., *Chlamys* cf. *multistriata* Poli, *Chlamys* cf. *scabrella praescabrella* Almera et Boffil.

Úlomkovitost schránek znemožňuje přesné určení misek hřebenatek, jež by mohly posloužit jako biostratigrafické indikátory. Jisté stratigrafické závěry možno učinit ze dvou pravděpodobně určených hřebenatek — druhů *Chlamys cf. multistriata* Poli a *Chlamys cf. scabrella praescabrella* Almera et Boffil.

Druh *Ch. multistriata* je v miocénu Paratethydy rozšířen od eggenburgu po baden. Eggenburské formy (kupř. z lokalit Jaklovec v Ostravě a Chropov ve vídeňské pánvi) však mají jisté morfologické odlišnosti a mají blízké vztahy k druhu *Ch. tauroperstriata* Sacca z eggenburgu hornské pánve (P. Čtyroký 1969).

Druh *Ch. scabrella* je dobře známý z bazálních částí eggenburgu vídeňské pánve (Chropov) i z handlovské pánve, ale hojně se vyskytuje i na lokalitě Winterberg (Veterník) u Skalice ve vídeňské pánvi (P. Čtyroký 1960). Podle hojných sekundárních žebírek, nalezených na jedné misce z vrtu Bystřice-2 se zdá, že by se mohlo jednat o fylogeneticky nejstarší poddruh *praescabrella* Almera et Boffil (tab. XXXVII, obr. 1, 2). Nominátní forma *Ch. scabrella scabrella* má však v miocénu Paratethydy rozšíření od eggenburgu po baden. S ohledem na geografickou pozici vrtu však můžeme badenské stáří sedimentů zcela vyloučit a i příslušnost klastik ke karpátu je velmi nepravděpodobná vzhledem k litologické odlišnosti a výsledkům mikropaleontologického výzkumu.

Nápadná je nepřítomnost typicky eggenburských zástupců rodu *Pecten* (*hornensis*, *pseudobeudanti*) a rodu *Gigantopecten* (*gigas*, *palmata*, *holgeri*). Podle nových znalostí se zdá, že tyto druhy „velkých pektenů“ byly ve střední části Paratethydy hojně rozšířeny především ve střední části eggenburgu, kdy sem imigrovaly v období nejoptimálnějšího mořského spojení se světovým oceánem. Jejich nejsevernější výskyt v ČSSR známe z eggenburgu u Považské Bystrice a z Jaklovce (P. Čtyroký 1960 a 1969).

Na základě převahy menších forem hřebenatek z okruhu druhu *Ch. scabrella*, resp. *scabrella praescabrella* ve vrtu Bystřice-2 se jeví největší shoda se sedimenty Winterbergu u Skalice na Slovensku. V těchto sedimentech byly sice zjištěny i vzácné misky druhů *Ch. gigas*, *P. hornensis* a *P. pseudobeudanti*, ale masa hřebenatek zde náleží druhu *Ch. scabrella*. Klastické bazální sedimenty na Winterbergu byly považovány za svrchnoburdigalské (P. Čtyroký 1960) a korelovány s vyšší částí spodního miocénu moravské části vídeňské pánve, jež začíná lužickým slepencem. V té době se předpokládala ekvivalence lužického slepence s „bazálními šířovými sutěmi“ v rakouské části vídeňské pánve. Novější výzkumy však potvrzují, že bazální šířové slepence jsou jednak stáří eggenburského (kupř. v oblasti Wildendürnbach), jednak jsou i mladší, asi až badenské (v oblasti Maustrenku — A. Papp et al. 1973). Faunu hřebenatek na Winterbergu můžeme v současné době zařazovat nejspíše do vyššího eggenburgu. Vzájemná podobnost společenstva hřebenatek ve vrtu Bystřice-2 a na Winterbergu však nemusí vyjadřovat přesnou stratigrafickou obdobu obou souvrství, ale může být především důsledkem podobných biofaciálních poměrů v rámci spodního miocénu.

Kromě měkkýši fauny byly ve spodnomiocenním pískovci z vrtu Bystřice-2 (hl. 1436,8—1438 m) nalezeny i drobné zbytky ryb. R. Brzobohatý zjistil, že se jedná o chápací a drticí zuby kostnatých ryb čeledi *Sparidae*, které jsou běžnou fosilií miocenních uloženin velmi mělkého sublitorálu.

Poznámky k paleogeografii

Prostorové rozmístění různých facií eggenburských sedimentů ukazuje, že se již počátkem spodního miocénu v povrchu karbonu rýsovaly hlavní morfostrukturní jednotky zhruba směru Z—V, jak jsou známy v současnosti. Transgresivní facie klastik, zahrnující i původně fluvialní šterky, se nachází v nejhlubší části dětmarovické vymytiny. Pelitická facie neritické zóny přesahuje sice výskyt bazálních písků a šterků, ale je zachována rovněž jen v osní části tohoto paleoúdolí. Písčité vývoj s faunou ve vrtu NP 426 a v důlním poli Čs. armády v Karviné má ráz plážových sedimentů jako pobřežní ekvivalent pelitické facie. Písky se usazovaly na severním lemu poměrně málo členité vrcholové plošiny ostravsko-karvinského karbonského hřbetu. Hrubé až konglomerátické pískovce s faunou na Jaklovci a v Bystřici u Třince jsou sedimenty mělké příbřežní zóny s intenzivním pohybem vodních mas (vlnění). Jaklovecká lokalita se nachází na vrcholové části ostravsko-karvinského karbonského hřbetu, lokalita Bystřice leží ve svahu morfostrukturního hřbetu slavkovsko-těšinského do jablunkovské deprese, indikované geofyzikálními měřeními (označení morfostruktur ve smyslu M. Dlábače—E. Menčíka 1964).

Souvislý spodnomiocenní pokryv podlehl rozsáhlé destrukci v erozně-denudačním cyklu, ukončeném na Ostravsku spodnobadenskou záplavou a v Pobeskydí prvním násunem štýrských příkrovů. Dnešní výškové rozdíly jednotlivých výskytů jsou nepochybně druhotně zvýrazněny radiální tektonikou (A. Jurková—J. Zeman 1962, A. Jurková 1971). Výskyt ve vrtu Bystřice-2, zatím k eggenburgu řazený jen s určitou pravděpodobností, je omezen tektonicky—násunovou plochou štýrských flyšových příkrovů.

Nové nálezy eggenburgu na sv. Moravě doplňují mozaiku více méně izolovaných lokalit ze záp. Slovenska, střední a jižní Moravy a přispívají k upřesnění hypotetické představy o paleogeografii v tomto časovém úseku spodního miocénu.

Nejvíce dokladů máme o vztazích eggenburgu sv. Moravy k sedimentačnímu prostoru pouzdřanské jednotky vnějšího flyšového pásma na střední Moravě a k eggenburgu vídeňské pánve. Úzký vztah k eggenburgu pouzdřanské jednotky od Pouzdřan dokládají velmi podobné asociace vápnitého nanoplanktonu z pelitů ve vrtu Karviná — Ráj NP 738, dírkovcová mikrofauna z písčitých sedimentů ve vrtu Karviná NP 426 má společné prvky s nálezy A. Tollmanna v dolnorakouském Eggenburgu. Možnou souvislost s považským eggenburgem naznačuje hřebenatková fauna (výskyt „velkých pektenů“) z Jaklovce. Je srovnatelná s faunou od Povážské Bystrice, ale také s chropovskými vrstvami vídeňské pánve. Převládající menší formy hřebenatek z vrtu Bystřice-2, připomínající nejvíce faunu vyššího eggenburgu na Winterbergu u Skalice, ukazují rovněž na vztahy k vídeňské pánvi.

Na příbuznost asociací těžkých minerálů spodního miocénu z vrtu Bystřice-2, eggenburgu z vrtu NP 738 a vídeňské pánve poukazuje I. Krystek. Jedná se o zvýšený obsah zirkonu a apatitu a snížený obsah granátu ve srovnání se sedimenty spodního badenu, co může obrážet paleoklimatické změny v průběhu miocénu a nelze ji považovat za doklad paleogeografické komunikace uvedených prostorů.

Narůstání mocnosti eggenburských sedimentů v dětmarovickém paleoúdlí vých. směrem a jejich pokračování v podloží spodnobadenských sedimentů karpatské předhlubně na území PLR ukazuje na možnou komunikaci se spodním miocénem polských a ukrajinských Karpat.

Souhrn

Marinní miocenní sedimenty, navrtané na Karvinsku v podloží spodního badenu, jsou litofaciálně pestré. Jejich vývoj je ovlivněn morfologií povrchu karbonu, na kterém spočívají. V nejhlubší části reliéfu na dně tzv. dětmarovické vymytiny se vyskytují šedé proměnlivě vápnité illitické jílovce s písčítými polohami, které jsou produktem neritické zóny. V jejich podloží byly ve vrtu NP 738 zastíženy písky a štěrky s příměsí fluviálního valounového materiálu z oblasti jesenického kulmu. Absolutní hloubka uložení se zde pohybuje v rozmezí – 550 až – 850 m a mocnost v metrech až prvních desítkách metrů. Souvrství pokračuje a mohutní dále k V na území PLR.

Plážové písčité sedimenty s makrofaunou v důlním poli Čs. armády v Karviné (vrt NP 426) leží dnes na úrovni – 100 až – 200 m, poblíže vrcholové plošiny ostravsko-karvinského karbonského hřbetu. Faciální a hloubkové rozdíly ukazují na staré, minimálně spodnomiocenní založení hlavních východo-západních morfostruktur reliéfu karbonu, ale také i pravděpodobně zvýraznění mladší radiální tektonikou.

Stáří sedimentů bylo řešeno na základě studia vápnitého nanoplanktonu a foraminifer. Nanoflóra, získaná z tmavošedých vápnitých jílovců ve vrtu NP 738, umožnila svým složením zasazení sedimentů do rámce nanoplanktonních zón NN-2 *Discoaster druggi* a NN-3 *Sphenolithus belemnus* podle standardního zónování E. Martiniho (1971). Stejnou stratigrafickou cenu mají i nově přehodnocené písčité sedimenty z vrtu NP 426. Zde je vápnitý plankton silně ochuzený, zato však dírkovcová mikrofauna poskytla řadu taxonů vázaných na eggenburg a zčásti souhlasných s mikrofaunou, kterou popsal A. Tollmann (1957) od Eggenburgu v Dolním Rakousku. Rozdílný kvalitativní i kvantitativní charakter společenstev je v souladu s litofaciální rozmanitostí sedimentů.

Spodnomiocenní konglomerátické pískovce ve vrtu Bystřice-2 již. od Třince, 9,5 m mocné, leží na slabě navětralých metamorfitech v absolutní hloubce – 1018 m a jsou překryty flyšovými příkrovy vnějších Karpat. Zbytky mikroorganismů se vyskytují spoře a v souvislosti s povahou hornin jsou i špatně zachovalé. Pokud by dírkovcová fauna byla autochtonní, pak by nevylučovala příslušnost pískovců k eggenburgu. Také makrofauna v pískovcích je silně fragmentovaná a je zastoupena ústřicemi, hřebenatky a svijonožci. Převládající jsou menší formy hřebenatek (*Chlamys cf. scabrella praescabrella* Almera et Boffil), charakteristických např. pro eggenburskou lokalitu Winterberg u Skalice ve vídeňské pánvi.

Literatura

- BALDI-BEKE, M. 1977: A budai oligocén rétegtani és fáciestani tagolódása nannoplankton alapján. *Földt. Közl.*, 107, 1, Budapest, 59—69.
- BULA, Z.—JURA, D. 1982: Problemy sedimentacji i rozwoju diastroficznego Zapadliska przedkarpackiego w rejonie Śląska cieszyńskiego. Předloženo do tisku. *Kwart. geol.*, Warszawa.
- CICHA, I. 1959: Stratigrafie miocénu karpatských pánví ČSR s přihlédnutím k vývoji dírkovcové mikrofauny, ve vztazích k Paratethydě. Kandidát. práce. Geofond, Praha.
- CICHA, I.—HAGN, H.—MARTINI, E. 1971: Das Oligozän und Miozän der Alpen und der Karpaten. Ein Vergleich mit Hilfe planktonischer Organismen. *Mitt. Bayer. St.-Samml. Paläont. hist. Geol.*, 11, München, 279—293.
- ČTYROKÝ, P. 1958: Předběžná zpráva o revisním paleontologickém výzkumu na Jaklovci v Ostravě. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 33, Praha, 71—93.
- ČTYROKÝ, P. 1960: Fauna svrchního burdigalu z Winterbergu u Skalice na záp. Slovensku. *Geol. Práce, Správy* 17, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 115—134.
- ČTYROKÝ, P. 1960a: Fauna litorálních sedimentů spodního burdigalu z okolí Povážské Bystrice. *Geol. Práce, Správy* 18, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 141—152.
- ČTYROKÝ, P. 1969: The family Pectinidae in the Burdigalian of Czechoslovakia. *Sbor. geol. Věd, P*, 10, Praha, 7—66.
- DLABAČ, M.—MENČÍK, E. 1964: Geologická stavba autochtonního podkladu západní části vnějších Karpat na území ČSSR. *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd*, 1, 74, Praha, 60 str.
- GANSS, O. 1936: Das Miocän des Jaklovec bei Mährisch Ostrau und dessen Bedeutung für die Stratigraphie des schlesischen Miocäns. *Firgenwald*, 9, Reichenberg, 31—112 a 163—171.
- HANZLÍKOVÁ, E. 1958: Mikrobiostratigrafické zhodnocení vrtu Nová Bělá NP 114. Manuskript — Geofond, Praha.
- HUFOVÁ, E. et al. 1980: Závěrečná zpráva Karviná 8-Ráj — jímací vrt NP 738. Geofond, Praha.
- JURKOVÁ, A. 1959: Starší miocén na severním svahu ostravsko-karvinského karbonského hřbetu. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 34, Praha, 372—375.
- JURKOVÁ, A. 1971: Oscilace paleozoika v miocenní čelní hlubině na Ostravsku a její vztah k fázím alpinského vrásnění. *Geol. Práce, Správy* 57, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 379—385.
- JURKOVÁ, A.—ZEMAN, J. 1962: Příspěvek k poznání základní zlomové tektoniky v spodnotortonické čelní hlubině v ostravsko-karvinském revíru. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 37, Praha, 29—31.
- LEHOTAYOVÁ, R. 1975: *Reticulofenestra excavata* n. sp. from the eggenburgian to karpatian of central Slovakia. *Západ. Karpaty, Sér. paleont.*, 1, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 39—40.
- MARTINI, E. 1971: Standard tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. II Plankt. Conf.*, Roma, 739—785.
- MARTINI, E.—WORSLEY, T. 1970: Standard neogene calcareous nannoplankton zonation. *Nature* 225, London, 289—290.
- MOLČÍKOVÁ, V. 1979: Vápňitý nanoplankton eggenburgu a karpátu na Moravě. Geofond, Praha.
- MÜLLER, C. 1974: Calcareous nannoplankton, Leg 25 (Western Indian Ocean). *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, XXV.*, Dallas, 579—633.
- PAPP, A. et al. 1973: M₂ Ottngängen — Chronostratigraphie und Neostatotypen, III, Bratislava.
- PIŠVANOVA, L. S. 1972: Foraminifery verchněoligocenových i miocenových otloženij zapadnych oblastej USSR. In: *Materialy po paleontologii i stratigrafii něftěgazonosnyh rajonov zapadnyh oblastej USSR. Trudy Ukr. nauč.-issled. geol.-razv. Inst. Ukr. NIGRI*, 27, Moskva, 205—283.
- STEININGER, F.—SENEŠ, J. et al. 1971: M₁ Eggenburgien. *Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus*. Bratislava.
- STRAKOŠOVÁ, O. et al. 1967: Výpočet zásob průzkumného pole Dětmarovice—Petrovice. Geofond, Praha.
- STRÁNÍK, Z.—MOLČÍKOVÁ, V. 1980: Untermiozän nordöstlich von Pouzdřany. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 55,2, Praha, 93—100.
- TOLLMANN, A. 1957: Die Mikrofauna des Burdigal von Eggenburg (Niederösterreich). *Sitz.-Ber. Akad. Wiss.*, 1, 166, Wien, 165—213.

New Eggenburgian finds in NE Moravia

Summary

In the area around Karviná beneath a Lower Badenian formation the drilling revealed denudation relicts of Miocene sediments formed in the littoral to neritic environment. They are most abundant in the axial part of the Dětmárovce paleo-valley confining the Ostrava—Karviná Carboniferous ridge on the north. They form a 10 km long and 0,5—1 km wide belt with its base at depths of - 665 to - 838 m. The pelitic facies — grey illitic claystones, variably calcareous and non-calcareous, ranging to 42 m in thickness — is dominant. The pelites contain plentiful calcareous nanoflora of the nannoplanktic biozone NN-2 *Discoaster druggi* to NN-3 *Sphenolithus belemnos* in the sense of standard zoning by E. Martini (1971), resembling to an Eggenburgian assemblage of the Pouzdřany Unit in Central Moravia. The pelites contain few foraminifers. The borehole Karviná-Ráj NP 738 revealed in their basement polymict sands and gravels with admixture of pebbly material, most likely of fluvial origin from the area of the Jeseníky Culm. The bed complex extends eastward to Poland. There it is denoted as the Żebrzydowice Formation (without stratigraphical range).

Beneath the margin of the apical plateau of the Ostrava—Karviná Carboniferous ridge the borehole Karviná NP 426 revealed beach sands with molluscan fauna below the Badenian. Their base is at a depth of - 102 m and their thickness is about 12 m. They were found in an analogous position in the crosscut 011 h of the Důl ČSA (mine) at a depth of - 204 m. Sands from the borehole NP 426 contain plentiful foraminiferal fauna having some characters in common with the fauna from the locality Eggenburg in Austria. Nannoplankton is poor, stratigraphically insignificant.

Clastics revealed by the borehole Bystřice-2 S of Trinec in the basement of flysch nappes as an autochthonous cover of a crystalline complex are resembling to littoral coarse-grained calcareous sandstones with fauna from a clastic locality Jaklovec in Ostrava, on the Ostrava—Karviná Carboniferous ridge (at a level of about + 250 m, and with a thickness of about 15 m). The base of the clastics is at the depth of - 1018 m. Their thickness is up to 9,5 m. They are grey, calcareous polymict sandstones with conglomerate schliers and plentiful, intensely fragmented fauna. Most significant is a find of small pectens, among which *Chlamys* cf. *scabrella praescabrella* Almera et Boffil is typical of the Eggenburgian of the Vienna Basin (Chropov, Winterberg near Skalica) and the Handlová Basin. Absent are "larger pectens" like *Chlamys gigas*, *Pecten hornensis* a. o., occurring on Jaklovec and near Považská Bystrica. The foraminifers in the sandstones are poorly preserved with many current Miocene and older species, redeposited from the Carpathian flysch.

Only the occurrence of the species *Bolivina fastigia droogeri* — if autochthonous — could be significant for ranging the sandstones from the borehole Bystřice-2 to the Eggenburgian.

Facies diversity and depth differences of the individual occurrences of the Eggenburgian are indicative of old, at the latest Lower Miocene foundation of the main morphostructures of the relief of the epivariscan platform in the region and their probable emphasizing by younger faults.

Reconstruction of paleogeographical conditions is prevented by intense erosive-denudation destruction of Eggenburgian sediments prior to the Lower Badenian time. Paleontological researches do, however, reveal close relations among the Eggenburgian of NE Moravia, of the Pouzdřany Unit, of the Vienna Basin, the Handlová Basin and of the Považie region. The extension of the Eggenburgian occurrences from the area around Karviná to Poland is indicative of the possible relations to the Eggenburgian of the Polish and Ukrainian Carpathians Mts.

Translation: E. Jassingerová

Vysvětlivky k fototabulím XXXII—XXXVII

Tab. XXXII

Obr. 1—6 *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel) Bramlette et Sullivan

Obr. 1 vrt NP 738, 1049,5 m, distální pohled, 5750 ×

- Obr. 2 vrt NP 738, 1049,7 m, proximální pohled, 3530 ×
Obr. 3 vrt NP 738, 1049,7 m, distální pohled, 4730 ×
Obr. 4 vrt NP 738, 1049,5 m, proximální pohled, 3800 ×
Obr. 5 vrt NP 738, 1049,7 m, distální pohled, 4630 ×
Obr. 6 vrt Bystřice-2, 1438 m, proximální pohled, 5200 ×

Tab. XXXIII

- Obr. 1—4 *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller
Obr. 1 vrt NP 426, 315—317,2 m, proximální pohled, 5700 ×
Obr. 2 vrt NP 426, 317,2—318,2, distální pohled, 5200 ×
Obr. 3 vrt NP 426, 315—317,2 m, proximální pohled, 5550 ×
Obr. 4 vrt NP 738, 1049,5 m, distální pohled, 5250 ×
Obr. 5—6 *Coccolithus muiri* Black
Obr. 5 vrt NP 738, 1049,7 m, distální pohled, 4830 ×
Obr. 6 vrt NP 738, 1049,7 m, distální pohled, 4570 ×

Tab. XXXIV

- Obr. 1—6 *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry
Obr. 1 vrt NP 738, 1049,5 m, distální pohled, 5800 ×
Obr. 2 vrt NP 738, 1049,7 m, proximální pohled, 5000 ×
Obr. 3 vrt NP 738, 1049,5 m, proximální pohled, 5500 ×
Obr. 4 vrt NP 738, 1049,7 m, proximální pohled, 5400 ×
Obr. 5 vrt NP 738, 1049,5 m, distální pohled, 5650 ×
Obr. 6 vrt NP 738, 1049,7 m, kokosféra, 3700 ×

Tab. XXXV

- Obr. 1, 2 *Cyclococcolithus cf. leptoporus* (Murray et Blackman) Kamptner, vrt NP 738, 1049,5 m
Obr. 1 proximální pohled, 4130 ×
Obr. 2 distální pohled, 5660 ×
Obr. 3 *Cyclococcolithus rotula* (Kamptner) Kamptner, vrt NP 738, 1049,7 m, proximální pohled, 11 000 ×
Obr. 4 *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler et Wade) Roth, vrt NP 738, 1049,7 m, proximální pohled, 5000 ×
Obr. 5 *Discoaster adamanteus* Bramlette et Wilcoxon, vrt NP 738, 1049,5 m, 6050 ×
Obr. 6 *Discoaster druggi* Bramlette et Wilcoxon, vrt NP 738, 1049,5 m, 4950 ×

Tab. XXXVI

- Obr. 1 *Reticulofenestra abisecta* (Müller) Roth, vrt NP 738, 1049,7 m, distální pohled, 6000 ×
Obr. 2 *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler et Wade) Roth, vrt NP 738, 1049,7 m, distální pohled, 6000 ×
Obr. 3, 4 *Reticulofenestra excavata* Lehotayová, vrt NP 738
Obr. 3 1049,7 m, distální pohled, 5500 ×
Obr. 4 1049,5 m, proximální pohled, 5250 ×
Obr. 5, 6 *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner, vrt NP 738
Obr. 5 1049,7 m, distální pohled, 4500 ×
Obr. 6 1049,5 m, proximální pohled, 6000 ×

Tab. XXXVII

- Obr. 1 *Chlamys cf. scabrella praescabrella* Almera et Boffil, vrt Bystřice-2, 1436 m, 2,5 ×
Obr. 2 *Chlamys cf. scabrella praescabrella* Almera et Boffil, vrt Bystřice-2, 1436 m, 2 ×

Snímky na rastrovacím elektronovém mikroskopu provedl Ing. M. Molčík, CSc. z Ústavu fyzikální metalurgie ČSAV v Brně a F. Odehnal z Výzkumného ústavu stavebních hmot v Brně.

Foto RNDr. P. Čtyrský, CSc.

Lubomil Pospíšil—Dionýz Vass

Vplyv stavby litosféry na vznik a vývoj vnútrohorských a tylových molasových panví Karpát

4 obr. v texte, anglické resumé

Abstract: The intramontane molasse basins of the West Carpathians started to form at the beginning of the Miocene time. The history of the intramontane and the back basins as well as of volcanism was decisively controlled by active lithosphere in the hinterland of the Carpathians in the Miocene time. In the Middle Miocene, tectonically more active was the intramontane area above the contact between the anomalous lithosphere of the Carpathian hinterland and the platform lithosphere. At the end of the Miocene and in the Pliocene the tectonic activity got inverted: the hinterland of the Carpathians became active owing to changing thermodynamical conditions of the anomalous lithosphere of the Carpathians.

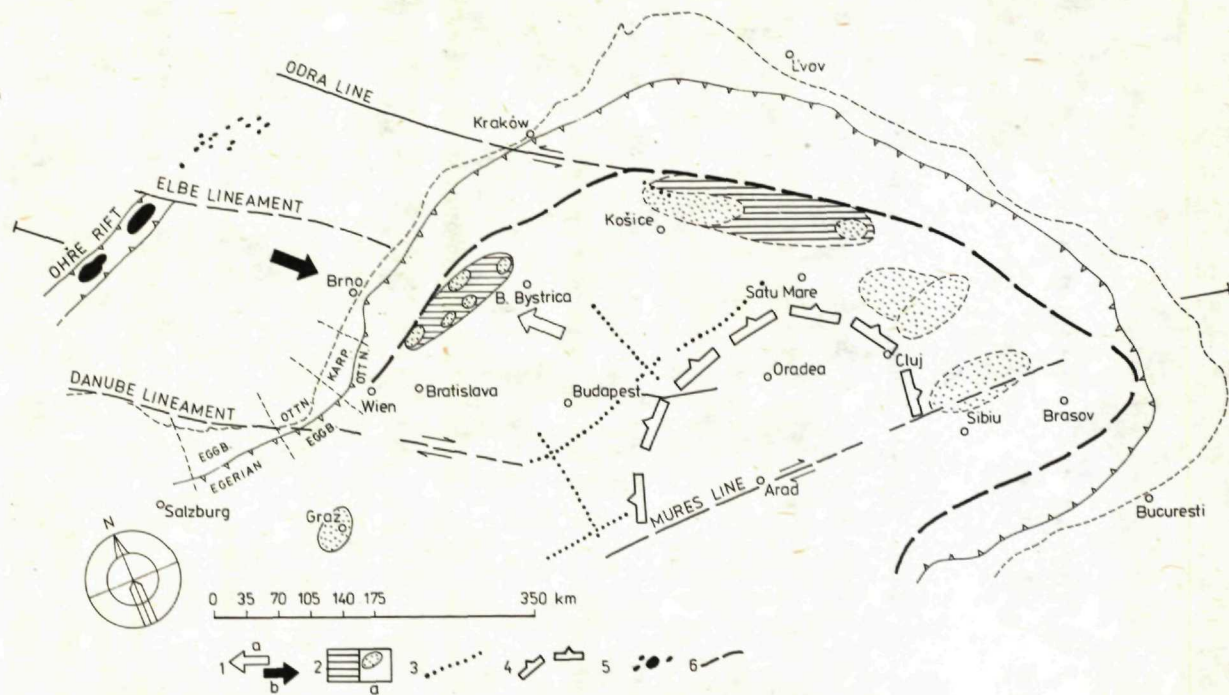
V Karpatoch možno odlíšiť, mimo čelnej hlbiny 3 typy molasových panví:

1. Vnútrohorské panvy, ktoré sú vyplnené hlavnou molasou, t. j. sedimentmi, prípadne i vulkanitmi egenburgského až sarmatského veku (23—10,5 mil. rokov). Mladšie sedimenty v týchto panvách tvoria len pokryv a sú svedkami postupného zániku panví. S ohľadom na laterálny rozsah a zložitosť stavby treba vyčleniť pozdĺžne vnútrohorské panvy a relatívne malé vnútorné kotliny.
2. Epizodické panvy v zadnej (tylovej) hlbine Karpát, ktoré sú vyplnené tiež hlavnou molasou s vulkanitmi. Boli to panvy s relatívne menšou subsidenciou, ktoré sa v čase i priestore často menili.
3. Panónsky prehyb, ktorý je vyplnený neskorou molasou, t. j. sedimentmi vrchného miocénu až pliocénu (panón až ruman 10,5—1,8 mil. rokov).

Spodný miocén — egenburg — karpát

Vnútrohorské panvy a kotliny sa začali roztvárať v spodnom miocéne (egenburg — karpát 23—16,5 mil. rokov, obdobie vzniku vnútrohorských molasových depresí Karpát). Je pozoruhodné, že tieto výrazne extenzionálne štruktúry sa formovali v čase, keď vo vonkajších Karpatoch dominovali tangenciálne tlaky podmieňujúce formovanie, čiastočne i transport flyšových príkrovov.

Jednou z možných príčin roztvárania vnútrohorských molasových panví je riftogéneza na severoeurópskej platforme. Karpatský priestor mohlo ovplyvňovať zvlášť roztváranie ohareckého riftu, ktoré sa podľa rádiometrických vekov uskutočnilo medzi 31 a 17 mil. rokov (L. Kopecký 1979, H. Bellon, L. Kopecký, in press). V druhej polovici tohto obdobia, t. j. medzi 23 a 16,5 mil. rokov sa roztvárali a formovali posávske vnútrohorské panvy a kotliny Západných Karpát. Roztváranie



Obr. 1 Schéma obdobia vzniku alpínskych vnútrohorských molasových panví Karpát (egenburg — karpát, 23—16,5 mil. rokov)
 1 — pohybové trendy kôrových častí litosféry: a) karpatskej platformy, b) podsúvanie severoeurópskej platformy, 2 — predpokladaný subsidenčný priestor vnútrohorských molasových panví: a) reliktý týchto panví, 3 — zóny krustálneho acidného vulkanizmu (podľa G. Hámor, K. Szentgyörgyi in E. Balász et al. 1981), 4 — hranica mobilného jadra tylovej litosféry (recentná pozícia), 5 — bazaltový vulkanizmus severoeurópskej platformy, 6 — vertikálna vodivostná zóna

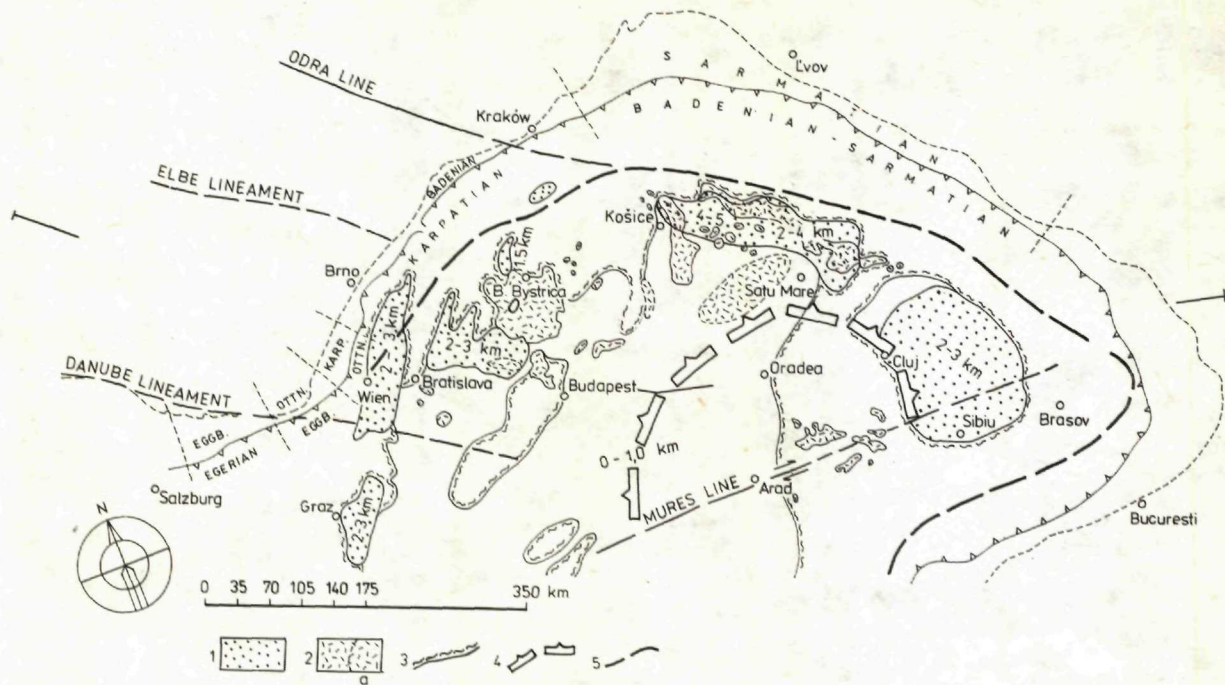
ohareckého riftu bolo impulzom k podsúvaniu časti platformy príľahlej ku Karpatom pod moravskú vetvu Karpát za súčasného vrásnenia vonkajších Karpát s pohybmi príkrovov v opačnom smere, t. j. na podsúvanú platformu. Blok platformy mobilizovaný ohareckým riftom bol vymedzený niekoľkými litosférickými rozhraniami: dunajským (hornodunajským) na JZ, oderským na SV, príp. bol vnútorne členený labským lineamentom (obr. 1). Podsúvanie okrajovej kryhy platformy pod Karpaty vyvolalo v nasúvanom západokarpatskom bloku uvoľnenie tangenciálneho tlaku, prechod tlakového poľa do roztahovania a s tým súvisiacu dezintegráciu kôry v priestore Západných Karpát. Sformoval sa tak rozsiahly subsidenčný priestor medzi viedenskou panvou, (len jej východná časť v posávskom období má charakter vnútrohorskej depresie, západná časť ležiaca na flyši bola súčasťou vtedajšej čelnej hlbiny; porovnaj R. W. Janoschek—A. Matura 1980, D. Vass—Z. Stráňnik—I. Krystek 1983), stredným Považím—Hornou Nitrou—Turcom prepojený k V s oblasťou Prešov—Humenné. Posávka vnútrohorská panva na v. Slovensku i zakarpatská depresia ležiaca v jej pokračovaní, vznikli ako odraz laterálneho posunu pozdĺž oderského lineamentu (obr. 1).

Impulz pre generovanie vnútrohorských panví a kotlín Karpát mohol prísť aj z opačnej strany, t. j. znútra karpatsko-panónskej oblasti. Iniciátorom mohla byť aktívna litosféra v tyle Karpát. Mechanizmus roztvárania panví objasníme v kapitole súvisiacej s vývojom vnútrohorských panví v období ich kulminácie. Na tomto mieste iba zdôrazníme, že v tylovom priestore Karpát, t. j. v priestore dnešnej panónskej panvy v posávskom, neskôr v poštyrskom období, nevznikajú štruktúrne analógy vnútrohorských panví, ale epizodické panvy (D. Vass 1979), nestále v čase a priestore, s relatívne malou subsidenciou (porovnaj K. Balogh, L. Körössy in M. Maheľ et al. 1974, str. 398).

Priamym následkom aktivizácie litosféry v tyle Karpát bolo formovanie sa prevažne kôrových magmatických krbov, ktorých povrchovým prejavom je kyslý vulkanizmus (tufy a ignimbrity, tzv. spodné a stredné tufy starších maďarských autorov ryolitovo-ryodacitového zloženia, ktorých rádiometrické veku kolíšu od 22 do 16,5 mil. rokov (D. Vass et al. 1971, G. Hámor et al., 1980, str. 69). Vulkanické centrá sú viazané na krustálne tektonické zóny (obr. 1) vsv. smeru prípadne na pásma kolmé na predchádzajúce (G. Hámor a K. Szentgyörgyi in E. Balász et al. 1981, str. 53, 54).

Báden — sarmat

V poštyrskom období (báden—sarmat; 16,5—10,5 mil. rokov), ako vyplýva z rozboru stavby vnútrohorských a tylových molasových panví Karpát, došlo v ich vývoji k významnej polarizácii. Príčinu polarizácie a vzniku dvoch štruktúrne odlišných vývojových trendov možno dať do súvisu so vzrastajúcou aktivizáciou dynamických procesov v litosfére tylovej oblasti Karpát, čiže tam, kde predpokladáme aktívnu litosféru i v súčasnosti. Geologicko-geofyzikálny rez vedený z Českého masívu na JZ cez Karpaty, panónsku a transylvánsku panvu až na východoeurópsku platformu (obr. 3), predstavuje interpretáciu dostupných geofyzikálnych informácií vyúsťujúcu v model recentnej karpatskej litosféry. Stavba litosféry je výsledkom vývojového procesu, ktorý prebiehal počas neogénu (24—1,8 mil. rokov) prípadne



Obr. 2 Schéma poštýrskeho obdobia vývoja alpínskych vnútrohorských a tylových molasových panví Karpát (báden—sarmat, 16,5—10,5 mil. rokov)
 1 — vnútrohorské panvy a hrúbky výplne v km, 2 — rozšírenie intermediárneho vulkanizmu, a) pochované komplexy, 3 — kontúry výstupu predterciérnych jednotiek na povrch, 4 — hranica mobilného jadra tylovej litosféry (recentná pozícia), 5 — vertikálna vodivostná zóna

ide o reaktivizovanú litosféru, aktívnu i v predneogénnom období. Dominujúcim prvkom karpatskej litosféry je klenba s vrcholom pod v. časťou panónskej panvy (obr. 3).

Model tylovej litosféry Karpát bol zostavený na základe nasledujúcich geofyzikálnych údajov a ich interpretácie:

a) zdvojenie kôry, resp. litosféry v oblasti Západných Karpát, interpretované na základe výsledkov HSS a magnetotelurických meraní (V. B. Sollogub 1970; A. Ádám 1976; B. Beránek 1978; J. Pěčová et al. 1979),

b) upadanie vodivých rozhraní smerom od panónskeho bazénu pod Český masív a severoeurópsku platformu,

c) vysoké tepelné toky, ich dobrá korelácia s priebehom rozhrania M-diskontinuity (V. Čermák 1979), zníženie hrúbky bazaltovej vrstvy (6—9 km) a litosféry (70 km) v oblasti panónskeho bazénu, ako aj zvýšenie teploty v plášti (L. Stegena et al. 1975, E. Bisztricsány 1974),

d) vertikálna vodivá zóna (VCZ), (J. Pěčová et al. 1979), ktorú spolu so sprevádzajúcou magnetickou anomáliou (Z. A. Krutichovskaja et al. 1971) v priestore flyšového pásma, možno považovať za prejav hranice platformy s litosférou Karpát a panónskeho bazénu,

e) podiel litosféry epivariskej platformy v období spodného miocénu v dôsledku jej tepelnej aktivizácie pri otvárani stredoeurópskeho riftového systému,

f) vnútrokarpatská časť centrálného tiažového minima, ktoré považujeme za prejav granitoidných hmôt (L. Pospíšil—M. Filo 1980),

g) regionálne ťažové elevácie, ktoré sa nachádzajú v neogénnych bazénoch na styku Západných Karpát a panónskeho bazénu a sú interpretované ako pozostatok plášťových intrúzií (medziľahkých magmatických rezervoárov — L. Pospíšil 1980); zistenie hustotných inverzií medzi M-diskontinuitou a rozhraním litosféra—astenosféra (J. Šefara et al. 1980; A. V. Čekunov—K. A. Boljubach 1979),

h) seizmotektonické zóny a ohniská zemetrasení (V. Karník 1980, A. Zátapek 1979) na základe ktorých možno vymedziť hlavné lineamenty v Karpatoch.

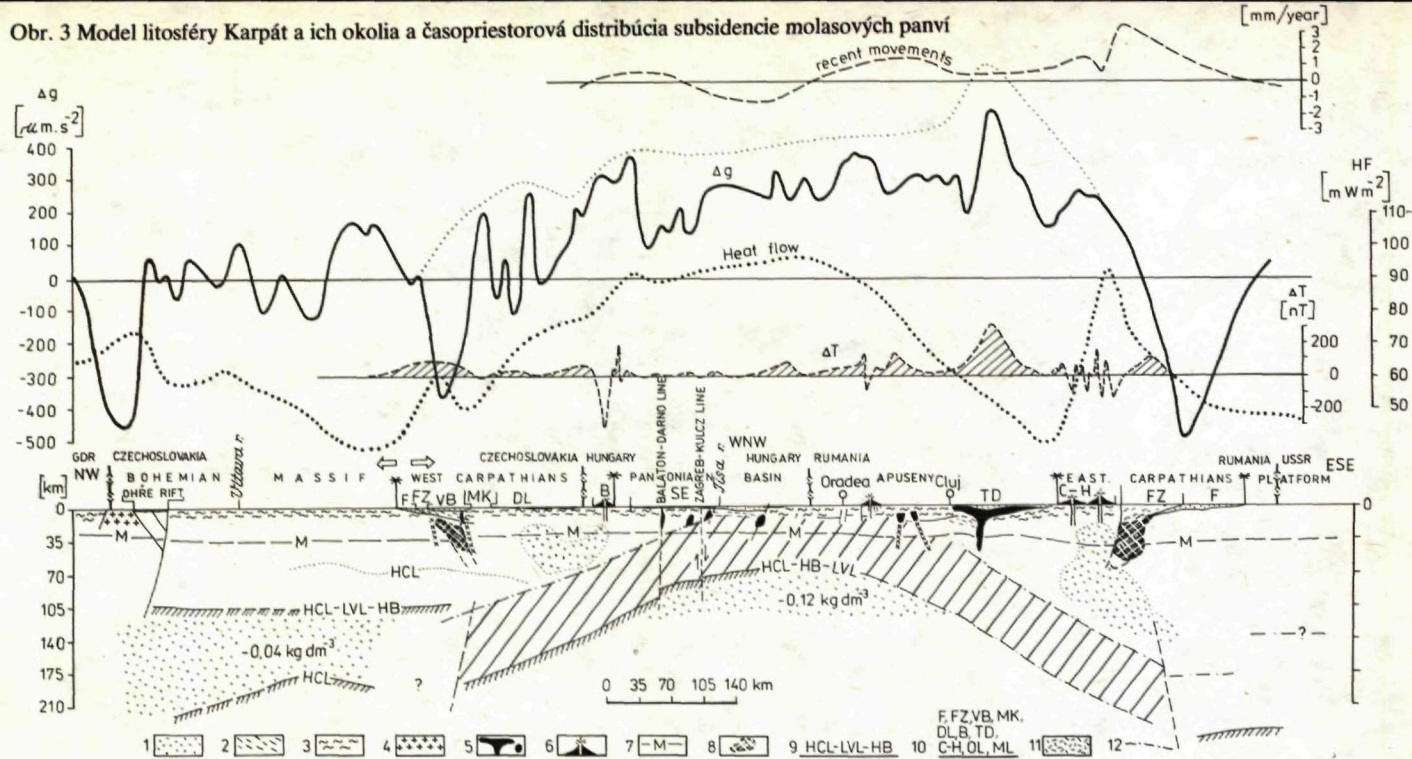
Polarizácia vývoja vnútrokarpatských a tylových molasových panví a sprievodného vulkanizmu v poštýrskom období má nasledovné prejavy:

Tektonicky aktívnejšie sú vnútrohorské panvy rozmiestnené nad okrajmi litosférickej klenby, t. j. nad zónou kontaktu anomálnej litosféry Karpát s litosférou platformy (za výrazný príznak kontaktu platformy s karpatskou litosférou považujeme vertikálnu vodivú zónu — J. Pěčová et al. 1979; spolu so sprevádzajúcou magnetickou anomáliou Z. A. Krutichovskaja et al. 1971). Tektonickú aktivitu mobilizuje zvýšená tepelná aktivita vyvolaná vzájomným pôsobením dvoch odlišných litosférických celkov.

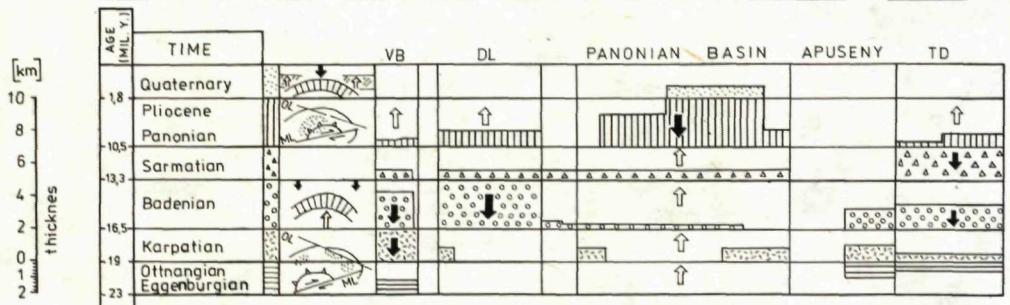
Uplatnenie nového činiteľa — aktívnej litosféry v tyle Karpát — pri poštýrskom vývoji vnútrohorských panví sa prejavuje ich štruktúrnou reorganizáciou. Ich štruktúrny plán sa mení tak, že možno hovoriť o novej, druhej generácii vnútrohorských panví. Nový štruktúrny plán sa prispôsobuje smeru predmolasových neoidných jednotiek Karpát. Zdá sa, že je to odraz vzrastajúcej kinematickej iniciatívy vychádzajúcej z tylovej oblasti Karpát.

Tektonická aktivita nad okrajmi litosférickej klenby sa prejavuje:

Obr. 3 Model litosféry Karpát a ich okolia a časopriestorová distribúcia subsidence molasových panví



- 1 — molasové panvy, 2 — flyšové vývoje, 3 — predterciérne komplexy, 4 — granitové telesá, 5 — ofiolitové komplexy, 6 — neogénny vulkanizmus, 7 — moho-diskontinuita, 8 — vysokovodivostné prostredie, 9 — vysokovodivostná vrstva (HCL), nízkorýchlostná vrstva (LVL), tepelné rozhranie (HB), 10 — skratky hlavných tektonických jednotiek: F — čelná hĺbina, FZ — vonkajšie flyšové pásmo, VB — viedenská panva, MK — Malé Karpaty, DL — Podunajská nížina, B — Börzsöny, TD — transylvánska panva, C-H — Calimani-Hargita, OL — oderská línia, ML — mrešská línia, 11 — teplotné aktívne zóny, 12 — interpretované rozhranie v litosfére



1 — molasové panvy, 2 — flyšové vývoje, 3 — predterciérne komplexy, 4 — granitové telesá, 5 — ofiolitové komplexy, 6 — neogénny vulkanizmus, 7 — moho-diskontinuita, 8 — vysokovodivostné prostredie, 9 — vysokovodivostná vrstva (HCL), nízkorýchlostná vrstva (LVL), tepelné rozhranie (HB), 10 — skratky hlavných tektonických jednotiek: F — čelná hĺbina, FZ — vonkajšie flyšové pásmo, VB — viedenská panva, MK — Malé Karpaty, DL — Podunajská nížina, B — Börzsöny, TD — transylvánska panva, C-H — Calimani-Hargita, OL — oderská línia, ML — mrešská línia, 11 — teplotné aktívne zóny, 12 — interpretované rozhranie v litosfére

a) Maximálnou plošnou expanziou vnútrohorských panví: východoslovenskej, zakarpatskej, transylvánskej, štýrskej (grázskej). Zo strednovážsko-turčianskeho priestoru sa ťažisko subsidencie za značnej priestorovej expanzie presunulo k juhu, do dnešných severných zálivov Podunajskej nížiny. Viedenská panva stráca štruktúrnu príslušnosť k čelnej hlbine a stáva sa vnútrohorskou panvou (viedenská panva s.s. — V. Špička 1967, tiež R. W. Janoschek—A. Matura 1980, str. 78). Vznikajú nové subsidenčné priestory: kotliny oravská, žiarska, bystricko-zvolenská (obr. 2).

b) Subsistencia vo vnútrohorských panvách kulminuje. Priemerná rýchlosť sedimentácie počas bádenu, napr. vo východoslovenskej panve, dosahuje až 10,9 cm/100 rokov. Až 3/5 výplne vnútrohorských panví vznikajú v kulminačnom období ich vývoja. U veľkých pozdĺžnych vnútrohorských panví to predstavuje 4000—5000 m.

c) Intenzívnu subsidenciu sprevádza významná synsedimentárna aktivita zlomov, vertikálny pohyb krýh na veľkých zlomoch vnútrohorských panví presahuje 1000 m. So synsedimentárnou aktivitou zlomov koreluje formovanie blokovej stavby kôry v oblasti vnútorných Západných Karpát (O. Fusán et al. 1979, D. Vass 1980).

d) Vo vývoji vulkanizmu, sprevádzajúceho vývoj vnútrohorských panví dochádza v poštýrskom období k závažnej zmene. Popri sporadických prejavoch kyslého vulkanizmu dominuje a kulminuje alkalicko-vápenatý andezitový vulkanizmus.

Rádiometrické veky i biostratigrafické údaje o veku hlavných komplexov budujúcich Slanské vrchy, Vihorlat, Popričný, Gutinské vrchy, ako i vulkanity v štýrskej panve, dokazujú ich bádensko-sarmatský vek (G. P. Bagdasarjan—L. G. Daniľovič 1968, D. Vass et al. 1978, F. Steininger—G. P. Bagdasarjan 1977, J. Lippolt et al. 1975 a i.).

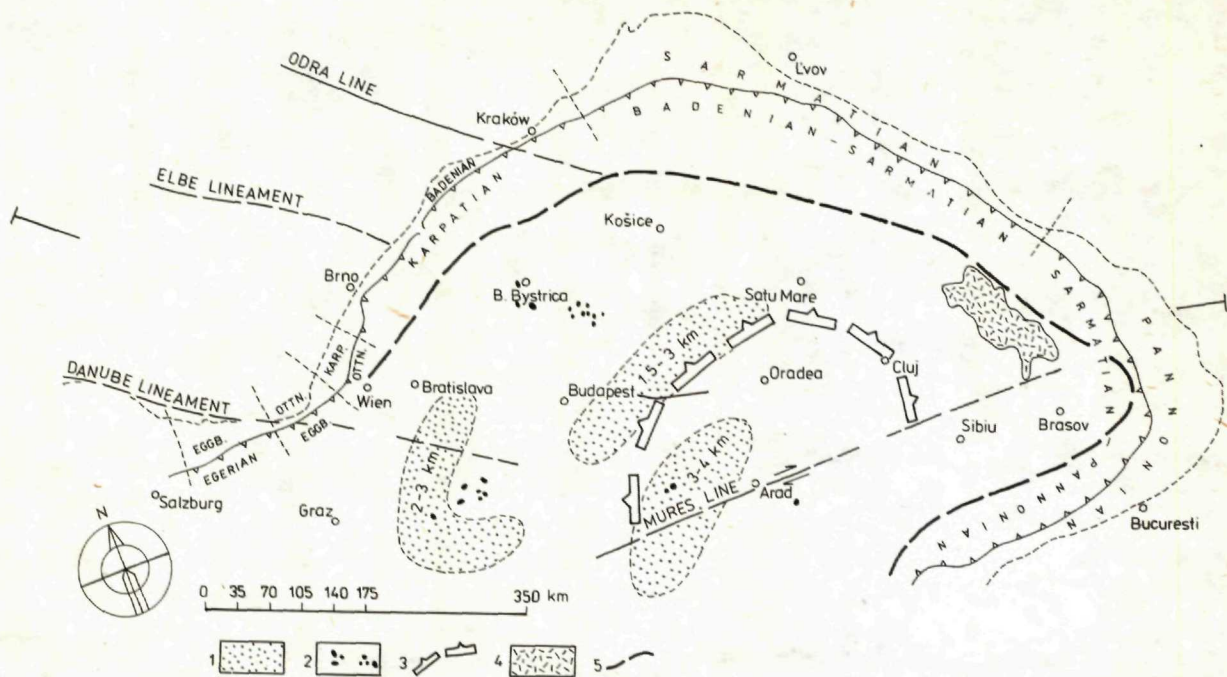
Tylová hlbina Karpát — oblasť ležiaca nad klenbou litosféry (obr. 3), v poštýrskom období má menej aktívny tektonický režim než vnútrohorské panvy. Vývoj molás má epizodický charakter.

Molasová sedimentácia sa sústreďuje do niekoľkých plytkých priekopových depresii. K. Balogh a L. Körössy (in M. MaheI et al. 1974, str. 398) uvádzajú v panónskej oblasti 6 subsidujúcich priekopových štruktúr (rábska, balatónska, moháčska, békešská, depresia Makó, depresia pri Kiskunhalasi). Hrúbka výplne dosahuje 500—1000 m, rýchlosť sedimentácie je 2—3 cm/100 rokov.

Prejavy kyslého i dominujúceho alkalicko-vápenatého vulkanizmu v tylovej hlbine sa primkávajú k zóne styku aktívnej litosféry s litosférou severoeurópskej platformy.

Sporadické biostratigrafické dôkazy, ale zvlášť rádiometrické veky hlavných vulkanických komplexov, Börzsönyu, Mátry a Tokajských vrchov (I. Repčok 1981, K. Balogh et al. in press) potvrdzujú, že vznikli v bádene a sarmate. Výstupy magmatických hmôt sú viazané na vulkano-tektonické zóny sv.—jz. smeru. Miestami sa v týchto zónach kumulujú vulkano-sedimentárne komplexy relatívne anomálnej hrúbky (2000 m prípadne viac).

Časť tylovej hlbiny ležiaca priamo nad klenbou litosféry, má s výnimkou Muntii Metaliferi iba sporadické výskyty bádensko-sarmatských vulkanitov.



Obr. 4 Schéma pomoldavského obdobia vývoja alpských vnútrohorských a tylových molasových panví Karpát (panón—kvartér, 10,5—00,0 mil. r.)
 1 — subsidenčné centrá panónskeho tylového prehybu, 2 — bazalty, 3 — hranica mobilného jadra tylovej litosféry, 4 — intermediárne vulkanity, 5 — vodivostná zóna

Panón — pliocén

Pre pomoldavské obdobie (panón—pliocén 10,5—1,8 mil. rokov s dozvukmi do recentu) sú charakteristické dva významné tektogenetické znaky:

- a) inverzia subsidencie alpínskych molasových panví vnútri a v tyle Karpát,
- b) zmena charakteru vulkanizmu: koniec andezitového a začiatok bazaltového vulkanizmu.

Príčinu týchto významných zmien možno hľadať v zmenách aktívnej litosféry v tyle Karpát. Boli to pravdepodobne zmeny, ktoré redukovali termodynamické procesy v aktívnej litosfére. Prejavom týchto zmien v tektonickom režime vývoja molasových panví a sprievodného vulkanizmu sú:

a) Premiestnenie subsidencie nad vrchol litosférickej klenby (obr. 3, 4). Rýchlosť sedimentácie, napr. v j. časti Podunajskej nížiny, kde hrúbka panónu až pliocénu je okolo 4000 m, dosahuje 5 cm/100 rokov. V období dák—roman narastá na 6 cm/100 rokov. Subsidencia je prejavom izostatickej kompenzácie poklesu litosféry v dôsledku jej chladnutia. Prejavuje sa ako brachysynklinálne regionálne rozsiahle prehýbanie (obr. 4). Napätie vznikajúce pri tomto procese sa vyrovnávalo na litosférických zlomoch.

b) V zóne vzájomného ovplyvňovania litosfér platformy a Karpát nastáva rovnovážny stav a zaniká zdroj tektonickej aktivizácie kôry.

Vo vnútrohorských panvách, ktoré intenzívne subsidovali v predchádzajúcom období (báden—sarmat) značne poklesla rýchlosť sedimentácie, napr. vo viedenskej panve v panóne 1,6 cm/100 rokov v ponte až rumane 0,6 cm/100 rokov, podobne vo východoslovenskej panve, kde priemerná rýchlosť v období panónu až pliocénu je 1,4 cm/100 rokov (D. Vass, F. Čech 1983). Tomu zodpovedá i pokles objemu akumulovaných sedimentov (obr. 3 — graf v spodnej časti obrázku). Hrúbka panónu až pliocénu v uvedených panvách je asi 900—1200 m.

Vo vnútrohorskom priestore prejavy vulkanizmu ustávajú (rádiometrické veku najmladších komplexov stredoslovenských neovulkanitov, Vihorlatu, Gutinských vrchov sú strednopanónske a len celkom ojedinele mladšie, najskôr ako následok epigenetického omladenia). Ustáva aj aktivita krustálnych zlomov, čo platí tak pre vnútrohorskú, ako aj tylovú oblasť.

c) Vyhasnutie magmatických krbov andezitového vulkanizmu v tylovej i vo vnútrohorskej oblasti je možným následkom zmenšenia sklonu aktívnej litosféry, v dôsledku čoho dochádza k prerušeniu plášťových konvenčných prúdov — hlavných zdrojov tepla. Anomálnou oblasťou z tohto hľadiska sú pohoria Calimani a Hargita v. od transylvánskej panvy. Andezitové komplexy, ktoré budujú tieto pohoria, sú prevažne pliocénneho veku (D. P. Radulescu 1972). Jedným z možných vysvetlení je vplyv mladších mimokarpatských tektonických systémov v susedstve zmienených pohorí (černomorský alebo východomediteránný systém), ktoré mohli popri mladom vulkanizme generovať Vrancea zónu s hlbokofokusnými zemetraseniami.

d) Príznakom poklesu termálnej aktivity anomálnej litosféry v tyle Karpát je aktivizácia bazaltového vulkanizmu. Rádiometrické veku bazaltov migrovali v čase od J na S (K. Balogh et al. in press): najstaršie panónske bazalty sú v oblasti Kiskunhalas (j. Maďarsko), najmladšie plio-pleistocénne na j. Slovensku (K. Ba-

loghetal. 1981, J. Kantor—V. Wiegerová 1981). Chemizmus bazaltov potvrdzuje, že termálna aktivita sa obmedzila na hlbšiu časť plášťa. Výstup bazaltovej magmy sprostredkovali alebo uľahčili litosférické zlomy kompenzujúce izostatické vyrovnávanie litosféry. Preto sú výstupy bazaltov viazané takmer výlučne na tylovú oblasť Karpat. Na zlomoch sprostredkujúcich výstup bazaltovej magmy nedošlo k vertikálnym pohybom krýh.

Diskusia

Vývojový model karpatských molasových panví, zohľadňujúci tiež vývoj vulkanizmu molasotvornej epochy ukazuje, že v geodynamických procesoch v terciéri mala hlavnú úlohu litosféra v tle Karpat.

Doteraz nie sú žiadne konkrétne dôkazy pre akýkoľvek typ neogénnej litosférickej subdukcie v horninovom zázname vlastných Karpat.

Poznáme len vulkanoplutonické aparáty nachádzajúce sa v kontaktnej zóne Karpat a panónskeho bazénu. Pre obdobie neogénu sa preto používa model plášťového diapirizmu (L. Stegena et al. 1975 a ďalší). Viac informácií, ktoré poukazujú na existenciu litosférickej subdukcie, je z predneogénneho podložia. Zistenie vysokotlakovej a nízkoteplotnej metamorfózy ofiolitovej série v zóne blízko významných tektonických línií v Alpách a Karpatoch (viď napr. I. Varga 1978), viedlo mnoho autorov už skôr k interpretácii subdukčnej zóny.

Paralelné pásma vulkanoplutonických asociácií a vysokotlakových paragenéz naznačujú úklon paleoalpínskej (kriedovej) subdukčnej zóny pod epihercýnsku platformu Eurázie. K podobným záverom dospeli aj G. N. Dolenko—L. G. Danilovič 1976, na základe faciálnej analýzy štruktúr a magmatizmu v oblasti transkarpatskej depresie. Na pozostatky subdukčného procesu a s ním zviazaného magmatizmu a metamorfizmu, ktorý je zaznamenaný v exotickom materiáli kriedovo-paleogénneho flyšu s úlomkami jurských až kriedových granitov, bazaltov a glaukofánových bridlíc, upozornil R. Marchalko (1979). Z uvedených skutočností vyplýva, že v oblasti Karpat a panónskeho bazénu existujú alebo sú registrované prejavy, ktoré poskytujú základ pre interpretáciu litosférickej subdukcie a prípadne následného neogénneho diapirizmu, ktorej hlavná fáza prebiehala v období krieda—paleogén. Aká bola situácia v tomto období, je na základe výsledkov paleomagnetizmu všeobecne známe a je zachytené vo všetkých rekonštrukčných schémach (napr. G. Wein 1978).

V priebehu kriedy až paleogénu nastal medzi dvoma platňami — euroázijskou a africkou — zánik oceánskej litosféry. Súčasný stav odráža pozíciu po ich vzájomnej kolízii. V priebehu miocénu sa táto situácia skomplikovala výraznými horizontálnymi a vertikálnymi pohybmi, ktoré v mnohých oblastiach zastrelí pôvodnú stavbu natoľko, že nie je možné nájsť v susedných regiónoch dostatok spoločných alebo aspoň príbuzných znakov, na základe ktorých by sa dala urobiť jednoznačná korelácia.

Položme si však otázku: Ak je pravda, že nastala kolízia dvoch platní, čo sa stalo so zanikajúcou oceánskou litosférou? Nepredpokladáme okamžitý zánik procesu

subdukcie ale skôr to, že tento proces pokračoval v obmedzenej miere na rozlámaných častiach platní v podmienkach, keď hlavnú úlohu preberali lineárne litosférické rozhrania (lineamenty, transkurentné zlomy a pod., ktoré jednotlivé anomálne časti litosféry od seba vzdalujú alebo spájajú, čím ovplyvňujú dynamické procesy v litosfére a astenosfére.

Všetky údaje, či už získané z recentných subdukčných zón alebo z experimentálnych a teoretických zistení, ktoré poskytujú základné predstavy o geometrických, petrofyzikálnych a kinematických vzťahoch v týchto zónach, ukazujú, že celá konvergentná fáza má minimálne časové rozpätie 140—160 mil. rokov (napr. R. D. Schuiling 1973; S. A. P. Cloethingh—M. Y. R. Wortel—N. J. Vlaar 1980). To znamená, že keď predpokladáme od kriedy zanikanie oceánskej litosféry (Tetýsu) medzi vyššie uvedenými doskami, musí sa to určitým spôsobom prejavíť v recentných záznamoch. Navyše nás k tomuto predpokladu vedie prítomnosť intermediárneho, terciérneho magmatizmu v oblasti Karpát, ktorý sa všeobecne pripisuje subdukčnému procesu.

Výsledky seizmiky, magnetoteluriky, gravimetrie, magnetometrie a termiky prispievajú k určeniu niektorých kôrových a litosférických rozhraní, ktoré môžu byť za určitých zjednodušujúcich predpokladov interpretované ako priebeh rozhrania kôra—plášť a litosféra—asterosféra alebo hranica rozličných platní či blokov. Na základe týchto informácií bol zostavený model litosféry Západných Karpát, ktorý je testovaný pomocou najnovších geologických, geofyzikálnych a vrtných údajov. Z tohto modelu vychádzame aj pri riešení otázok, týkajúcich sa genézy molasových panví. Ako vyplýva z predchádzajúcej časti, priame vzťahy a závislosti medzi vývojom molasových panví a litosféry existujú, len nie je možné jednoznačne rozhodnúť, o aký typ litosféry ide. Preto v zmysle princípov, globálnej tektoniky, charakter tejto litosféry možno interpretovať v dvoch variantoch:

1. Litosféra s doznievajúcimi alebo reaktivizovanými subdukčnými procesmi pri polarite subdukcie z tyla Karpát pod severo- a východoeurópsku platformu.

2. Litosféra formovaná diapirizmom.

Príznamky svedčiacie v prospech prvého variantu:

a) Ponáranie sa tylovej aktívnej litosféry pod epivariskú platformu a zdvojenie litosféry v priestore styku s platformou.

b) Rozmiestnenie vulkanitov ako následku subdukcie nad ponárajúcimi sa časťami tylovej litosféry.

c) Prítomnosť starších mobilných zón (flyšové trógy, ofiolitový komplex a pod.) vo vrcholovej časti aktívnej litosféry.

d) Geofyzikálne anomálie v karpatsko-panónskej oblasti potvrdzujú, že hlavný zdroj kinematických a dynamických síl sa nachádzal na tylovej strane Karpát a výsledná polarita pohybov je v smere od Karpát k platforme.

V prospech druhého variantu možno uviesť:

a) anomálnu litosféru v tyle Karpát možno interpretovať tiež ako následok plášťového diapirizmu (L. Stegena et al. 1975),

b) vývoj vulkanizmu v čase a priestore (J. Lexa—V. Konečný 1974),

c) Vývoj a nerovnorodosť molasových panví v čase a priestore (D. Vass 1979, L. Stegena et al. 1975) a chýbanie typických sedimentárnych suit (napr. hlbokovod-

né — oceánske komplexy priekop, zaoblúkových bazénov a pod.) sprevádzajúcich recentné subdukčné zóny.

Záver

Predložený model vývoja molasových panví Karpát a vulkanizmus zohľadňuje ako rozhodujúci faktor vývoja procesy, ktorých výsledkom je recentná stavba litosféry. Voči starším modelom, ktoré zohľadňovali predovšetkým procesy vývoja recentnej kôry, predpokladaný model je komplexnejší. Poskytuje viac informácií na interpretovanie a limitovanie tektonických procesov v litosfére. Model je prvá pracovná hypotéza, ktorá bude získavaním nových, zvlášť geofyzikálnych informácií doplňovaná a spresňovaná.

Literatúra

- ADÁM, A. 1976: Results of deep electromagnetic investigations KAPG Geophysical Monograph „Geoelectric and Geothermal Studies“. Akadémiai Kiadó, Budapest, 547—550.
- BAGDASARJAN, G. P.—DANILOVICH, L. G. 1968: Novyje dannye ob absoljutnom vozraste vulkaničeskich obrazovanij Zakarpatja. Izd. Akad. Nauk SSSR, ser. geol. 9, Moskva, 15—23.
- BALÁSZ, E. et al. 1981: Excursion guide of Molasse formations in Hungary. Hungarian geological institute, Budapest, 1—185.
- BALOGH, K.—MIHALIKOVÁ, A.—VASS, D. 1981: Radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia. Západné Karpaty, sér. Geológia 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113—126.
- BALOGH, K.—JÁMBOR, A.—PERTÉNYI, Z.—RAVASZ-BARANYAI, L.—SOLTI, G.—NUSSZÉR, A.: Petrography and K-Ar dating of Tertiary and Quaternary basaltic rocks in Hungary (in press).
- BALOGH, K.—REÉCSKAY, Z.—SZÉKY-FUX, V.—GYARMATI, P.: Chronology of Miocene volcanism in north — east Hungary (in press).
- BELLON, H.—KOPECKÝ, L.: Radiometric age datation of the rift volcanism in the Bohemian Massif (in press).
- BERÁNEK, B. 1978: Výzkum stavby zemské kôry na uzemí ČSSR metodami explozivní seismologie a transformovaných tíhových polí. Manuskript, Geofyzika, Brno.
- BISZTRICSÁNY, E. 1974: The depth of the LVL in Europe and some adjacent regions. Geofiz. Közl. 22, Budapest, 61—68.
- CLOETHING, S. A. P.—WORTEL, M. Y. R.—VLAAR, N. J. 1980: On the state of stress at passive continental margins and the problem of initiation of subduction. Abstrakt prednášok sympózia EGS/ESC, Budapest, 22.—29. 8. 1980.
- ČEKUNOV, A. V.—BOLJUBACH, K. A. 1979: Geologičeskije aspekty komplexnoj interpretácii sejsmičeskich i gravimetričeskich dannyh v Zapadnoj časti Ukrainy. Monography: „Gravitacionnaja model kôry i verchnej mantii Zemli“. Nauka dumka, Kiev.
- ČERMÁK, V. 1979: Geothermal studies and heat flow map of Czechoslovakia. Final Report: Geodynamic Investigations in Czechoslovakia. Veda, Bratislava, 129—132.
- DOLENKO, G. N.—DANILOVIČ, L. G. 1976: Novoje učenie o geosynklinach i jeho primenenie k Ukrainskim Karpatam. Geologica Carpathica 27,1, Bratislava 1—9.
- FUSÁN, O.—IBRMAYER, J.—PLANČÁR, J. 1979: Neotectonic bloks of the West Carpathians. Geodynamic investigation in Czechoslovakia. Veda, Publ. House of Slovak Ak. of Sc., Bratislava, 187—192.
- HÁMOR, G.—RAVASZNÉ BARANYAI, L.—BALOGH, K.—ÁRVANÉ SOÓS, E. 1980: A Magyarországi miocén riolitufa — szintek radiometrikus kora. M. All. Földtani Intézet évi jelentése az 1978 évről, Budapest, 65—73.

- JANOSCHEK, W. R.—MATURA, A. 1980: Outline of geology of Austria. Abhandl. Geol. B-A 26^c, C, G I., 34, Wien, 7—98.
- KANTOR, J.—WIEGEROVÁ, V. 1981: Radiometric ages of some basalts of Slovakia by ⁴⁰Ar/⁴⁰K method. Geol. Zbor. Geologica carpath., 32, 1, Bratislava 29—34.
- KARNÍK, V. 1980: Seizmicita střední Evropy. Sb. referátů 7. celostátní konference geofyziků v Gottwaldově. Sekce Seismika, 11—17.
- KOPECKÝ, L. 1979: Magmatism of the Ohře rift in the Bohemian Massif its relationship to the deep fault tectonics and to the geologic evolution and its ore mineralization. Czechoslovak and global tectonics (M. Maheľ ed.), Veda, Bratislava, 167—181.
- KRUTICHOVSKAJA, Z. A.—RUSAKOV, O. M.—PASKEVIČ, I. K.—POSGAY, K. 1971: Magnitnoje pole Karpatskogo regiona i nekotorie voprosy ego geologičeskoj interpretacii. Acta geologica Acad. Scient. Hungaricae, Budapest 377—382.
- LEXA, J.—KONEČNÝ, V. 1974: The Carpathian volcanic arc: A discussion. Acta geol. Acad. Scient. Hung., 18, Budapest, 279—293.
- LIPPOLT, J.—BARANYI, I.—TODT, W. 1975: Das Kalium — Argon Alter des Basaltes vom Lavant-Tal in Kärnten. Der Anschluss, Jg. 26, 6, Heidelberg, 218—242.
- MAHEL, M. (edit.) 1974: Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—453.
- MARSCHALCO, R. 1979: Considerations about Pienide flysch basins and their substratum in the Cretaceous and Paleogene (West Carpathians). Proceedings of the Conference: "Czechoslovak geology and Global tectonics". Smolenice, May 19—21, 1976, Veda, Bratislava, 103—114.
- PĚCHOVÁ, J.—PETR, V.—PRAUS, O. 1979: Internal electrical conductivity distribution on Czechoslovak territory. International geodynamics project final report of Czechoslovakia. Veda, Bratislava, 119—127.
- POSPÍŠIL, L. 1980: Interpretácia tiažového poľa v oblasti východoslovenského neogénu. Mineralia slov., 12, 5, Bratislava, 421—440.
- POSPÍŠIL, L.—FILO, M. 1980: Centrálné tiažové minimum Záp. Karpát a jeho interpretácia. Mineralia slov., 12, 2, Bratislava, 149—164.
- RADULESCU, D. P. 1972: Consideratii asupra cronologic proceselor vulcanice neogene Muntii Calimani. Gurghiu si Harghit A.D.S. Sediment, Bucuresti, Stratigr. 39, C, 4, Bucuresti 135—142.
- REPČOK, I. 1981: Datovanie niektorých stredoslovenských neovulkanitov metódou stôp po delení uránu. Západné Karpaty, sér. Min. Petrogr., geoch. metolog. 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 59—104.
- SCHULING, R. D. 1973: Active role of continents in tectonic evolution of geothermal models. (in "Gravity and Tectonics" by K. A. De Jong—R. Scholten) J. Wiley and Sons, New York, 35—49.
- SOLLOGUB, V. B. 1970: Struktura zemnoj kory Ukrajiny. Geofyz. sbor., AN USSR, 38, Moskva.
- STEGENA, L.—GECZY, B.—HORVÁTH, F. 1975: Late Cenozoic Evolution of the Pannonia Basin. Tektonophysics, 26, Amsterdam, 71—91.
- STEININGER, F.—BAGDASARJAN, G. P. 1977: Neue radiometrische Alter mittelmiozäner Vulkanite der Steirnmarch (Österreich) ihre biostratigraphische Korrelation und ihre mögliche Stellung innerhalb der paläomagnetischen Zeitskala. Verh. Geol. Bundesanst, Wien.
- ŠEFARA, J.—PLANČÁR, J.—KURKIN, M. 1980: Výskum Conradovej diskontinuity v Západných Karpatoch, MS — archív Geofyzika, n. p., Bratislava.
- ŠPIČKA, V. 1967: Príspevek ke zlomové tektonice vídenské panve. Sbor. geol. Věd, Geologie, řada G, 12, Úst. geol., Praha, 149—179.
- VARGA, I. 1978: Palealpine geodynamics of the Western Carpathians. Mineralia slov. 10, 5, Bratislava, 385—441.
- VASS, D.—BAGDASARJAN, G. P.—KONEČNÝ, V. 1971: Determination of absolute age of the West Carpathian Miocene. Földt. Közl., 101, 2—3, Budapest, 321—327.
- VASS, D.—TÖZSÉR, J.—BAGDASARJAN, G. P.—KALINČIAK, M.—ORLICKÝ, O.—ĎURICA, D. 1978: Chronologia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. Geol. Práce, Správy, 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 77—88.
- VASS, D. 1979: Genesis of Inner-Molasse basins in West Carpathians in light of leading function of mantle in Earth's crust development. In Czechoslovak geology and global tectonics, Veda, Bratislava, 183—197.

- VASS, D. 1980: Bloky Západných Karpát a neogénne molasové panvy. Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby ČSSR, Zbor. prednášok, II. časť, VTS — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 265—269.
- VASS, D.—ČECH, F. 1983: Rýchlosti sedimentácie v molasových panvách Západných Karpát *Geologica carpath.*, 34, 4. Veda, Bratislava, 411—422.
- VASS, D.—STRÁNIK, Z.—KRYSTEK, I. 1983: Tectonic activity in time of formation of Main and late molasses in Czechoslovakian West Carpathians. *Veröff. Zentralinst. Physic Erde*, 77, Potsdam.
- WEIN, G. 1978: A Kárpátmedence kialakulásának vázlata. *Általános Földtani Szemle*, 11. Budapest.
- ZÁTOPEK, A. 1979: On geodynamical aspects of geophysical synthesis in Central Europe. Final Report: Geodynamic investigations in Czechoslovakia. VEDA, Bratislava, 91—104.

The Influence of the Structure of Lithosphere Upon the Formation and Development of Intramontane and Back Molasse Basins in the Carpathians Mts.

Lubomír Pospíšil—Dionýz Vass

Summary

The opening of the intramontane molasse basins of the Carpathians began in the Eggenburgian—Karpatian time (in the period between 23 and 16,5 m.y.). One of the possible causes of the opening of basins is rifting on the North-European platform. The Ohře rift (the main phase of volcanism inside the rift was in the period between 31—17 m. y.; L. Kopecký 1979; H. Belon, L. Kopecký in press) forced the underthrusting of the platform segment delimited by the Odra and the Danube lineament beneath the Carpathians. Inside the Carpathians the extensional E-W stress caused the opening of the intramontane subsidence area of Senica—Central Považie — Upper Nitra—Turiec.

The East-Slovakian and Transcarpathian basins opened in consequence of horizontal shift along the Odra lineament (Fig. 1).

The opening of intramontane basins might have been affected by activated lithosphere in the hinterland of the Carpathians. Its influence got most significant in the next period. The active lithosphere might have caused formation of crustal magma chambers in the hinterland of the Carpathians which resulted in products of acid volcanism dated radiometrically to 22—16,5 m. y.

In the next period the active lithosphere played the main role in the development of molasse basins inside the Carpathians and in their hinterland, as well as in volcanism. A vault with its apex in the eastern part of the Pannonian Basin is the principal element of the model of the recent lithosphere (Fig. 3), based on the interpretation of available geophysical information. The vault manifested itself in continuous increase of heat flow values, of gravity, and dip of conductivity boundaries beneath the North-European or the East-European Platform. The structure of the recent lithosphere in the Carpathian region and in the Carpathian hinterland is a result of a long-lasting process in the Neogene, or the lithosphere was reactivated in the Neogene, i. e. it was also active in the pre-Neogene time.

In the Badenian-Sarmatian (16,5—10,5 m. y.) the influence of the active lithosphere manifested itself in double development trend of molasse basins and in the distribution of volcanism:

— In this time the intramontane area was more active tectonically. It was above the zone of contact between the anomalous lithosphere of the Carpathian hinterland and the platform lithosphere. The mutual influence of two different lithospheric elements caused increased thermal activity there. In intramontane basins (Fig. 2) intense (maximal) subsidence proceeded at the deposition rate exceeding 10 cm/100 y. Structural plan of the intramontane basins got substantially reorganized, and the basins reached their maximum areal extent. Synsedimentary fault activity and mostly andesite volcanism is generally culminating (D. Vass 1979). In the same time supercrustal blocks are generated in the area of the Inner Carpathians. The blocks form the present block structure of the crust inside the Carpathians (O. Fusán et al. 1979).

The back-land area of the Carpathians, resting above the vault of the lithosphere, was tectonically less active. Subsidence was variable in time and space (episodical basins; D. Vass 1979); the deposition rate

was 2—3 cm/100 years. Manifestations of volcanism are reduced. Larger accumulations of mostly andesite volcanism formed in the area adjacent to the Inner-Carpathian region.

In the Pannonian — Pliocene time (10,5—1,8 m.y.), inversion of subsidence of molasse basins (Fig. 4) and change in chemical character of volcanism took place. The change of thermodynamic conditions of anomalous lithosphere caused tectogenetic change in the evolution of molasses. The centre subsidence was displaced above the vault of the lithosphere and the subsidence proceeded as a consequence of isostatical compensation of the cooling lithosphere. The tension in the lithosphere was controlled (regulated) by lithospheric faults. The activity of crustal faults weakened and the subsidence was controlled by brachysynclinal depressing. The deposition rate in the back-deep of the Carpathians (the Pannonian Basin s.s.) is 5—6 cm/100 y; in intramontane depressions only 1,6 cm/100 y. and less.

The diminished slope of the active lithosphere caused interruption of mantle convection flows and extinction of andesite magma chambers (with the exception of young Pliocene andesites in the Calimani and Hargita mountains in Rumania, which were most likely thermally activated by out-Carpathian tectonic systems: the East-Mediterranean or the Black-Sea systems).

The decrease of thermal activity of lithosphere in the hinterland of the Carpathians is also indicated by activation of basalt volcanism, which is the product of thermal activity of deeper parts of the mantle. Lithospheric faults served as ascending ways of basalt magma.

Model of the Carpathian lithosphere can be interpreted in two variants:

a) The lithosphere was formed by the fading-out or reactivated subduction processes at polarity of subduction from the Carpathian hinterland beneath the North-European Platform.

b) The lithosphere was formed by diapirism.

Both variants have many characters like twinning of the lithosphere, the presence of older mobile zones, character of geophysical anomalies indicative of a dynamic source in the hinterland of the Carpathians, partly also distribution of volcanism. These were the characters of the 1st variant. The second one is characterized by the development and heterogeneity of molasse basins in time and space, the absence of sedimentary suites associated with recent subduction zones, the development and changes of volcanism in time and space.

Explanations of text-figures 1—4

Fig. 1 Scheme of the time of formation of Alpine intramontane molasse basins in the Carpathians (Eggenburgian—Karpethian; 23—16,5 m.y.)

1 — movement trends of crustal parts of lithosphere, a) of the Carpathian platform, b) underthrusting of the North-European platform, 2 — presumable subsidence area of intramontane molasse basins, a) relicts of the basins, 3 — zones of crustal acid volcanism (after G. Hámor, K. Szentgyörgyi in E. Balász et al. 1981), 4 — border of mobile core of the hinterland lithosphere (recent position), 5 — basalt volcanism of the North-European platform; 6 — vertical conductivity zone

Fig. 2 Scheme of the post-Styrian time of formation of Alpine intramontane and back-deep molasse basins of the Carpathians (Badenian—Sarmatian; 16,5—10,5 m.y.)

1 — intramontane basins and thicknesses of their filling in km; 2 — distribution of intermediary volcanism, b) buried complexes, 3 — contours of outcrops of pre-Tertiary units, 4 — border of mobile core of the hinterland lithosphere (recent position), 5 — vertical conductivity zone.

Fig. 3 Model lithosphere of the Carpathians and their surroundings, and distribution of subsidence of molasse basins in time and space

1 — molasse basins, 2 — flysch facies, 3 — pre-Tertiary complexes, 4 — granite bodies, 5 — ophiolite complexes, 6 — neogene volcanism, 7 — MOHO-discontinuity, 8 — high-conductivity environment, 9 — high-conductivity layer (HCL), low-velocity layer (LVL), heat boundary (HB), 10 — principal tectonic units: F — foredeep, FZ — outer flysch belt, VB — Vienna Basin, MK — Malé Karpaty Mts., DL — Danube lowland, B — Börzsöny, TD — Transylvanian Basin, C-H — Calimani-Hargita, OL — Odra line, ML — Muresh line, 11 — thermally active zones, 12 — interpreted boundary in lithosphere

Fig. 4 Scheme of post-Moldavian evolutionary periode of Alpine intramontane and back-deep molasse basins of the Carpathians (Pannonian — Quaternary; 10,5—0 m.y.)
1 — subsidence centres of the Pannonian back depression, 2 — basalts, 3 — border of mobile core of back lithosphere, 4 — intermediary volcanites, 5 — high-conductivity zone

Viera Hojstričová

Petrografia granitových porfýrov z vrtnu GK-9

2 obr. v texte, 3 fotogr. tabuľky (XXXVIII—XL), anglické resumé

Abstract. Acid dykes in the borehole GK-9 are macroscopically different from similar surficial rhyolites and from those found in the from similar surficial rhyolites and from those found in the borehole GK-13. The difference is in orthoclase as a porphyric phenocryst and in holocrystalline (microgranitic, micrographic, micropoikilitic and spherulitic) matrix of the acid dykes from the borehole GK-9. The grain size ranges from 0,01 to 0,9 mm according to position in the single bodies. Measurements of grain size of the matrix texture showed two phases of transport of acid magma, which resulted in granite porphyry dykes with equal mineralogical-petrographical characters and different thickness of matrix texture.

Horniny typu granitového porfýru neboli doteraz z oblasti stredoslovenských neovulkanitov známe. Prvý a zatiaľ jediný výskyt bol zaznamenaný v hlbokom štruktúrnom vrte GK-9 (asi 1 km sv. od Rudna nad Hronom), ktorý situoval K. Karolus.

Ich prítomnosť v tomto vrte je zaujímavá predovšetkým z toho dôvodu, že sú potenciálnymi žilnými ekvivalentmi ryolitov, ktoré vystupujú na povrch v blízkom okolí a na ktoré je v oblasti Novej Bane viazaná zlato-strieborná mineralizácia.

V práci použitý výbrusový materiál a chemické analýzy pochádzajú z hmotnej dokumentácie vrtnu GK-9.

V profile vrtnu možno sledovať od povrchu 700 m hrubý efuzívny neovulkanický komplex tvorený lávovými prúdmi pyroxenických, pyroxenicko-amfibolických, pyroxenicko-amfibolicko-biotitických andezitov s pyroklastickými ekvivalentmi, ojedinelými epiklastickými polohami a v najspodnejšej časti (od 671,5 m) žilou dacitu a amfibolicko-biotitického dioritového porfýritu (E. Karolusová 1976). Profil pokračuje útvarmi podložia, v ktorých sú lokalizované žily skúmaných granitových porfýrov (obr. 1). V hĺbke 1009,2—1299,5 m vystupujú horniny mladšieho paleozoika (perm, karbón) reprezentované pieskovecami, piesčitými, sericitickými a drobovými bridlicami (J. Vožár 1976). Ďalej nasleduje súvrstvie mezozoika v dolomiticko-vápencovom vývoji (1307,6—1381,5 m), postihnuté stláčaním, rekryštalizáciou a metasomatózou. Spomínané premeny nedovufujú urobiť ani stratigrafické závery, ani posúdiť tektonickú príslušnosť tohto súvrstvia (M. Polák 1976). V úseku 1445,6—1455,0 m sa nachádzajú tektonodeformačné a rekryštalizáciu postihnuté granitoidné horniny (O. Miko 1976). V hĺbke 1455,0 m dosiahol vrt GK-9 amfibolicko-biotitický granodiorit prenikaný veľkým počtom žilných telies andezitu, granodioritového porfýru, granitového porfýru a kremito-dioritového

porfýru (E. Karolusová 1976). Žily granitových porfýrov prerážajú podložné útvary pod uhlom 40—80°, zriedkavejšie sú uhly 5—10°, poukazujúce na silovú formu spomínaných telies.

V mladopaleozoických horninách spôsobili granitové porfýry slabú kontaktnú metamorfózu a vplyvom prenikania hydrotermálnych roztokov došlo aj ku karbonatizácii, epidotizácii, sericitizácii a k vzniku sulfidov. V prostredí karbonátových vrstiev mezozoika spôsobil granitový porfýr ich rekryštalizáciu, dolomitizáciu, prekremenenie a tvorbu galenitovo-sfaleritovej mineralizácie hydrotermálneho pôvodu (A. Brlay 1976). V granodioritovom telese došlo v blízkosti granitových porfýrov k prekremeneniu granodioritu, chloritizácii biotitu, kaolinizácii živcov a k vzniku minerálnej asociácie charakteristickej pre kontaktnú metamorfózu (E. Karolusová 1976).

Uvedená kontaktná metamorfóza všetkých vyššieimenovaných komplexov spôsobená granitovými porfýrmi je bezpochyby jedným z dôkazov toho, že skúmané žilné horniny sú najmladšie. Žiaľ, priamy vzťah týchto hornín a ryolitov vystupujúcich na povrch (v masíve Háj) doteraz nebolo možné potvrdiť, nakoľko v nadložnom efuzívnom komplexe nebola zistená ani jedna zo žíl typu granitového porfýru.

Petrografická charakteristika

1. Granitové porfýry majú masívnu textúru, svetlošedú až bielu farbu s odtieňmi do zelena, siva a ružova. Obsahujú porfyrické výrastlice šedých kremeňov, kaolinizovaných plagioklasov, sklene lesklých draselných živcov a drobných chloritizovaných biotitov. Základnú hmotu majú celistvú. V porovnaní s ryolitmi známymi z povrchových výskytov, ich jediným makroskopicky odlišným znakom je vyšší obsah porfyrických výrastlíc (do 50 %) a neprítomnosť pórovitých variet.

2. Porfyrické výrastlice plagioklasu An_{28-32} (5—12 obj. %) dosahujú veľkosť 3—5 mm, majú idiomorfny vývoj a sú väčšinou kaolinizované, sericitizované alebo zatláčané karbonátom. Výrastlice ortoklasu (7—20 %) majú idiomorfny až hypidiomorfny vývoj a dosahujú veľkosť 0,3—4 mm. Sú magmaticky korodované, tvoria jednoduché kryštály, zriedkavejšie aj dvojčatné zrasty podľa karlovarskeho zákona. Uhol oprických osí kolíše v rozpätí 70—80°. Častým druhom premeny je sericitizácia a karbonatizácia.

Granitové porfýry obsahujú 8—20 % porfyrických výrastlíc kremeňa veľkosti 0,1—6 mm. Je často magmaticky korodovaný, protoklazovaný, so sférolitickými a mikropoikilitickými lemami. Množstvo biotitu nepresahuje 4 % objemu horniny. Vyskytuje sa vo forme tenkých šupiniek veľkosti 0,2—1 mm, úplne chloritizovaných, baueritizovaných a zatláčaných karbonátom. Zo sprievodných minerálov je bežný apatit a zirkón. Prehľad modálneho zloženia skúmaných hornín je uvedený v tabuľke 1.

3. Charakter základnej hmoty granitových porfýrov sa mení čo do typu a zrnitosti.

Mikrogranitickú základnú hmotu vytvára alotriomorfne vyvinutý kremeň, draselný živec a plagioklas. Veľkosť zŕn kolíše od 0,01 mm (tenké žily alebo okrajové časti

Tabuľka 1 Modálne zloženie granitových porfýrov

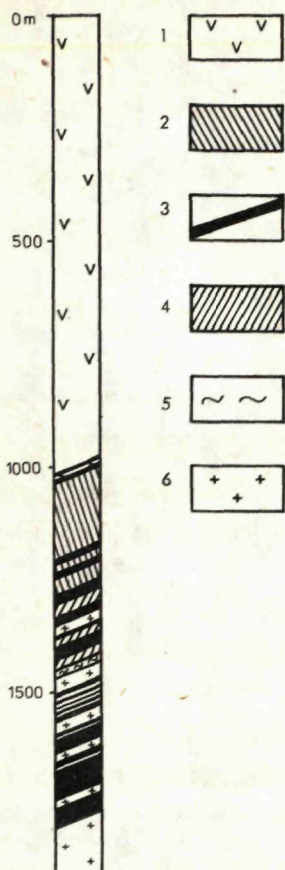
Vzorka	% obsahu				
	1	2	3	4	5
hĺbka v m					
1294,5	9,63	11,07	6,75	0,50	72,05
1312,6	9,67	8,14	5,24	2,60	74,35
1352,5	8,85	7,48	5,44	0,68	77,55
1435,0	15,36	13,86	7,86	1,87	61,05
1587,0	16,38	14,04	5,96	2,98	60,64
1595,4	20,88	10,88	8,24	1,18	58,82
1648,3	14,86	14,24	6,66	1,74	62,50
1693,4	18,41	13,73	8,24	1,17	58,45
1790,4	14,12	19,06	12,24	3,76	50,82
1792,5	9,58	20,76	7,19	2,99	59,48

1 — kremeň, 2 — ortoklas, 3 — plagioklas, 4 — biotit, 5 — základná hmota

hrubších žíl) až po 0,9 mm v stredových častiach žíl (tab. XXXVIII, obr. 1, 2). Zväčšovaním zrna nastáva postupne zmena mikrogranitickej štruktúry na mikrograniticko-mikropoikilitickú (tab. XXXIX, obr. 1). Jedinice živcov a kremeňa sa stávajú menej zreteľnými a objavujú sa v nich uzavreniny lištovitých draselných živcov (pravdepodobne zo starších fáz kryštalizácie). Z tejto prechodnej formy sa môžu vyvinúť ďalšie typy štruktúr. Na jednej strane štruktúra mikropoikilitická (tab. XXXIX, obr. 2) tvorená nepravidelnými zrnami kremeňa a draselného živca, na strane druhej mikropoikiliticko-sférolitická štruktúra, keď sa v zrnách mikropoikilitov uzatvárané lišty draselných živcov zoskupujú do približne lúčovitých polôh a štruktúru možno považovať za prechodnú medzi mikropoikilitickou a sférolitickou. Postupným stenčovaním lišt draselných živcov a ich pravidelným lúčovitým usporiadaním vznikajú rôzne typy sférolitickej štruktúry. Medzi sférolitmi sa často zachováva mikrogranitická základná hmota (tab. XL, obr. 1). Takéto štruktúry nachádzame pri prechode zo stredových častí dajok k ich okrajom. Ďalším štádiom vývoja základnej hmoty približujúcej sa k okraju telies je štruktúra sférolitická tvorená sférolitmi rôznej veľkosti, tvaru a stavby.

Za priaznivých teplotných a tlakových podmienok môže vzniknúť z mikrograniticko-sférolitickej štruktúry štruktúra sféroliticko-mikrografická. Časť základnej hmoty je mikrogranitická, ale väčšina sférolitov má charakter jemných mikrografických zrastov, ktoré v ďalšom vývoji strácajú svoju pravidelnú sférickú podobu, nadobúdajú tvar nepravidelných škvŕn a je v nich zreteľné mikrografické prerastanie draselného živca a kremeňa, ktoré poznáme pod názvom mikrografická alebo granofýrová štruktúra (tab. XL, obr. 2).

Vo väčšine žíl boli sledované zákonité zmeny typu štruktúry od okrajov telies k ich centrálnym častiam (V. Hojstričová 1976). Ako príklad je uvedená žila granitového porfýru z úseku 1381,5—1429,0 m, v ktorej boli pozorované nasledovné typy štruktúr: mikropoikilitická — mikrograniticko-sférolitická — mikrograniticko-mikrografická — hrubo mikrogranitická (veľkosť zŕn 0,9 mm) — mikrograniticko-sférolitická.



Obr. 1 Schematický geologický profil vrtu GK-9

1 — nadložný vulkanický komplex, 2 — paleozoikum, 3 — dajky granitových porfýrov, 4 — mezozoikum, 5 — kryštalikum, 6 — intruzívny komplex granodioritu

1. Súčasne so zmenou typu štruktúr boli konštatované aj zákonité zmeny v hrúbke zrnitosti základnej hmoty, pohybujúce sa v rozmedzí 0,01—0,9 mm (obr. 2). Zo vzťahov zobrazených na grafe vyplýva:

a) hrubnutie základnej hmoty v stredových častiach žilných telies;

b) dajky granitových porfýrov prenikajúce horninami podložia v tesnej blízkosti môžu kryštalizovať ako jeden celok a enklávy okolných hornín len málo ovplyvňujú proces ich kryštalizácie (dajka 10, 11, 12); proces kryštalizácie dvoch blízko seba vystupujúcich dajok nemusí prebehnúť vždy podľa práve opísaného vzoru, a to v tom prípade, ak ide o dve samostatne tuhnuce telesá, zrejme aj časovo oddelené (dajka 8 a 9);

c) dajka 13 bola makroskopicky opísaná ako hruboporfyrický granitový porfýr v úseku 1763,3 až 1792,5 m s injektážami jemnozrného porfýru. Zistenie dvoch maxim zrnitosti na zrnitostnej krivke dajky 13 potvrdilo, že ide o dve žily, z ktorých spodnejšia (úsek 1776,4—1792,5 m) jemnozrná, na okrajoch s felzitickou štruktúrou základnej hmoty, je mladšia a proces kryštalizácie v nej prebiehal samostatne;

Tabuľka 2 Chemické zloženie granitových porfýrov

Kyslíčniky	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	62,01—73,66	67,05	62,58—71,25	67,76	74,81	69,15
TiO ₂	0,10—0,61	0,32	0,20—0,40	0,31	0,12	0,36
Al ₂ O ₃	11,60—15,60	13,43	13,90—16,42	15,41	13,25	13,28
Fe ₂ O ₃	0,53—3,76	1,57	0,79—2,46	1,67	1,34	2,94
FeO	0,71—4,02	2,16	0,34—1,96	0,99	0,41	1,15
MnO	0,05—0,26	0,11	0,00—0,08	0,02	0,04	st.
MgO	st.—1,75	0,89	0,45—1,84	1,14	0,49	0,36
CaO	1,13—4,65	2,49	0,97—2,47	1,91	1,33	0,34
Na ₂ O	st.—2,45	1,81	3,29—4,57	3,97	2,56	0,48
K ₂ O	3,52—5,54	4,58	3,91—6,28	4,91	5,17	7,49
P ₂ O ₅	st.—0,16	0,10	0,00—0,33	0,18	0,28	0,06
H ₂ O	1,19—8,24	2,27	0,78—2,01	1,25	0,72	2,69
CO ₂	0,00—4,18	0,70	0,00—0,88	0,27	—	1,65

1 — variácie v chemickom zložení granitových porfýrov vo vrte GK-9 (K. Karolus et al. 1976), 2 — priemerné chemické zloženie granitových porfýrov z vrtu GK-9 (18 analýz), 3 — variácie v chemickom zložení granitového porfýru (A. Johannsen 1941), 4 — priemerné chemické zloženie granitového porfýru (A. Johannsen 1941), 5 — priemerné chemické zloženie ryolitov z povrchových výskytov v Hronskom Inovci (V. Hojstričová 1978), 6 — priemerné chemické zloženie ryolitov z vrtu GK-13 (V. Hojstričová 1975)

d) dajky 7 a 8 a spodná časť dajky 13 predstavujú jemnozrnnejšie variety (rádove 0,1 mm). Ich prítomnosť poukazuje na dve časove rozdielne fázy prínosu granitovej magmy, z ktorej sa tuhnutím vytvorili telesá sice s rovnakými mineralogicko-petrografickými znakmi, ale s rozličnou hrúbkou štruktúry základnej hmoty.

Treba zdôrazniť, že všetky typy štruktúr, vyskytujúce sa v granitových porfýroch vrtu GK-9 (v zmysle F. H. Hatcha et al. 1975) sú primárne, vzniknuté priamou kryštalizáciou z magmy.

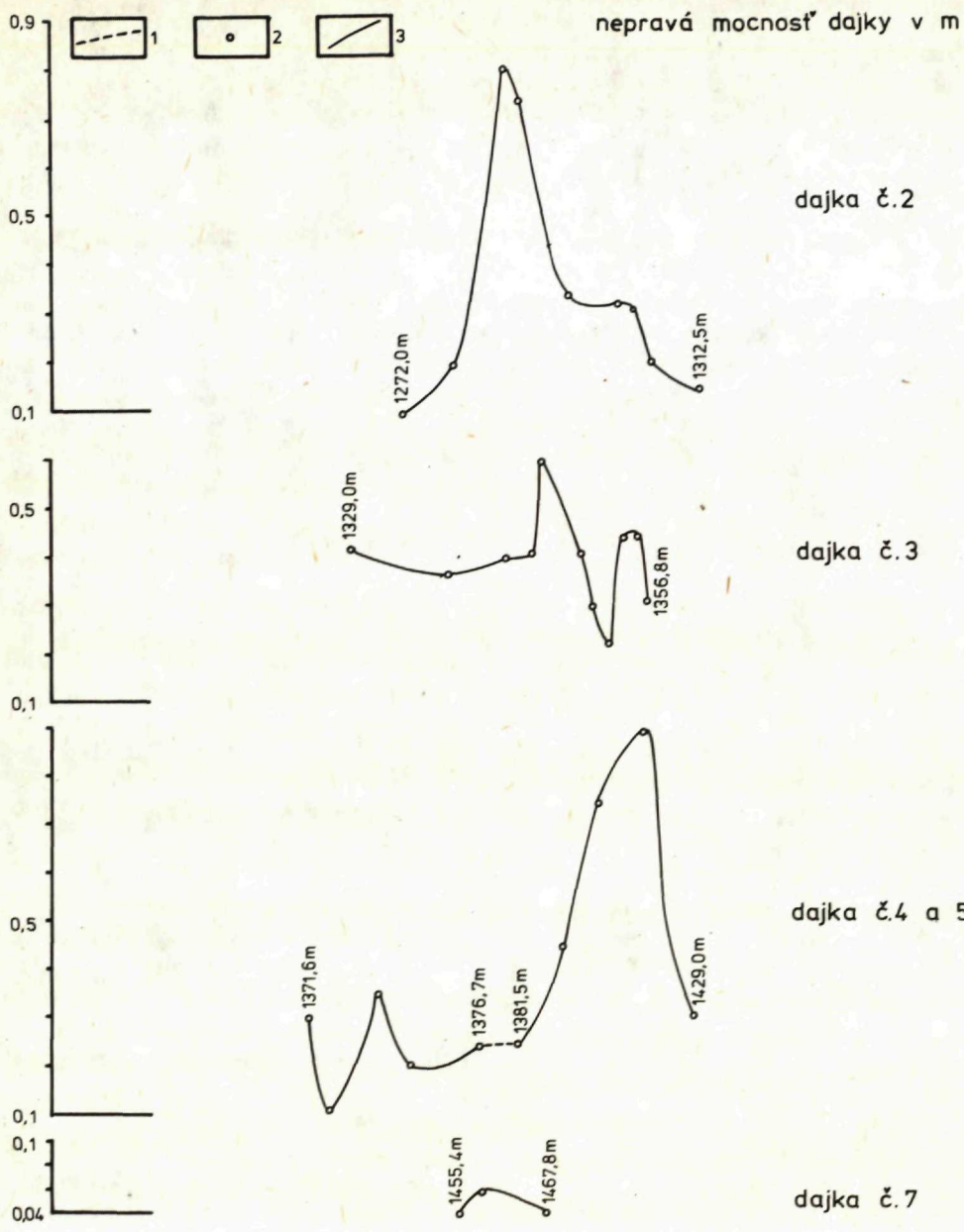
5. Chemické zloženie granitových porfýrov znázorňuje tabuľka 2. Zistené variácie jednotlivých kysličníkov sú značné a pre eruptívne a hlbinné ekvivalenty nezvyklé (K. Karolus et al. 1976). V porovnaní s priemernou chemickou analýzou granitového porfýru uvedenou A. Johannsenom (1941) sa variačná šírka obsahov jednotlivých kysličníkov granitového porfýru z vrtu GK-9 nejavi až taká extrémna. Zvýšený obsah CaO, CO₂, H₂O a znížený obsah Na₂O, K₂O a Al₂O₃ v analýzach odrážajú skutočnosť, že skúmané horniny boli ovplyvnené hydrotermálnymi premenami (karbonatizácia, sericitizácia, chloritizácia, silicifikácia, kaolinizácia).

Diskusia o pomenovaní žilných hornín z vrtu GK-9

1. Horniny rovnakého minerálneho zloženia a štruktúr základnej hmoty opisuje E. E. Wahlstrom (1955) vo svojej klasifikácii granitovo-ryolitovej série ako granitové porfýry. Podľa minerálnych zložiek, ich množstva v hornine a vzťahu k základnej hmote charakterizuje granitové porfýry ako faneritické horniny, v ktorých sú prítomné výrastlice a ktorých základná hmota je stredne- až jemnozrná (10—0,1 mm), alebo obsah porfyrických výrastlíc dosahuje objem základnej hmoty (v tom prípade je základná hmota jemnozrnnejšia). Ryolitové porfýry považuje za afanitické horniny, v ktorých sú výrastlice zreteľné, ale nedosahujú 50 % objemu horniny, základná hmota je celistvá alebo čiastočne sklovitá. Toto delenie je len veľmi rámcové, poukazuje na prítomnosť hornín stojacich medzi granitmi a ryolitmi s prechodnými vlastnosťami. Podľa tejto klasifikácie by skúmané dajkové telesá z vrtu GK-9 patrili do kategórie granitových a ryolitových porfýrov.

J. I. Polovinkinová (1966) považuje granitové porfýry za hypoabysálne a žilné ekvivalenty granitov. Charakterizuje ich porfyrickou štruktúrou a výrastlicami kremeňa, draselného živca, plagioklasu a biotitu so základnou hmotou meniacou sa od felzitickej — felzosférolitickej — sférolitickej — mikropoikilitickej — mikrografickej — mikroaplitickej až po mikrogranitickú. Takto charakterizovaný horninový typ doložený mikrofotografiami v plnej miere zahŕňa štruktúrne rôznorodosti skúmaných žilných telies.

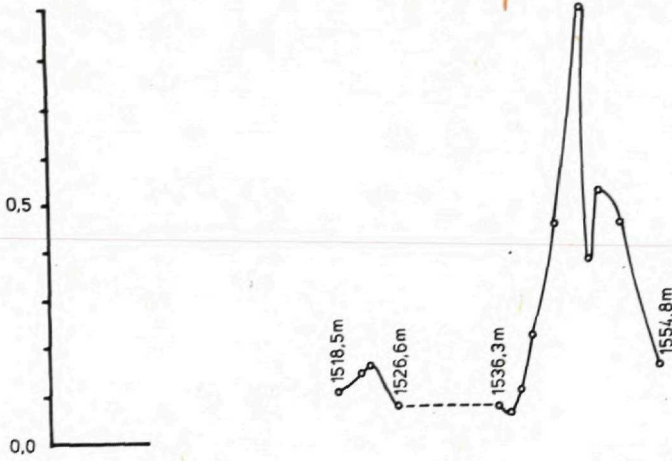
F. H. Hatch et al. (1975) nazývajú granitové porfýry porfyrickými mikrogranitmi a považujú ich tiež za žilné horniny približujúce sa svojimi mineralogicko-petrografickými znakmi viac k ryolitom než ku granitom. Zdôrazňujú ich prechodné postavenie medzi hlbinnými granitmi a efuzívnymi ryolitmi. Hranice sú v každom prípade len konvenčné. Ako charakteristické znaky udávajú porfyrické výrastlice kremeňa, draselného živca, plagioklasu a biotitu alebo iného tmavého minerálu. Štruktúra základnej hmoty je mikrogranitická, mikrografická a sférolitická.



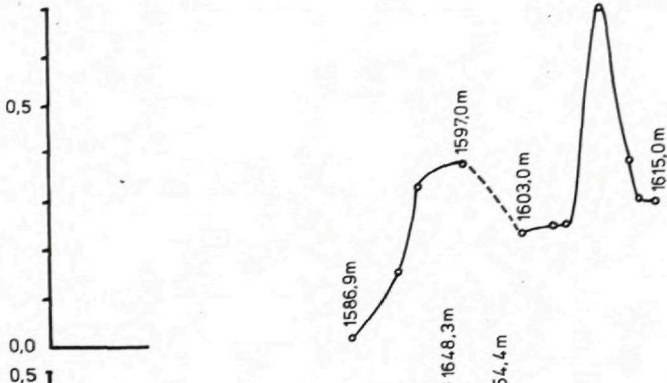
Obr. 2 Graf závislosti hrúbky štruktúry základnej hmoty na pozícii v rámci jednotlivých dajok
 1 — okolná hornina podložného komplexu, 2 — meraný výbrus, 3 — krivka zmien zrnitosti základnej hmoty

pokračovanie obr. 2

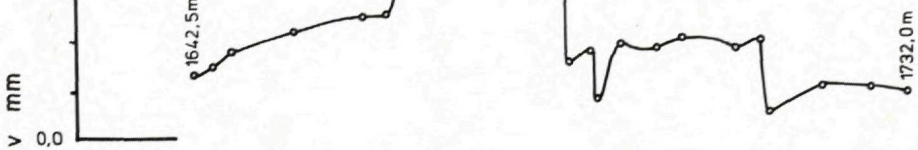
dajka č. 8 a 9



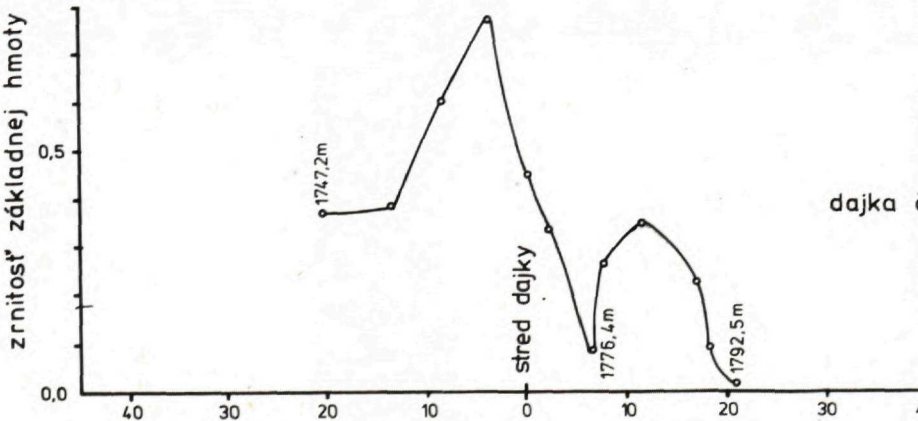
dajka č. 10



dajka č. 11 a 12



dajka č. 13



2. Ak vezmeme do úvahy vymenované klasifikácie granitových porfýrov a výsledky petrografického štúdia dajkových telies vo vrte GK-9, je dosť ťažké zaujať jednoznačné stanovisko k pomenovaniu ich hornín. V každej z nich sú granitové porfýry považované za prechodný člen medzi granitmi a ryolitmi, ale zrnitosť rozhrania pre základné hmoty sú nejednotné. Sme postavení pred problém, že napríklad čo E. E. Wahlstrom (1955) vo svojej klasifikácii považuje za ryolit (zrornosť pod 0,1 mm), v klasifikácii J. I. Polovinkinovej (1966) môže byť ešte granitovým porfýrom (uvádza aj felzitickú štruktúru), zatiaľ čo v klasifikácii F. H. Hatcher et al. (1975) je ryolitom až hornina so zrnitosťou základnej hmoty pod 0,05 mm.

Tabuľka 3 Porovnanie ryolitov Hronskeho Inovca a granitových porfýrov z vrty GK-9

	Povrchové ryolity	Ryolity z vrty GK-13	Granitové porfýry z vrty GK-9
% výrastlíc	5—15 %	max. do 20 %	30—50 %
kremeň	korodovaný	korodovaný	korodovaný
draselný živec	primárny sanidín, sek. adulár	primárny sanidín sek. adulár	primárny ortoklas
plagioklas	silne kaolinitizovaný	silne kaolinitizovaný	kaolinitizovaný, karbonatizovaný, sericitizovaný
biotit	čerstvý	opacitizovaný	chloritizovaný, karbonatizovaný
základná hmota	sférolitická felzitická sklovitá	sférolitická felzitická sklovitá mikrogranitická sekundárna	sférolitická mikrografická mikropoikilitická mikrogranitická felzitická — ojedinele

Ak budeme za hlavné kritérium považovať zrnitosť základnej hmoty, ktorá ani pri najhrubo-zrnnejších varietách nepresahuje 1 mm, potom musíme pripustiť, že by bolo vcelku opodstatnenejšie zaradiť skúmané horniny do kategórie ryolitových porfýrov. Druhým, nemenej dôležitým aspektom klasifikácie je však aj typ štruktúry základnej hmoty. Tu musíme poukázať na veľký rozdiel medzi vývojom základnej hmoty ryolitov a dajkových telies z vrty GK-9 (V. Hojstříčová 1978). Ak predpokladáme primárny vznik štruktúr základných hmôt týchto žíl, potom je zrejmé, že museli vzniknúť vo väčšej hĺbke, za pozvoľnejších zmien fyzikálno-chemických podmienok a pri nižších teplotách než ryolity lávových prúdov.

Práve pre výrazne odlišné štruktúry základných hmôt a prítomnosť ortoklasu ako

porfyrickej výrastlice považujeme za odôvodnené klasifikovať dajkové telesá z vrту GK-9 ako granitové porfýry (tab. 3).

Záver

1. Vrt GK-9 lokalizovaný pri Rudne nad Hronom v hĺbke 1014,5—1792,5 m zachytil 20 žíl granitových porfýrov o nepravej hrúbke 0,4—77,6 m. Vyskytujú sa výlučne v podložných útvaroch (mezozoikum, paleozoikum, kryštalinikum, granodioritová intrúzia; obr. 1). V 700 m hrubom efuzívnom neovulkanickom komplexe granitové porfýry neboli zistené a ich vzťah k povrchovým ryolitom masívu Háj zostáva zatiaľ neobjasnený. Granitové porfýry sú horniny svetlých farieb s 30—50 % obsahom porfyrických výrastlíc korodovaného kremeňa, idiomorných ortoklasov, sericitizovaných plagioklasov a chloritizovaných biotitov (tab. 1). Okraje žíl majú sférolitickú štruktúru základnej hmoty, ktorá sa smerom do stredu žíl mení postupne na mikropoikilitickú, mikrografickú až mikrogranitickú (tab. XXXVIII—XL).

2. Zákonité zmeny hrúbky štruktúry základnej hmoty naprieč žilami znázorňuje obrázok 2. Veľkosť zrn tvoriacich základnú hmotu kolíše v rozpätí 0,01—0,9 mm. V grafe sa zreteľne oddeľujú hrubšie a drobnozrnnejšie variety. Predpokladajú sa dve časove rozdielne fázy prínosu granitovej magmy, ktorá stuhla do podoby žíl líšiacich sa len hrúbkou štruktúry základnej hmoty.

3. Chemické zloženie granitových porfýrov je silne ovplyvnené prítomnosťou produktov hydrotermálneho procesu, čo sa prejavuje vo zvýšených obsahoch CaO, CO₂, H₂O a znížených obsahoch Na₂O, K₂O a Al₂O₃.

4. Kyslé dajkové telesá z vrту GK-9 boli zatriedené podľa klasifikácií E. E. Wahlstroma (1955), J. I. Polovinkinovej (1966) a F. H. Hatcha et al. (1975).

5. Prítomnosť prevažne holokryštalických štruktúr základnej hmoty, vysoký obsah porfyrických výrastlíc a prítomnosť ortoklasu — ako porfyrickej výrastlice v prevahe nad plagioklasom — oprávňujú nazývať horninu granitovým porfýrom.

Literatúra

- BRLAY, A. 1976: Mineralogicko-geochemické pomery na vrte GK-9. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—17.
- HATCH, F. H. et al. 1975: Petrologija magmaticeskich porod. Izd. Mir, Moskva.
- HOJSTRIČOVÁ, V. 1975: Petrografia neovulkanického komplexu vo vrte GK-13 Nová Baňa. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—19.
- HOJSTRIČOVÁ, V. 1976: Petrografická charakteristika kyslých dajkových telies vo vrte GK-9. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—45.
- HOJSTRIČOVÁ, V. 1978: Mineralogicko-petrografická a petrochemická charakteristika ryolitov 3. fázy. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—162.
- JOHANNSEN, A. 1941: A descriptive Petrography of the igneous rocks. The University of Chicago, Press Chicago.

- KAROLUS, K. et al. 1976: Komplexné spracovanie a vyhodnotenie štruktúrneho vrhu pri Rudne nad Hronom. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 112—116.
- KAROLUSOVÁ, E. 1976: Petrografické rozborý z neovulkanického komplexu, z dajkových telies intermediárneho zloženia a granodioritu v štruktúrnom vrte GK-9. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 45—86.
- MIKO, O. 1976: Petrografický výskum kryštalinika v štruktúrnom vrte GK-9. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—9.
- POLÁK, M. 1976: Litologicko-petrografický a faciálny výskum mezozoika na štruktúrnom vrte GK-9, Rudno nad Hronom. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—9.
- POLOVINKINOVA, J. I. 1966: Struktury i tekstury izverženných i metamorfičeských gorných porod. Časť 2., tom. I. Izd. Nedra, Moskva.
- VOZÁR, J. 1976: Výskum mladšieho paleozoika chošskej jednotky v podloží stredoslovenských neovulkanitov v profile štruktúrneho vrhu GK-9. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—11.
- WAHLSTROM, E. E. 1955: Petrographic Mineralogy, New York, 305—309.

Viera Hojstričová

Petrography of granite porphyries from borehole GK-9

Summary

A dyke swarm of acid granite porphyry was revealed by the borehole GK-9 at Rudno nad Hronom in the depth range 1014.5—1792.5 m. Rocks of this type have not been known in the Central-Slovakian neovolcanic region so far. They are only in the basement (Fig. 1). No granite porphyry dyke was found in a 700 m thick effusive complex, so it is difficult to determine their relation to the surficial rhyolites of the Háj Massif. The dip of the basement rocks is mostly 40—80°. They were subject to slight contact metamorphism and recrystallization, caused by granite porphyry. The subsequent hydrothermal stage conditioned their kaolinization, silicification, carbonization and sericitization with galena-sphalerite sulphidic mineralization.

Granite porphyry is a light-coloured rock containing 30—50 % of porphyric phenocrysts (Pl. XXXVIII) like corroded quartz with frequent radial and micropoikilitic fringes (Pl. XXXIX, Fig. 1, 2), idiomorphic orthoclases, sericitized and kaolinized plagioclases, and chloritized or baueritized biotite.

Matrix is mostly holocrystalline, grain size ranges from 0,01—0,9 mm. Microgranite texture is characteristic of the central parts of dykes (Pl. XXXVIII, Fig. 1, 2). Micropoikilitic texture consists of allotriomorphic grains of quartz, K-feldspars and plagioclase with enclosed minor grains of K-feldspars (most likely from earlier phases of crystallization). Spherulitic texture is characteristic of marginal parts of dykes (Pl. XXXIX, Fig. 2). Micrographic texture consists of minor twins of quartz and K-feldspar (Fig. 2).

Graph of relation of texture thickness to position for single dykes proves the general law that the matrix texture is thickest (to 0,9 mm) in the central parts of dykes and that it gets finer toward the margins (to 0,01 mm).

Granite porphyry dykes, penetrating the basement rocks very near, can crystallize as one complex (dykes 11 and 12) and then the enclaves of country rocks can only slightly affect crystallization; or they crystallize separately, in different times (dykes 8 and 9).

The graph shows coarser and finer grain varieties. It is presumed that in the profile of the borehole GK-9, acid magmas penetrate in two phases, the finer varieties being younger (dyke 13).

Chemical composition of the rocks, affected by hydrothermal alterations is in Table 2.

Classification of dyke bodies in the borehole GK-9 was based on the classification by E. E. Wahlstrom (1955), J. I. Polovinkina (1966) and F. H. Hatch et al. (1975).

Differences between the dykes studied and lava flow rhyolites known from the surface and from the borehole GK-13 (holocrystalline texture of matrix, orthoclase as porphyric phenocryst dominant over

plagioclase, Tab. 3 and photograph) are so great that the rocks of the borehole GK-9 can be classified among granite porphyries.

Explanations of Plates XXXVIII—XL

Pl. XXXVIII

Fig. 1 GK-9/693,4 m. Granite porphyry with corroded quartz phenocrysts (white) and orthoclase laminae (grey). Microgranitic matrix. Magnif. 48 ×, polarized light

Fig. 2 GK-9/1312,6 m. Granite porphyry with quartz and orthoclase phenocrysts. Microgranitic matrix, grain size 0,5 mm. Magn. 30 ×, polarized light

Pl. XXXIX

Fig. 1 GK-9/1350,5 m. Granite porphyry with microgranite micropoikilitic matrix. Magn. 30 ×, polarized light

Fig. 2 GK-9/1338,1 m. Granite porphyry with micropoikilitic matrix. Magn. 48 ×, polarized light

Pl. XL

Fig. 1 GK-9/1606,0 m. Granite porphyry with micrographic matrix. Magn. 95 ×, polarized light

Fig. 2 GK-9/1750,2 m. Granite porphyry with microgranite-sperolitic matrix. Magn. 48 ×, polarized light

Explanations of text-figures and text-tables

Fig. 1 Schematic geological profile of the bore-hole GK-9

1 — overlying volcanic complex, 2 — paleozoic rocks of the Choč, nappe, 3 — granite porphyry dykes, 4 — mesozoic rocks, 5 — complex of older igneous and metamorphic rocks, 6 — granodiorite intrusions

Fig. 2 Graph of relation of thickness of matrix texture to position in single dykes

1 — country rock of basement complex, 2 — measured thin section, 3 — curve of changes in grain size of matrix

Table 1 Modal composition of granite porphyries

1 — quartz, 2 — orthoclase, 3 — plagioclase, 4 — biotite, 5 — matrix

Table 2 Chemical composition of granite porphyries

1 — variations in chemical composition of granite porphyries in borehole GK-9 K. Karolus et al. 1976), 2 — average chemical composition of granite porphyries from borehole GK-9 (18 analyses), 3 — variations in chemical composition of granite porphyry (A. Johansen 1941), 4 — average chemical composition of granite porphyry (A. Johansen 1941), 5 — average chemical composition of rhyolites from surficial occurrences in Hronský Inovec (V. Hojstříčová 1978), 6 — average chemical composition of rhyolites from borehole GK-13 (V. Hojstříčová 1975)

Table 3 Comparison of rhyolites from Hronský Inovec to granite porphyries from borehole GK-9

Translation: E. Jassingerová

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XXXVIII—XL

Tab. XXXVIII

Obr. 1 GK-9/1693, 4 m Granitový porfýr s korodovanými výrastlicami kremeňa (biele) a lištami ortoklasu (sivé). Základná hmota je mikrogranitická. Zväčš. 48 ×, polarizované svetlo

Obr. 2 GK-9/1312,6 m Granitový porfýr s výrastlicami kremeňa a ortoklasu. Základná hmota je mikrogranitická, veľkosť zrna 0,5 mm. Zväčš. 30 ×, polarizované svetlo

Tab. XXXIX

Obr. 1 GK-9/1350,5 m Granitový porfýr s mikrograniticko-mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty. Zväčš. 30 ×, polarizované svetlo

Obr. 2 GK-9/1338,1 m Granitový porfýr s mikropoikilitickou štruktúrou základnej hmoty. Zväčš. 48 ×, polarizované svetlo

Tab. XL

Obr. 1 GK-9/1750,2 m. Granitový porfýr s mikrograniticko-sférolitickou štruktúrou základnej hmoty. Zväčš. 48 ×, polarizované svetlo

Obr. 2 GK-9/1606,0 m Granitový porfýr s mikrografickou štruktúrou základnej hmoty. Zväčš. 95 ×, polarizované svetlo

Foto: L. Oswald

Ján Čurlík—Jozef Forgáč

Prejavy sírnokyslého zvetrávania a jeho hĺbkové zmeny vo vulkanických horninách pohoria Vtáčnik

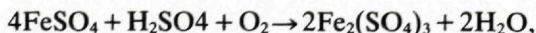
9 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. Processes of the sulphur-acid weathering in hydrothermally altered, pyritized volcanic rocks near the village Prochot in the Vtáčnik Mts. are manifested there by secondary Fe and Al sulphates (alunite, jarosite, alunogen) in weathering products, by decrease of pH of waters, recovery of some components, mainly trace elements. The authors present the results of mineralogical and geochemical study of products of the sulphur-acid weathering, the geochemical balance of the transport of the main elements and changes in trace elements. Discussed is the relation between the sulphur-acid weathering and bleaching of rocks in the bore hole MEB-1 under the influence of gley waters, considerably deep on the locality mentioned.

Sírnokyslým zvetrávaním označujeme také procesy hypergénnych premien hornín, ktoré vznikajú tam, kde horniny obsahujú impregnácie sulfidov, elementárnu síru, prípadne na miestach odkrytov sulfidických ložísk. Pri pôsobení kyslíkatých vôd na tieto polohy dochádza k oxidácii sulfidov za vzniku voľnej kyseliny sírovej a rôznych síranov, ktoré pôsobia ako významné faktory premien okolitých hornín. Vytvára sa veľmi kyslé prostredie, pH sa lokálne znižuje pod 2. Napríklad oxidácia pyritu prebieha podľa schémy



Za spolupôsobenia tíonových baktérií (napr. *Thiobacillus ferrooxidans*), ktoré majú schopnosť sa rozvíjať v týchto podmienkach, môže dochádzať k ďalšej oxidácii síranov železa:



pričom vznikajúce sírany trojmocného železa vplývajú na rozklad sulfidov.

To sú pravda len všeobecné schémy pre množstvo procesov, ktoré preštudoval hlavne v súvislosti s praktickým významom oxidačných zón sulfidických rúd predovšetkým B. S. Smirnov (1955), V. V. Ščerbina (1955), A. I. Pereľman (1963, 1968, 1975) a ďalší autori. Rýchlosť a intenzita týchto premien závisí od

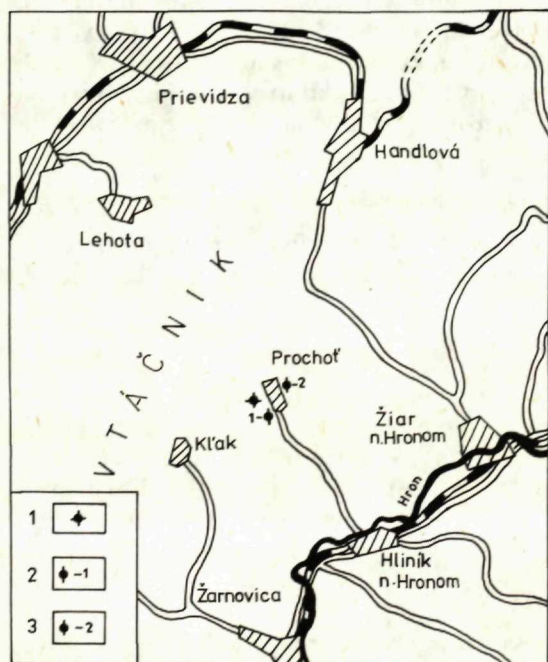
mnohých faktorov, najmä od teploty, množstva zrážok, obsahov sulfidov v horninách, od uplatnenia elektrochemických reakcií, typu vznikajúcich síranov a celého radu vedľajších vplyvov.

Tieto procesy neboli u nás podrobnejšie sledované. Stručne o nich hovorí vo svojich prácach J. Forgáč (1967, 1970, 1980). Väčšinou však pre svoj naložený charakter, boli zamieňané s hydrotermálnymi procesmi, lebo sa viažu na hydrotermálne premenené a pyritizované odkryvy hornín.

Cieľom predloženej práce je prispieť k rozčleneniu týchto dvoch skupín premien a zároveň poukázať na značný hĺbkový dosah hypergénnych procesov spojených s prenikaním redukčných (glejových) vôd v hydrotermálne premenených vulkanických horninách pohoria Vtáčnik pri obci Prochoť, kde sme ich prejavy študovali v dvoch povrchových odkryvoch a v štruktúrnom vrte MEB-1.

Materiál a metódy

Pre potreby mineralogického a geochemického štúdia boli odobraté série vzoriek z dvoch povrchových odkryvov z lokality Prochoť, ako aj materiál zo štruktúrneho vrtu MEB-1 z tej istej lokality v pohorí Vtáčnik. Lokalizácia povrchových odkryvov a vrtu je uvedená na obr. 1. Vzorky boli odobraté vo vertikálnom priereze, aby boli zachytené rozdiely v intenzite premien. Boli z nich robené silikátové analýzy v laboratóriách GP, Turčianske Teplice. (Vzorky z povrchových odkryvov analyzo-



Obr. 1 Lokalizácia skúmaných objektov 1 — vrt MEB-1, 2 — juhovýchodné úpätie kóty Majspjak (608) nad JRD, povrchový odkryv, 3 — východný okraj obce Prochoť, na južnom úpätí svahu pod Pomníkom padlých hrdinov, povrchový odkryv

vali: A. Karabelová a K. Vrábliková, z vrtu MEB-1 B. Križanová a S. Bindžárová). Stopové prvky boli analyzované kvantitatívne. Prvky Pb, Zn, Cu, boli stanovené metódou AAS (analyzovala M. Klinčeková) a Ga, V, Zr, Ni, Co, Cr, Ba, Sr, Rb, Li, optickou emisnou spektroskopiou (analyzovala A. Petrová). Stopové prvky boli analyzované v laboratóriách Geologického ústavu D. Štúra, Bratislava.

Pre potreby mineralogického štúdia boli separované íly bežnými dekantačnými metódami. Röntgenografické štúdium bolo robené na prístroji Mikrometa 2 s goniometrom, za použitia Cu K_α -žiarenia, Ni-filter, (15 mA, 35 kV, 600, resp. 1200 mm/hod.). DTA bola robená z navážok 1 gr (derivatograf Paulik-Paulik-Erdey) v rozmedzí teplôt 40—1000 °C. Zvlášť pod binokulárom boli separované (koncentrované) sírany. Ich röntgenografické štúdium bolo robené s použitím Co K_α -žiarenia, Fe filtra, (18 mA, 35 kV). Orientačné stanovenia pH, boli z vodnej suspenzie zvetralín z vrtu MEB-1 pri suspendovaní 10 g vzorky v 100 ml vody. (Vzhľadom na vzorky z jadra sa nedá vylúčiť aj dodatočný vplyv vzdušného kyslíka na rozklad pyritu). Hĺbkový odber vzoriek je uvedený v príslušných tabuľkách výsledkov analýz.

Charakter premien vulkanických hornín v študovanej oblasti

Na základe poznatkov z vrtu MEB-1, ktorým bol prevrtaný komplex vulkanických hornín do hĺbky 1400 m sa dá vytvoriť predstava o ich premenách. Vulkanický komplex je tvorený prevažne produktmi povrchovej vulkanickej činnosti. Pozostáva z lávových telies pyroxenických andezitov a vulkanoklastického materiálu. Vulkanoklastiká sú tvorené vulkanickými a epiklastickými brekciami, tufitmi a tufitmi s výrazne triedeným materiálom (A. Brlay—J. Forgáč 1980).

V prevažnej časti vulkanického komplexu je v dôsledku výrazných premien obťažné určiť pôvodné štruktúry vulkanických hornín.

Na základe petrografických rozborov A. Miháliková (1980) vyčlenila vo vrte aj dioritové porfýry.

Geologický profil vulkanickým komplexom do hĺbky 1400 m je znázornený na obr. 2, kde je paralelne načrtnutá aj celá škála premien, ako sú hydrotermálne a hypergéne procesy (J. Forgáč—A. Brlay 1981).

Hydrotermálne premeny

Hydrotermálnymi premenami bol postihnutý vulkanický komplex v celom sledovanom rozsahu. Postihnuté boli hlavne pyroxény, ktoré sú výrazne chloritizované. Plagioklasy sú pri týchto procesoch sericitizované a karbonatizované len čiastočne. Bázicitou zodpovedajú andezínu — labradoritu. Najhojnejším sekundárnym minerálom je chlorit, sprevádzaný epidotom, karbonátmi a sericitom, ojedinele aj adulárom. Základná hmota má rovnaké znaky premien ako primárne minerály. Sprievodným znakom hydrotermálnych premien je rôzna intenzita pyritizácie (J. Forgáč 1980, J. Forgáč—A. Brlay 1981). Obsah pyritu kolíše od akcesorického

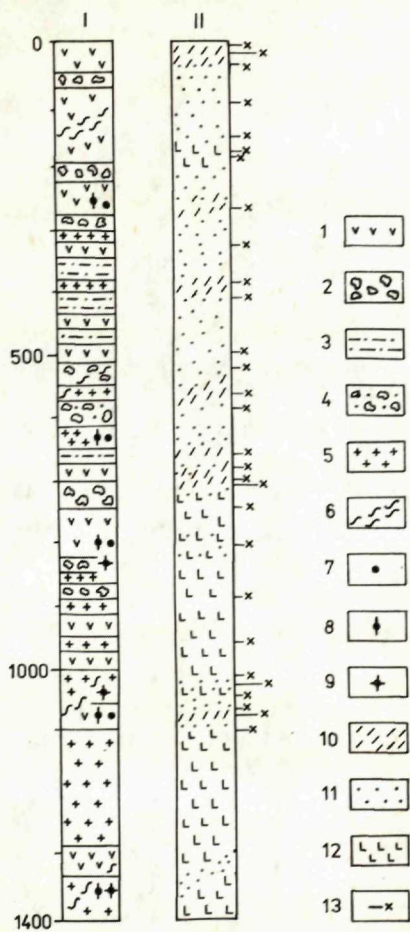
množstva po viac ako 1 %. Okrem pyritu sa vytváral aj galenit, sfalerit a chalkopyrit, ktoré ojedinele tvoria zhluky a výplne tenkých žiliek s kremeňom a karbonátmi (A. Brlay—J. Forgáč 1980). Rozmiestnenie rudnej mineralizácie je znázornené na obr. 2.

Hypergéenne premeny

Celý vulkanický komplex prešiel od svojho vzniku zložitým procesom zmien. Popri hydrotermálnych premenách bol postihnutý tektonicky a nakoniec bol zasiahnutý eróznymi pochodmi, ktoré formovali dnešný reliéf územia. Hĺbka erózneho zrezu v tejto oblasti dosahuje stovky metrov (M. Kuthan 1958). Znamená to, že hypergéennymi procesmi boli postihnuté postupne hlbšie a hlbšie horizonty vulkanických hornín, ktoré dosahovali rôznu úroveň, predtým hydrotermálne premene-
ných hornín. Hypergéenne procesy sa nakladali na hydrotermálne.

Hydrotermálne postihnuté polohy tvoria určité „oslabené“ zóny, ktoré sú prístupné pôsobeniu exogénnych činiteľov. V prípade výraznejšej pyritizácie tu vznikajú podmienky aj pre uplatnenie osobitnej kategórie sironokyslých procesov zvetrávania spojeného s oxidickou degradáciou sulfidov.

Príznačky tohto zvetrávania sú najtypickejšie vyvinuté v študovanom vrte. Na povrchu sa nachádzajú polohy limonitizovaných ílov, pod ktorými sú polohy ílov so síranmi (alunitom, jarozitom, alunogénom). Pod nimi sa nachádzajú íly s pyritom, ktoré obsahujú aj prímes síranov, čo možno sledovať do hĺbky 33 m. (Úplný rozklad pyritu pozorujeme zhruba do hĺbky 2—4 m pod povrchom.) Od tejto hĺbky postupne pribúda pevnejších vybielených až svetlosivých hornín, ktoré sa



Obr. 2 Vrt MEB-1, I — geologický profil vrtu (podľa práce J. Forgáč—A. Brlay 1981), II — rozmiestnenie premien v profile vrtu

1 — pyroxenické andezity, 2 — andezitové brekcie, 3 — litokryštaloklastické tufy — tufity, 4 — pemzové tufy; 5 — dioritové porfýry, 6 — tektonické brekcie, 7 — výskyt galenitu, 8 — výskyt sfaleritu, 9 — výskyt chalkopyritu, 10 — argilitizované horniny, 11 — horniny vybielené, ale pevné, 12 — horniny chloritizované, 13 — miesta odberu študovaných vzoriek, (10—11 — hypergéenne premeny), (12 — hydrotermálne premeny)

nepravidelne striedajú so zónami argilitizácie. Poukazuje to na rozdielnosť intenzity premien.

Približne od 100 m sa prejavy argilitizácie sústreďujú do niektorých oslabených zón, avšak vybielenie pozorujeme do hĺbky 650 m. Hlbšie sa argilitizácia a vybielenie sústreďuje na drvené zóny a pukliny.

Vzťah týchto vybielených a argilitizovaných zón k sírnokyslému zvetrávaniu je zrejмый, ale mechanizmus ich vzniku je komplikovaný. Súvisí už pravdepodobne s pôsobením bezkyslíkatých — glejových vôd*.

Kyslíkaté vody**, ktoré zasahovali z povrchu, sa pri styku s pyritom, prípadne s inými redukovačmi menia na redukčné, čiže glejové vody. Tieto vody môžu prenášať niektoré zložky, ako napr. Fe^{2+} , Mn^{2+} , PO_4^{3-} a iné. Ich prenikanie do hĺbok je v tomto prípade uľahčované prítomnosťou hydrotermálne premenených polôh hornín, drvených zón a dislokácií. Výnosom železa a niektorých iných zložiek dochádza najmä na týchto narušených miestach k vybieleniu až k argilitizácii hornín.

Pri pôsobení vôd na hydrotermálne premenené horniny dochádza k vybieleniu chloritu. Plagioklasy, ktoré sú pri hydrotermálnych procesoch málo postihnuté, začínajú prejavovať menšiu stabilitu. Vzniká v nich sieť mikrotrhlín, po ktorých sú vynášané jednotlivé komponenty. V pokročilom štádiu premien po týchto mineráloch zostávajú dutinky vyplnené zmesou ílových minerálov (kristobalitu?). Naproti tomu pyrit sa v daných podmienkach už nemusí rozkladať. Naopak, ak sa glejové vody pri prenikaní stretnú s vodami so sírovodíkom, môžu vypadávať rôzne sulfidy kovov a vytvárať žilky, prípadne impregnácie (napr. pyrit, chalkopyrit a pod., A. I. Pereľman 1968). Či k podobným javom dochádza aj v tomto prípade, sme neskúmali.

Možno konštatovať, že rozhodne sú v danej oblasti podmienky pre uplatnenie sírnokyslého zvetrávania. Hlavne v okolí vrtu MEB-1, čo vyplýva aj z morfológie kôry zvetrávania. Ako sa uplatnili tieto procesy v plošnom merítku, závisí od množstva pyritu a rozsahu pyritizácie hornín. Treba však počítať s prenikaním sírnokyslých roztokov do okolia, s možnosťou zmien intenzity uvedených procesov v historickom vývoji územia, najmä v súvislosti so zmenou reliéfu, tektonickými pohybmi a zmenou klímy.

Mineralogické štúdium sírnokyslých produktov zvetrávania

Pri štúdiu sírnokyslého zvetrávania sme sa zamerali hlavne na mineralogické štúdium sekundárnych produktov. Podrobnejšie sme skúmali zloženie ílovej frakcie kôry zvetrávania a argilitizované úseky vo vrte MEB-1. Samostatne boli skúmané aj sírany vo vzorkách.

* Glejové vody — zaužívaný geochemický pojem pre vody bez obsahu kyslíka A. I. Pereľman (1968) rozlišuje normálne glejové vody a glejové vody so sírovodíkom.

** Kyslíkaté vody — vody s obsahom O_2 . Opak glejových vôd. Hlavným vzdušným migrantom je O_2 .

Výsledky mineralogického štúdia sú uvedené v tab. 1 a 2 a na obrázkoch 3, 4, 5 (len reprezentatívne hĺbky). Ako vyplýva z údajov v mineralogickom zložení jednotlivých produktov sú rozdiely:

V povrchových odkryvoch sa nachádza v najvrchnejších polohách kaolinit, ktorý je postupne do hĺbky zmieňaný illitom (illit—kaolinit) a montmorillonitom (illit—montmorillonit). Kaolinit sa viaže len na povrchové, zrejme najviac vyluhované časti kôr zvetrávania (do hĺbky 60—80 cm). Z ostatných prímies boli zistené zmiešané štruktúry (I—M?), goetit, kristobalit, pravidelne kremeň a plagioklasy (obr. 3, 4).

Tabuľka 1 Mineralogické zloženie ílovej frakcie zvetralín — povrchové odkryvy

Lokalita — hĺbka		Kaolinit	Illit	Montmo- rillonit	Zmieš. štrukt.	Chlorit	Kremeň	Plagio- klasy	Ostatné
Juhovýchodné úpätie kóty	40 cm	+++	++	?	+		+	●	goetit
Majspjak (608), nad JRD	70 cm	++	+++	+	+		+	+	
	130 cm	?	+++	++	?		●	+	kristobalit
	170 cm		++	+++	+		●	●	kristobalit
	250 cm		+	+++	?			+	kristobalit
Východný okraj obce Prochof, na juž. úpätí svahu pod pomníkom.	40 cm	++	+++	●	?		+	+	
	80 cm	?	+++	●	●		+	+	
	150 cm		+++	+	●		●	+	
	175 cm		+	+++	+			●	

Vysvetlivky: +++ — prevláda ++ — stredný obsah
 + — nízky obsah ● — prímies
 ? — sporný výskyt

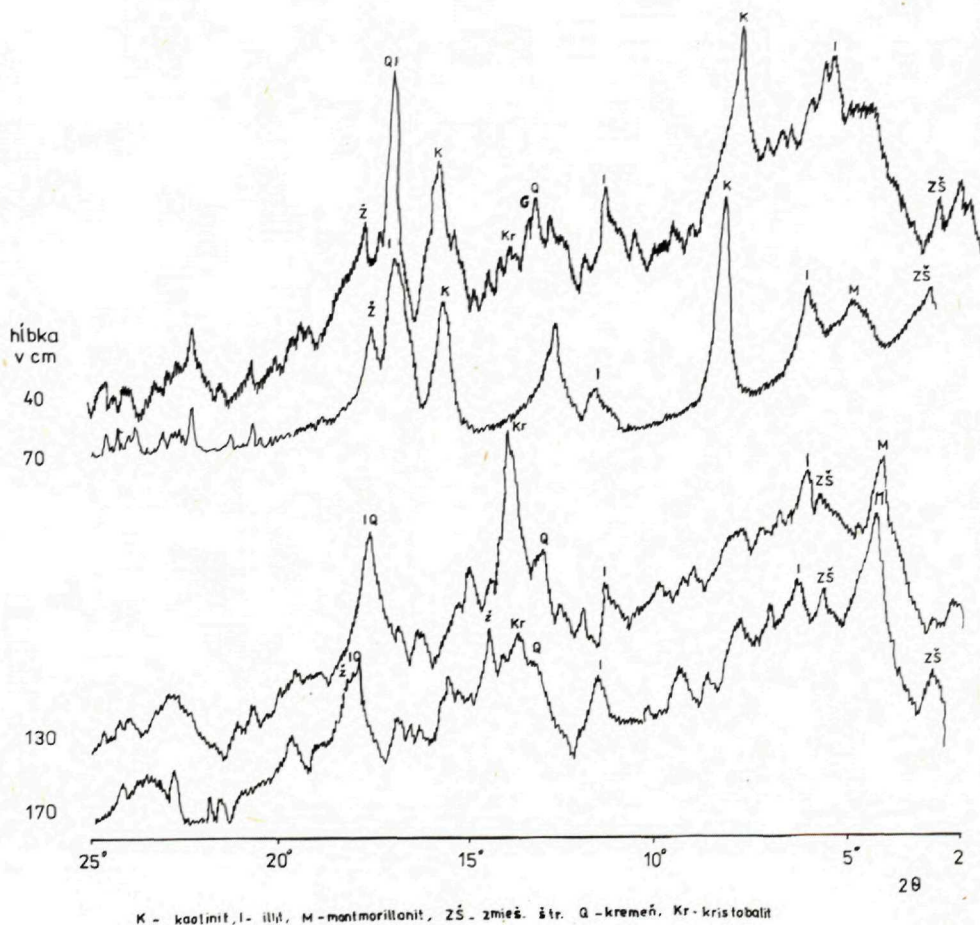
Tabuľka 2 Mineralogické zloženie ílovej frakcie zaregistrovaných zón vo vrte MEB-1

Lokalita — hĺbka		Kaolinit	Illit	Montmo- rillonit	Zmieš.* štrukt.	Chlorit	Kremeň	Plagio- klasy	Ostatné
Prochof, vrt MEB-1	3 m	++	+++	+	●		●	●	jarosit, alunit, alunogén
	5 m	?	++	++					jarosit, alunit, kristobalit, leukoglaukit,
	8 m	?	+	+++	?		+		alunit, jarosit
	19,5 m	+	++	+++	●		+	●	alunit
	33 m		+	+++	+		●		alunit
	270 m		+++		+	+			kristobalit
	570 m		+++		?	●	●		—
	664,3 m		+++		?	+	+		—
	690 m		+++		+	++		+	kristobalit
	701,5 m		+++		?		+		kristobalit
	1083 m		+++		?		+		kristobalit

Vysvetlivky: +++ — prevláda ++ — stredný obsah
 + — nízky obsah ● — prímies
 ? — sporný výskyt * — pravdepodobne I-M štruktúry

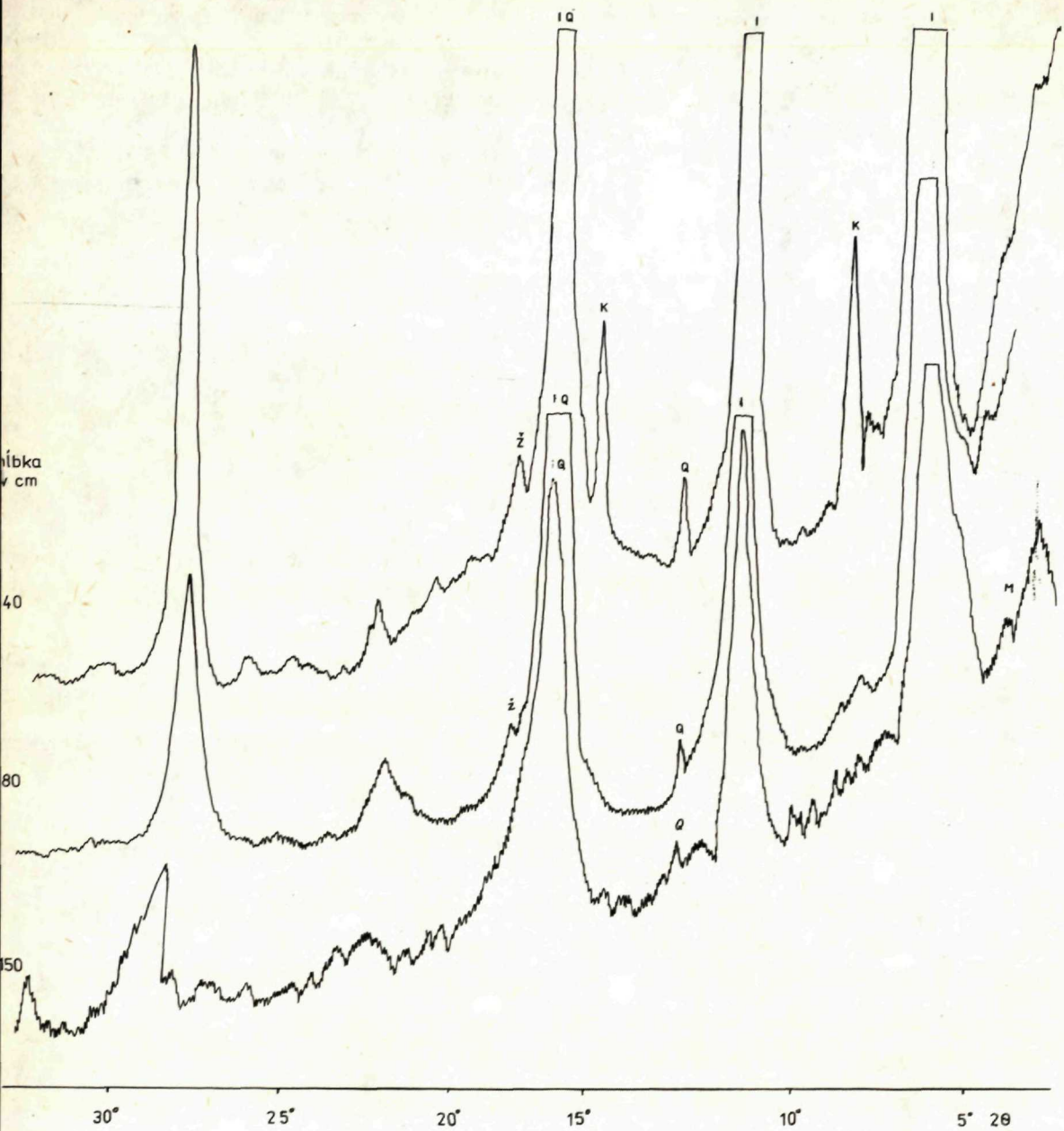
Štúdium povrchových odkryvov doplnilo predstavy o mineralogickom zložení najvrchnejších zón zvetralín.

Štúdiom mineralogického zloženia argilitizovaných polôh vo vrte MEB-1 sa potvrdili niektoré rozdiely oproti povrchovým odkryvom. V hĺbke 3 m sa nachádza illit s prímiesou kaolinitu a montmorillonitu, no už v hĺbke 5 m prechádza do asociácie illit—montmorillonitovej. Montmorillonit s prímiesou illitu prevláda v hĺbke 8—33 m, kde boli zistené aj sírany železa, ktoré sú rozkladnými produktmi



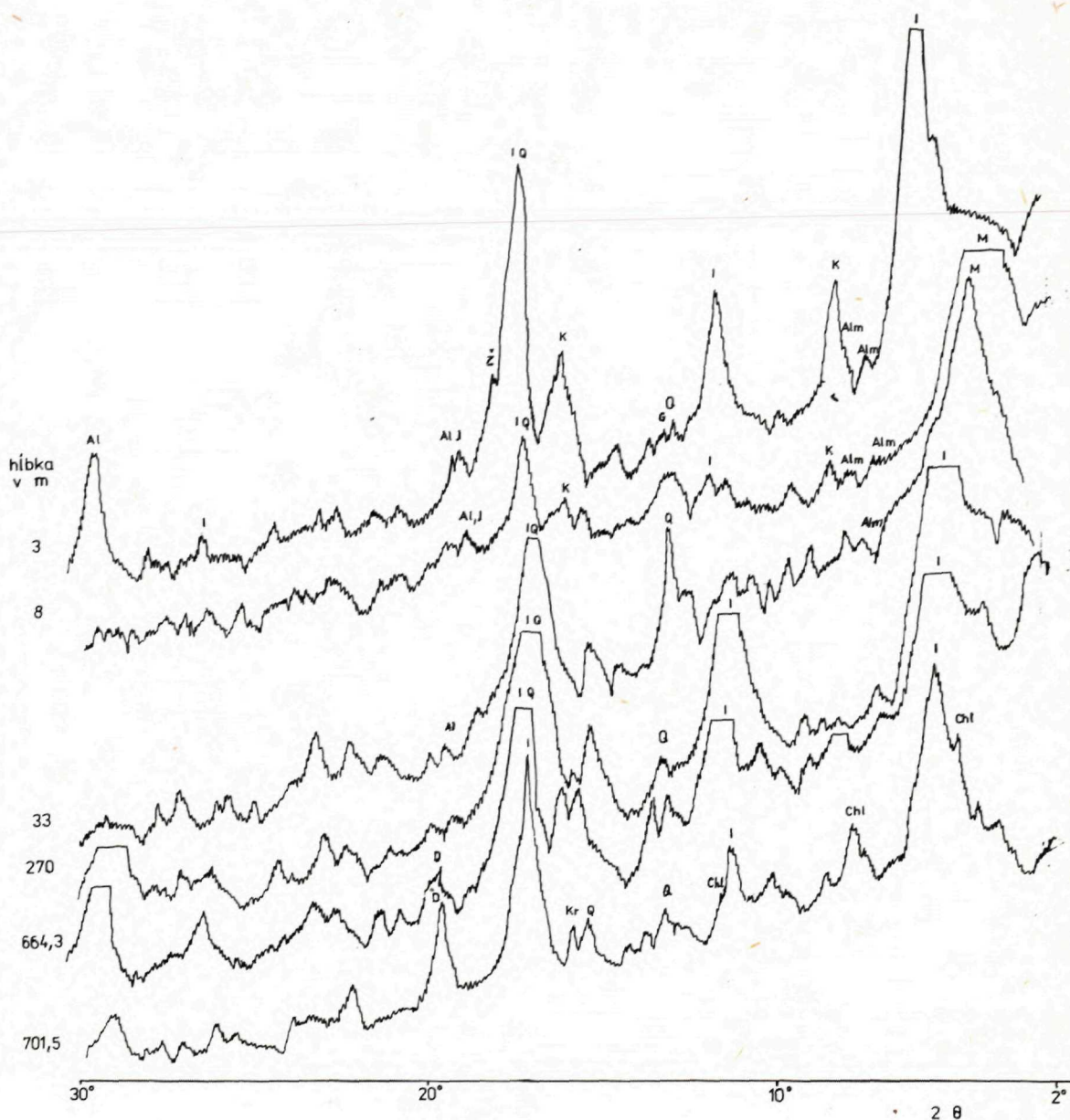
Obr. 3 Röntgen-difraktogramy ílovej frakcie z povrchového odkryvu (jv. úpätie kóty Majspjak — 608, nad JRD)

K — kaolinit, I — illit, M — montmorillonit, ZŠ — zmiešané štruktúry, Q — kremeň, Ž — plagioklasy, Kr — kristobalit



Obr. 4 Röntgen-difraktogramy ílovej frakcie z povrchového odkryvu (v. okraj obce Prochov na j. úpätí svahu)

K — kaolinit, I — illit, M — montmorillonit, Q — kremeň, Z — plagioklasy

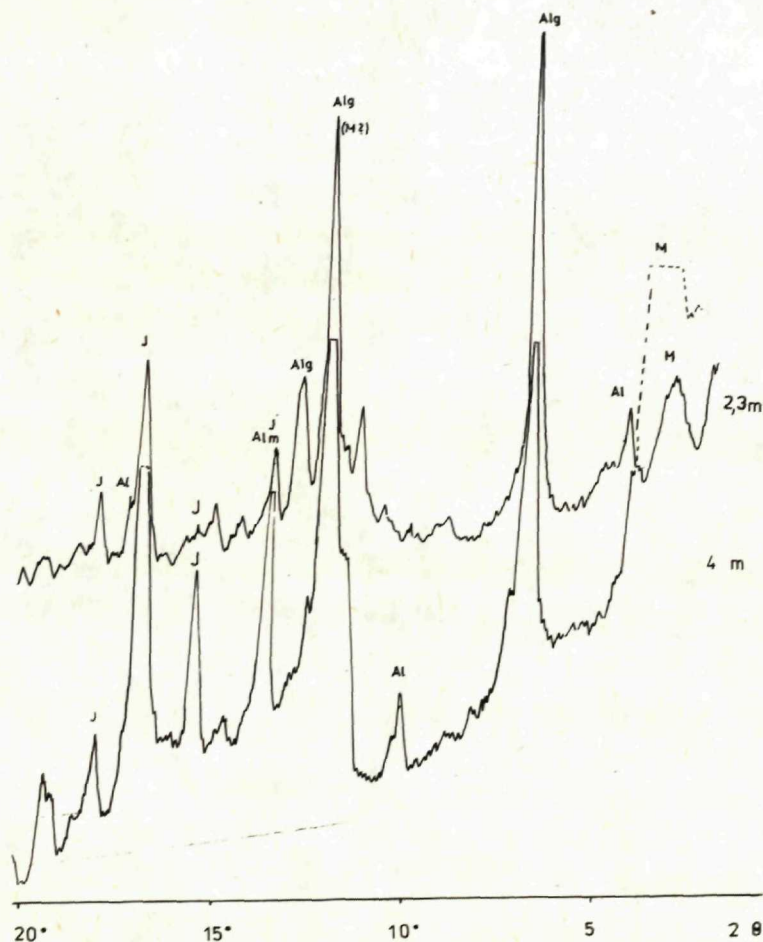


Obr. 5 Röntgen-difraktogramy ílovej frakcie z vrtnu MEB-1

K — kaolinit, I — illit, M — montmorillonit, ZŠ — zmiešané štruktúry, Q — kremeň, Ž — plagioklasy, Kr — kristobalit, G — goelit, Al — alunit, Alm — aluminít, J — jarozit, Alg — alunogén, Chl — chlorit, D — dolomit

oxidačnej degradácie pyritu. My sme identifikovali jarozit, alunit, alunogén, leukoglaukit. Konečným produktom rozkladu (hydrolyzy) pyritu a síranov je goetit (limonit). Nachádza sa v najvrchnejších polohách zvetralín.

Argilitizované polohy vo vrte pod hĺbku 33 m sa mineralogickým zložením líšia. Vo všetkých skúmaných vzorkách (z úsekov 270—1083 m) prevláda illit* (hydro-muskovit). Ako prímеси boli ďalej zistené zmiešané štruktúry (I—M?) a chlorit.



Obr. 6 Röntgen-difraktogramy separovaných (koncentrovaných, síranov z vrtnu MEB-1
K — kaolinit, I — illit, M — montmorillonit, ZŠ — zmiešané štruktúry, Q — kremeň, Ž — plagioklasy, Kr — kristobalit, G — goelit, Al — alunit, Alm — aluminat, J — jarozit, Alg — alunogén, Chl — chlorit, D — dolomit

* Týmto termínom označujeme skupinu ílových minerálov s bazálnym odrazom (001) okolo 1,0 n m. (sfudnaté ílové minerály, ílové sfudy?).

Chlorit pokladáme za produkt zdedený z hydrotermálneho štádia premien uvedených hornín. V niektorých polohách bola v ílovej frakcii zistená prímes kremeňa a kristobalitu, prípadne plagioklasov.

Tieto polohy argilitizovaných hornín sú vo vrte situované na drvené zóny. Napriek tomu, že vybielené a argilitizované zóny sú prítomné vo všetkých hĺbkach (aj nad 1000 m) spájame ich vznik s pôsobením vadóznych vôd.

Ostatné rozdiely v mineralogickom zložení zvetralín povrchových odkryvov a vrtu sa dajú vysvetliť inou polohou v teréne, zmenou intenzity sírnokyslých procesov, prípadne eróznym vplyvom.

Podľa mineralogických pozorovaní sa časť nerozloženého pyritu v týchto zvetralinách v okolí vrtu zachováva od hĺbky 4—5 m. Povrchové zóny už pyrit neobsahujú.

Mineralogické štúdium prinieslo dôkazy o uplatnení sírnokyslého zvetrávania. Jeho príznakmi sú pri povrchu limonitizované polohy ílov, pod ktorými sa nachádzajú íly so síranmi železa (jarozit, alunít, alunogén a pod.) a konečne tiež samotný pyrit.

Hodnoty pH suspenzie ílov v hĺbke 2,3—5 m pri našich meraniach kolísali od 2,7—3,25. Pritom bola pozorovaná ďalšia oxidácia a vznik síranov priamo vo vrtných jadrách pri ich styku s kyslíkom ovzdušia.

Každý proces geologickej povahy, teda aj sírnokyslé zvetrávanie treba chápať historicky. Povrchové časti sírnokyslej kôry zvetrávania mohli byť sústavne odnášané. Naproti tomu prenikanie vadóznych vôd mohlo dosahovať rôznu hĺbku. (Pritom mohlo dochádzať k zmene charakteru prestupujúcich vôd, najmä k vzniku postupne redukčnejších podmienok smerom do hĺbky).

Migrácia látok pri procesoch sírnokyslého zvetrávania

a) Hlavné komponenty

V procesoch sírnokyslého zvetrávania dochádza k intenzívnej migrácii chemických prvkov. V súvislosti s tým sa mení chemické zloženie sekundárnych produktov. Chemické analýzy však dokumentujú len zmeny pomerov medzi komponentmi. Určiť migračnú schopnosť prvkov a absolútne množstvo vnesených a prinesených látok, je zložité.

Najpresnejšie ju možno riešiť iba ak by sme vedeli porovnať množstvo prinesených a odnesených komponentov s pôvodným objemom horniny. Procesy vertikálnej translokácie látok menia primárne podmienky natoľko, že objem horniny a zvetralín sa nedá porovnávať. Pre potreby geochemického štúdia sa preto používajú rôzne metódy, ktoré pomáhajú ilustrovať zmeny aspoň v určitej aproximácii. Na bilancovanie zmien chemického zloženia pri procesoch sírnokyslého zvetrávania sme použili diagramy prínosu—odnosu látok) R. M. Garrels—F. T. Mackenzie 1971; percentuálny obsah kysličníkov v jednotlivých štádiách zvetrávania treba deliť obsahom kysličníkov v nezmenenej hornine, výsledok sa násobí 100 a vynesie v príslušnej mierke na graf. Chemické analýzy jednotlivých zvetralín sú uvedené v tabuľke 3 a 4. Prepočty analýz, potrebné na grafické zobrazenie prínosu—odnosu látok v jednotlivých štádiách zvetrávania sú vzťahované na priemerné zloženia

Tabuľka 3 Chemické zloženie produktov zvetrávania — povrchové odkryvy

Hĺbka v cm	40	70	130	170	250	40	80	150	175
Pôvod. ozn. vzoriek	122	123	124	125	126	128	129	130	131
Štádiá zvetrávania	I.	II.	III.	IV.	V.	I.	II.	III.	IV.
SiO ₂	59,01	58,38	59,21	67,78	68,78	61,45	65,47	64,24	65,89
TiO ₂	0,81	0,85	0,77	0,74	0,75	0,39	0,55	0,59	0,60
Al ₂ O ₃	17,22	18,69	17,22	20,31	19,63	17,54	17,84	17,88	17,05
Fe ₂ O ₃	2,76	3,60	4,37	0,88	0,20	5,33	3,58	3,17	2,14
FeO	3,29	2,16	1,64	0,22	0,37	0,98	0,45	0,68	0,70
MnO	0,08	0,15	0,08	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,01
MgO	2,35	1,78	1,33	0,70	0,81	1,75	0,84	1,38	1,74
CaO	4,22	4,19	3,96	0,42	0,57	5,18	2,48	2,94	1,97
Na ₂ O	2,65	2,74	2,69	1,67	0,10	2,48	2,05	2,16	0,95
K ₂ O	2,36	2,37	2,87	2,95	4,46	2,17	2,77	2,33	2,49
P ₂ O ₅	0,34	0,37	0,32	0,10	0,07	0,28	0,17	0,18	0,12
SO ₃	0,03	0,10	0,03	0,16	0,07	0,03	0,04	0,26	0,16
H ₂ O ⁺	4,88	4,65	5,51	3,88	4,17	2,21	3,74	4,17	6,17
Spolu	100,00	100,03	100,00	99,97	99,99	100,02	100,01	100,00	99,99

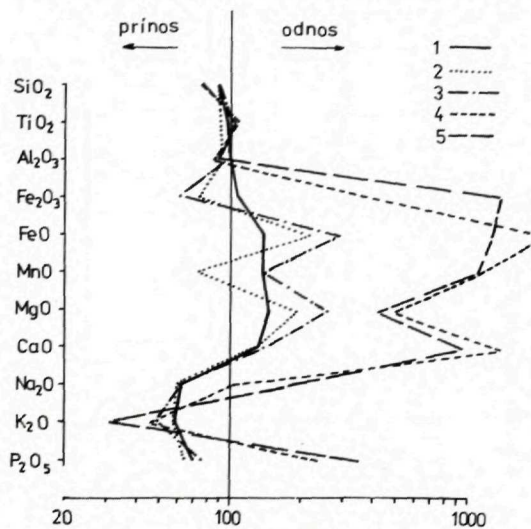
Vysvetlivky: Vzorky 122—126 Východný okraj obce Prochof, na južnom úpätí svahu pod Pomníkom padlých hrdinov, povrchový odkryv. Vzorky 128—131 juhovýchodné úpätie kóty Majspjak (608), nad JRD, povrchový odkryv

Tabuľka 4 Chemické zloženie andezitov a produktov ich zvetrávania vo vrte MEB-1 Prochof

Hĺbka v m			8	19,5	33	96
Pôvod. ozn. vzoriek			1	2	3	4
Štádiá zvetrávania	andezity chlorit. x (n = 9)	andezity vybielené x (n = 7)	IV.	III.	II.	I.
SiO ₂	51,60	52,97	43,01	42,10	48,56	53,36
TiO ₂	0,77	0,63	0,86	0,82	0,51	0,50
Al ₂ O ₃	17,33	15,70	13,34	16,62	17,25	15,12
Fe ₂ O ₃	2,68	4,59	10,05	8,38	5,31	4,73
FeO	4,60	0,59	0,52	0,23	0,20	0,23
MnO	0,11	0,09	0,10	0,04	0,06	0,06
MgO	3,34	1,68	2,61	1,99	2,46	1,50
CaO	5,53	3,82	1,61	4,73	4,06	6,16
Na ₂ O	1,69	1,02	0,20	1,44	1,61	1,55
K ₂ O	1,39	2,50	1,01	1,41	1,24	2,04
P ₂ O ₅	0,24	0,21	0,20	0,27	0,23	0,22
SO ₃	3,97	8,10	17,05	13,32	10,27	9,03
Str. žih.	6,53	0,03	9,46	8,65	8,24	7,49
			100,02	100,00	100,00	99,99

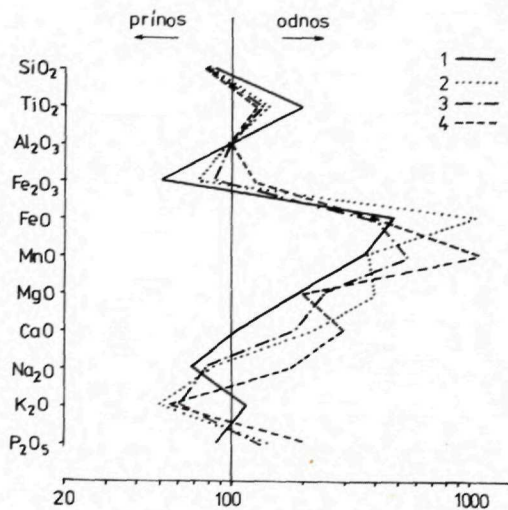
chloritizovaných andezitov z vrtu MEB-1, ktoré sú uvedené v tab. 3, 4. Sú zdrojovými horninami pre uplatnenie hypergenným premien. Z grafického zobrazenia prínosu-odnosu látok vidieť zaujímavé tendencie sledovaných makroprvkov.

Alkálie a alkalické zeminy (Na, K, Ca, Mg) sú ľahko pohyblivé prvky, ktoré sa vynášajú ako prvé v každom dobre drénovanom type elúvií. Ich koeficienty stability sú veľmi malé a vynášajú sa v širokom rozmedzí pH hodnôt. Napriek tomu v jednotlivých štádiách zvetrávania, ako vidieť z obr. 7, 8 a 9, výnos týchto prvkov je rozdielny a je zrejme určený drenážou územia, stupňom zvetrávania a teda aj typom vznikajúcich sekundárnych produktov.



Obr. 7 Diagramy prínosu—odnosu látok v jednotlivých štádiách zvetrávania v povrchovom odkryve na jv. úpätí kóty Majspjak (608) nad JRD

1 — 250 cm, 2 — 170 cm, 3 — 130 cm, 4 — 70 cm, 5 — 40 cm



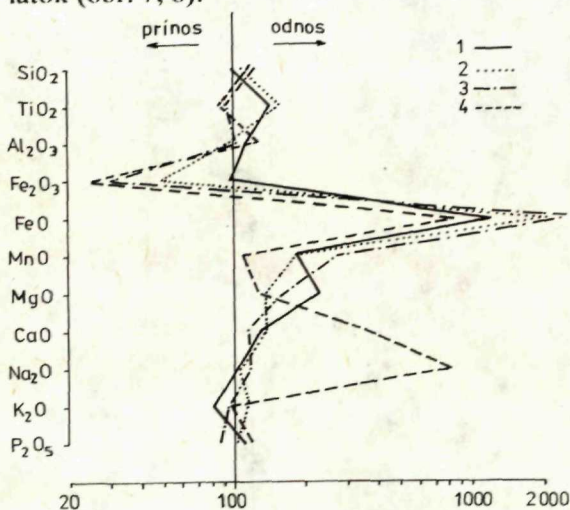
Obr. 8 Diagramy prínosu—odnosu látok v jednotlivých štádiách zvetrávania v povrchovom odkryve na východnom okraji obce Prochoť, na južnom úpätí svahu pod Pomníkom padlých hrdinov

1 — 175 cm, 2 — 150 cm, 3 — 80 cm, 4 — 40 cm.

Sodík sa vynáša v pokročilých štádiách zvetrávania, čo súvisí s rozkladom plagioklasov, v ktorých sa sústreďuje. Naproti tomu draslík má opačnú tendenciu, t. j. prínos vo všetkých štádiách zvetrávania. Je to zapríčinené zachytávaním pohyblivého katiónu sekundárnymi produktmi zvetrávania. V daných podmienkach sa pravdepodobne viaže na illit a sírany (alunit).

Vápnik a horčík patria k prvkom, ktoré sú tiež vynášané. Oveľa pohyblivejší ako vápnik je horčík. Vápnik vzhľadom na veľkú stabilitu plagioklasov, v ktorých sa viaže, je vynášaný pomalšie. Horčík sa uvoľňuje z tmavých minerálov (pyroxény, chlorit) a dostáva sa do pohybu už v prvých štádiách premeny hornín. Určitá kontrastnosť jeho pohyblivosti v jednotlivých štádiách je spôsobená možnosťou jeho zachytávania v sekundárnych produktoch rozkladu. Vápnik, ktorý nemá výraznú silikátovú bariéru, migruje z profilov zvetrávania.

Kremík je v podmienkach intenzívneho zvetrávania čiastočne vynášaný. Jeho výnos je určený charakterom hydrolytických reakcií. Pri úplnej hydrolyze, keď nedochádza k jeho reakcii s extrahovaným hliníkom, je odnášaný v roztokoch (lateritizácia). Obyčajne ale dochádza k čiastočnej hydrolyze, s rôznym stupňom intenzity, pri ktorej reakciou medzi zložkami Si a Al vznikajú sekundárne produkty (ilové minerály). Vo veľmi kyslom prostredí, aké je aj pri sírnokyslom zvetrávaní (pH pod 4), sa jeho pohyblivosť znižuje a môže sa akumulovať vo zvyškových produktoch rozkladu. O týchto tendenciách jeho akumulácie svedčia diagramy prínosu a odnosu látok (obr. 7, 8).



Obr. 9 Diagramy prínosu—odnosu látok v jednotlivých štádiách zvetrávania vo vrte MEB-1
1 — 96 m, 2 — 33 m, 4 — 8 m

Do ďalšej skupiny by sme mohli zahrnúť hliník, železo (Fe^{3+}) a titán. Tieto prvky v procesoch zvetrávania, zaberajú čo do pohyblivosti posledné miesta. Vo veľmi kyslých podmienkach sírnokyslého zvetrávania majú schopnosť „pohybovať“ sa. „Pohyblivosť“ hliníka rastie pod pH 4. Prítom jeho vyluhovanie prebieha v rannom štádiu zvetrávania. Hodnoty hliníka sa oproti materskej hornine nijako výrazne nelíšia, prípadne možno pozorovať slabé znaky jeho výnosu či akumulácie. Je to spôsobené zachytávaním uvedeného prvku v sekundárnych produktoch rozkladu. Veľmi zaujímavý je získaný obraz o reakcii trojmocného železa. Jeho maximálne obohatenie v profile zvetralín zodpovedá miestam akumulácie limonitu a síranov. Veľmi názorne je to vidieť vo vrte MEB-1 (obr. 9), kde jeho relatívna akumulácia k povrchu rastie (zvyšovanie obsahu síranov, na povrchu prípadne aj limonitu). Titán sa všeobecne vyznačuje slabou migračnou schopnosťou. Iba vo veľmi kyslom prostredí čiastočne migruje. Ak si porovnáваме jednotlivé grafy vidíme, že táto tendencia sa prejavuje aj v prípade skúmaných produktov.

Na rozdiel od trojmocného železa je dvojmocná forma (Fe^{2+}) relatívne najintenzívnejšie vynášaná. Porovnaním vzťahov medzi troj- a dvojmocným železom sa dá usúdiť, že sa časť dvojmocného železa stráca na úkor oxidačných reakcií.

Mangán, ktorý sa v skúmaných zvetralinách vyznačuje vyššou kontrastnosťou migrácie ako Fe^{2+} , je vynášaný z profilov zvetralín.

Fosfor v skúmaných profiloch dosahuje nízke koncentrácie (0,1—0,3 % P_2O_5). Všeobecne sa ukazuje slabá tendencia jeho výnosu v najpokročilejších štádiách zvetrávania. Jeho obsah nerovnomerne kolíše.

V diagramoch prínosu—odnosu chýba znázornenie reakcie síry. Ukázalo sa, že v povrchových profiloch je obsah síry malý. Naproti tomu vo vrte je natoľko vysoké, že ide o výrazné obohatenie sírou. Porovnaním s obsahom dvojmocného železa sa dá predpokladať, že je obohatený predovšetkým o síru viazanú v síranoch. Potvrzuje to aj mineralogické štúdium, ktoré potvrdilo prítomnosť sekundárnych síranov (alunit, jarozit, alunogén a pod.). Nízky obsah síry v povrchových odkryvoch dokumentuje buď pôvodne nižší obsah sulfidov (pyritu) v horninách, resp. a to je pravdepodobnejšie, výnos síry v podmienkach povrchového zvetrávania, pretože v povrchových 2—3 m zvetralinách je pyrit úplne rozložený.

b) Stopové prvky

Výsledky chemických analýz stopových prvkov v jednotlivých štádiách zvetrávania, ako aj priemerné hodnoty pre čerstvé, chloritizované a vybielené andezity sú uvedené v tab. 5. V podmienkach sírnokyslého zvetrávania, ktoré prebieha pri výraznom znížení pH, dochádza k migrácii mnohých stopových prvkov, predovšetkým kovov. Do tejto skupiny patrí Pb, Zn, Cu, Ag, Ni a Co.

Olovo je prvok, ktorý sa v uvedených horninách môže viazať na sulfidy, plagioklasy, jeho vyššie koncentrácie boli zistené aj v chlorite. Kolísanie obsahu môže byť spôsobené vznikom sekundárnych nerozpustných síranov (anglezitu). Zo získaných výsledkov vyplýva, že v jednotlivých štádiách zvetrávania sa vynáša 50—100 % olova.

Zinok má oproti olovu v daných podmienkach menšiu pohyblivosť a menší výnos v prvom štádiu zvetrávania. To je dané možnosťou väzby na sekundárne produkty.

Meď, podobne ako olovo, má výraznú pohyblivosť. V posledných štádiách zvetrávania je vynášaná jej rozhodujúca časť a tým dochádza k výraznému ochudobneniu povrchových horizontov. Obsah striebra je pod hranicu citlivosti analytických metód a jeho chovanie sa nedá zistiť, ale zrejme je tiež odnášané.

Nikel a kobalt, ktoré sa môžu vyskytovať v sulfidoch a v tmavých mineráloch, sa v daných podmienkach vynášajú a v posledných štádiách zvetrávania sú takmer úplne odnášané.

Chróom sa v týchto horninách nachádza v takých mineráloch ako pyroxény, chlority a magnetit. Jeho väčšia časť je odnášaná z profilov zvetrávania. Vanád, ktorý vo väčšine geochemických podmienok reaguje podobne ako chróm, je v procesoch sírnokyslého zvetrávania vynášajú menej. Je to spôsobené zrejme jeho schopnosťou zameniť Al^{3+} v plagioklasoch. Vzhľadom na ich stabilitu sa časť vanádu zachováva. Až v poslednom štádiu zvetrávania, kedy dochádza k úplnému rozkladu plagioklasov, je odnášaný, čo bolo potvrdené aj mineralogicky.

Gálium sa nachádza v niektorých horninotvorných mineráloch (plagioklasoch), kde nahrádza hliník. Nie je výraznejšie ochudobnený a zrejme sa udržiava v produktoch rozkladu, kde sprevádza hliník.

Zirkón môže byť prítomný v pyroxénoch, prípadne v akcesorických zirkónoch.

Tabuľka 5 Obsah stopových prvkov v andezitoch a v skúmaných zvetralinách v g/t

Prvky štád. zvetr.	Andezity			1				2					3			
	čerstvé	chlorit.	vybiel.	96 m	33 m	19,5 m	8 m	250cm	170cm	130cm	70 cm	40 cm	175 cm	130 cm	80 cm	45 cm
	\bar{x} (n=42)	\bar{x} (n=9)	\bar{x} (n=7)	I.	II.	III.	IV.	I.	II.	III.	IV.	V.	I.	II.	III.	IV.
Pb	30,55	48,44	25,86	11	10	<10	—	12,5	7,5	2,5	25	20	12,5	30	12	<10
Zn	89,78	181,66	124	65	90	48	60	75	54	24	90	56	25	18	22	12
Cu	40,80	49,11	15,86	10	8	15	3	33	9	18	22	17	28	18	3	<3
Ag	0,50	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	4	<3
Ca	16,29	16,11	12,86	12	10	17	<10	13	<10	14	15	17	10	23	18	<3
V	169,78	90,33	78,57	72	60	98	65	69	54	68	79	89	100	40	45	25
Zr	186,55	189,22	113,14	92	86	126	11	148	46	98	6	159	100	76	56	105
Ni	8,50	3,88	2,93	<5	—	<5	—	<5	<5	—	—	—	<5	6	<5	5
Co	14,05	17,44	8,14	11	10	16	—	15	<10	<10	—	—	<10	42	—	—
Cr	46,62	20,06	7,29	<3	4	7	<3	6	6	3	4	7	15	5	4	23
Ba	456,68	268,44	283,86	250	180	174	<30	257	162	251	263	324	229	398	275	102
Sr	4100,91	178,22	100,29	80	60	<50	90	91	40	49	40	13	79	257	69	20
Rb	86,0							250	288	355	676	1023	245	302	199	282
Li	37,07							10	6	5	6	3	3	7	4	<3

Vysvetlivky: 1 — vrt MEB-1, 2 — povrchový odkryv na juhovýchodnom úpätí kóty Majspjak (608), nad JRD, 3 — povrchový odkryv na juhovýchodnom okraji obce Prochoň, na južnom úpätí svahu pod Pomníkom padlých hrdinov, I. až V. — jednotlivé štádiá zvetrávania

Ako prvok sa vyznačuje veľmi slabou migračnou schopnosťou vo väčšine podmienok zóny hypergenézy. Rozdelenie zirkónu v skúmaných profiloch je nerovnomerné. Napriek tomu ak porovnáme jednotlivé profily s priemernými hodnotami hornín, ukazuje sa tendencia jeho výnosu.

Bárium a stroncium sú v procese zvetrávania pohyblivé. Ukazuje sa, že značná časť týchto prvkov je vynášaná. Kolísanie hodnôt u bária a ich zvýšený obsah v rôznych štádiách zvetrávania je zrejme spojený so zachovaním plagioklasov, v ktorých sa akumuluje.

Nakoniec alkálie Rb a Li reagujú rozdielne. Sú to rozptýlené prvky v týchto horninách. Ich geochemické rozdiely vychádzajú z rozdielnosti iónových polomerov. Ukazuje sa, že Rb je jedným prvkom, ktorý sa intenzívnejšie akumuluje v procesoch sírnokyslého zvetrávania. Spája sa s draslíkom, s ktorým ako veľký kation vchádza do sekundárnych produktov rozkladu (illit). Naproti tomu lítium ako malý kation je opäť vynášaný zo zvetralín a pri nedostatku vhodnej bariéry sa neakumuluje.

Ak sumarizujeme získané výsledky vidíme, že stopové prvky sú citlivými indikátormi procesov sírnokyslého zvetrávania. Väčšina kovových prvkov sa vyznačuje intenzívnou migračnou schopnosťou a tak sú povrchové horizonty o tieto prvky ochudobnené. Tento poznatok má veľký význam z hľadiska pôdnej geochemickej prospekcie, lebo práve nad východom sulfidických rúd môžu byť horizonty ochudobnené o niektoré indikačné prvky a naopak, môžu vznikaf hydrogeochemické aureoly rozptylu.

Zhrnutie výsledkov — diskusia

Mineralogické a geochemické štúdium produktov zvetrávania potvrdilo prítomnosť sírnokyslého zvetrávania na mieste, kde bol situovaný vrt MEB-1. Chápeme ho ako súčasť procesov kyslého (oxidačného) zvetrávania, znásobené účinkom H_2SO_4 a síranov železa, ktoré sú rozkladnými produktmi oxidačnej degradácie sulfidov. Ako všetky procesy tejto povahy posudzujeme aj sírnokyslé zvetrávanie historicky. Znamená to, že sa v priebehu historického vývoja mohli meniť podmienky zvetrávania v závislosti od klímy a charakteru reliéfu. Tento proces bol závislý aj od toho, aký horizont pyritizovaných hornín bol erozívnym zrezom obnažený. V každom prípade je to proces lokálny, viazaný na pyritizované zóny, výstup sulfidickej mineralizácie na povrch alebo na ložiská síry. V závislosti od plošného rozsahu môžu vznikaf aj osobitné typy sírnokyslých geochemických krajín (A. I. PereIman 1963, 1968).

Pri prenikaní kyslých vôd horninovým komplexom strácajú svoju kyslosť. Súčasne ale strácajú kyslík v prípade, ak sa stretávajú s aktívnymi redukovadlami (pyrit a jeho oxidácia). Vody sa stávajú takto silne glejové (redukčné), schopné dostávať do pohybu železo, meď, mangán, fosfor a iné zložky. Takéto vody, ktoré sa mobilizujú do zón hydrotermálne premenených hornín, môžu zapríčiniť vybielovanie a argilitizáciu. V skúmaných komplexoch zasahujú takéto stopy vybielovania až argilitizácie v oslabených a drvených zónach do hĺbky 1000 m. Tento predpoklad vyslovujeme aj na základe nasledovných poznatkov:

1. Regionálny charakter hydrotermálnych premien v oblasti vulkanitov je známy. Je s ním spätá chloritizácia. Vybielovanie a argilitizácia sa viaže na oslabené-drvené a tektonické zóny (J. Forgáč 1966, 1967, 1980).

2. Hydrotermálne premeny, ako to potvrdili doterajšie geochemické výskumy, sú spojené s prínosom celého radu prvkov (Fe^{2+} , Mg, K, S, a i.). Poukazujú na to najmä práce J. Forgáča (1980), J. Forgáč—A. Brlay (1981). Naproti tomu výsledky, ktoré v tejto práci uvádzame, svedčia o tom, že uplatnením hypergénnych procesov dochádza väčšinou k ich odnosu.

3. Rozhodne sa dá pozorovať ubúdanie intenzity hypergénnych procesov smerom do hĺbky. Toto ubúdanie je relatívne a treba ho chápať aj v súvislosti so všetkými rozdielmi v litologickej povahe hornín (striedanie andezitov a priepustnejších brekcií, tufov a pod.). Ide teda o procesy epigenetického oglejenia v zmysle A. I. Pereľmana (1968). Priamy dosah sírnokyslého zvetrávania zasahuje povrchovú zónu s obsahom síranov železa a hliníka (alunit, jarozit, alunogén a pod.), teda zhruba do hĺbky 33 m. Aj v povrchovej sírnokyslej kôre zvetrávania pozorujeme tieto tendencie prechodu od oxidačnej časti k redukčným polohám. Vznik illitu vo väčších hĺbkach vysvetľujeme tiež ako prejav hypergénnych premien vyvolaných pôsobením glejových vôd a tak isto zmenenými podmienkami v hĺbkach (predovšetkým tlakovými), v ktorých je illit stabilnejšou zložkou (H. Yariv—S. Gross 1979).

Štúdium geochemickej migrácie hlavných komponentov sa opiera o výsledky chemických analýz zvetralín vcelku a nie iba ílovej frakcie. Aj keď sú celkové tendencie výnosu látok zrejmé, zachovanie niektorých primárnych zložiek skresľuje intenzitu výnosu v rozdielnych mineralogických zónach.

Naproti tomu sa ukazuje výrazná tendencia výnosu stopových prvkov, najmä v pokročilých štádiách zvetrávania.

Uplatnenie uvedených procesov v horninách, čo do geochemického výnosu nespočíva len v tom, že sa lokálne vytvárajú osobitné typy geochemickej krajiny sírnokyslej povahy, ale tiež v tom, že veľmi kyslé vody, ktoré sa mobilizujú pri tomto zvetrávaní, môžu pri prenikaní do okolia dávať podnet k rôznym epigenetickým zmenám hornín a vzniku geochemických bariér.

Záver

1. Pri vystupovaní sulfidických rúd alebo pyritizovaných hornín na povrch dochádza k vzniku sírnokyslého zvetrávania. Tento typ zvetrávania bol zistený vo vulkanickom komplexe hornín na lokalite Prochoť (pohorie Vtáčnik).

2. S prejavmi týchto procesov je spojený vznik sírnokyslej kôry zvetrávania, ktorej hrúbka je okolo 33 m. Vyznačuje sa prítomnosťou sekundárnych síranov železa (jarozit, alunogén, alunit, leukoglaukit). Konečným produktom rozkladu sekundárnych síranov je až limonit, preto sa pri povrchu stretávame s polohami limonitizovaných ílov.

3. Prejavy argilitizácie a vybielovania hornín v hlbších častiach vrtnú sú podľa našich predstáv vyvolané pôsobením glejových vôd. Tie mohli vzniknúť presakova-

ním vadóznych vôd, v ktorých sa obsah kyslíka postupne znižoval na úkor oxidačnej degradácie sulfidov. Intenzívne prejavy týchto procesov sledujeme do hĺbky 500—600 m, ale v puklinách a drvených zónach až do hĺbky cez 1000 m. Pri týchto procesoch dochádza predovšetkým k rozkladu chloritu zdedeného z predchádzajúcich hydrotermálne premenených hornín.

Vzhľadom na uvedený charakter štúdia a naloženosť týchto procesov na hydrotermálne štádium, v ktorom za určitých podmienok tiež môžu vznikaf ílové minerály, bude potrebné preskúmať všetky ďalšie kritériá na odlíšenie jednotlivých štádií premien. Hĺbkový dosah hypergénnych procesov v zónach hydrotermálne premenených, tektonicky postihnutých alebo litologicky k tomu predurčených (brekcie, tufy), môže byť značný.

Indície o uplatnení uvedených procesov sú aj v iných pohoriach (napr. Javorie, Štiavnické pohorie, Vihorlat a i.). Preto by sa ich pozorovaniu mala venovať pozornosť v širších súvislostiach.

Literatúra

- BRLAY, A.—FORGÁČ, J. 1980: Štruktúrny vrt MEB-1, Prochot. Geofond, Bratislava.
- FORGÁČ, J. 1966: Petrografia a geochemia peremenených hornín v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. Západné Karpaty 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—150.
- FORGÁČ, J. 1967: Die Entfärbung der Gesteine und deren Zerfall im Erzrevier von Banská Štiavnica. Geol. Práce, Správy 42, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—118.
- FORGÁČ, J. 1970: Niektoré črty geochemie zvetrávania andezitov. Mineralia slov. 2, 5, Spišská Nová Ves, 25—40.
- FORGÁČ, J. 1980: Der geochemische Aspekt hydrothermal veränderter vulkanischer Gesteine im Gebiet Pukanec—Rudno—Nová Baňa und deren Genese. Geol. Zbor. Geologica carpath. 31, 3, Bratislava, 323—341.
- FORGÁČ, J.—BRLAY, A. 1981: Geochemia premenených hornín vulkanického komplexu Vtáčnika. Mineralia slov. 13, 4, Bratislava, 337—349.
- GARRELS, R. M.—MACKENZIE, F. T. 1971: Evolution of sedimentary rocks. Norton, New York, 1—270.
- KUTHAN, M. 1958: Problémy mladotretohorného vulkanizmu slovenských Karpát. Geol. Práce, Zošit 49, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—30.
- LISICYNA, N. A. 1973: Vynos chimičeskich elementov pri vyvetrivaniji osnovnych porod. Izd. Nauka, Moskva, 1—225.
- MIHALIKOVÁ, A. 1980: Petrografické rozborý a premeny vq vrte MEB-1. Geofond, Bratislava.
- PERELMAN, A. I. 1963: Razmeščeniye geochimičeskich tipov kory vyvetrivanija i kontinentafnych otloženiij na teritorii SSSR. Kora vyvetrivanija, 5, Izd. Akad. Nauk, Moskva.
- PERELMAN, A. I. 1968: Geochmija epigenetičeskich procesov. Izd. Nedra, Moskva, 1—330.
- SMIRNOV, S. S. 1955: Zona okislenija sulfidnych mestoroždenij. Izd. Akad. Nauk, Moskva, 1—330.
- ŠCERBINA, V. V. 1955: K geochemiji zony okislenija rudnych mestoroždenij. Sov. geol. No. 43, Moskva.
- YARIV, S.—CROSS, H. 1979: Geochemistry of colloid Systems. Springer Verlag, Berlin—Heilderberg—New York, 1—450.

Sulphur-acid weathering and its depth changes in volcanic rocks in the Vtáčnik Mts.

Summary

The sulphur-acid weathering of volcanic rocks in the Vtáčnik Mts. of Central Slovakia was studied in the structural bore hole MEB-1 and in two surficial exposures (Fig. 1). The 1400 m deep bore hole MEB-1 penetrated a volcanic rock complex consisting of pyroxenic andesite, volcanoclastics and diorite porphyry (Fig. 2). The volcanic complex was chloritized and pyritized in the entire profile of the bore hole during hydrothermal alterations. Owing to later hypergenic alterations, intense migration of chemical elements followed (Fig. 7—9).

The study of the hypergenic alterations resulted in the following conclusions:

1. The sulphur-acid weathering takes place at the outcropping of sulphidic ores or pyritized rocks to the surface. Weathering of this type was recorded in the volcanic rock complex on the locality Prochof (the Vtáčnik Mts.).

2. The processes are associated with the formation of the sulphur-acid weathering crust, about 33 m thick. It is characterized by the presence of secondary Fe-sulphates (alunite, jarosite, alunogen, leucoglaucite), clay minerals with dominant montmorillonite, replaced at the surface by illite and kaolinite. In the top layers with decomposing sulphates also limonitization of weathering products occurs.

3. In our opinion, the argillitization and bleaching of rocks in deeper parts of the bore hole are caused by vadose gley waters whose oxygen content decreased gradually to the disadvantage of oxidization degradation of sulphides.

The results of the processes may be traced to a depth of 500—600 m, in cracks and crushed zones to more than 1000 m. Most frequent are decomposition of chlorite inherited from the preceding hydrothermally altered rocks and transport of many elements.

With respect to the initial character of the study and the position of the processes above the hydrothermal stage with possible formation of clay minerals under favourable conditions, it is necessary to examine all other criteria for distinction of the individual alteration stages. The depth reach of hypergenic processes in hydrothermally altered, tectonically disturbed or lithologically predestined (breccia, tuff) zones may be quite great.

Indications of these processes are also in other mountain ranges (Javorie, Štiavnické pohorie, Vihorlat, a.o.) so they should be paid more attention in further studies concerning other phenomena.

Explanations of Figures

Fig. 1 Localization of the studied objects

1 — borehole MEB-1, 2 — southeastern foothill of Majspjak (B. M. 608 m), surficial exposure, 3 — eastern periphery of the village Prochof, the southern foothill of a slope, surficial exposure

Fig. 2 Borehole MEB-1; I — geological profile of the borehole (according to J. Forgáč—A. Brlay 1981), II — distribution of alterations in the profile of the borehole

1 — pyroxenic andesites, 2 — andesite breccia, 3 — lithocrystalloclastic tuffs-tuffites, 4 — pumiceous tuff-tuffites, 5 — diorite porphyries, 6 — tectonic breccia, 7 — galena, 8 — sphalerite, 9 — chalcopryrite, 10 — argillitized rocks, 11 — bleached solid rocks, 12 — chloritized rocks; 13 — sampling places, (10—11 — hypergenic alterations), (12 — hydrothermal alterations)

Fig. 3 X-ray diffractogram of clay fraction from a surficial exposure (SE foothill of Majspjak — B. M. 608)

K — kaolinite, I — illite, M — montmorillonite, ZŠ — mixed structures, Q — quartz, Ž — plagioclases, Kr — cristobalite

Fig. 4 X-ray diffractogram of clay fraction from a surficial exposure (E periphery of the village Prochof on the southern foothill of a slope)

K — kaolinite, I — illite, M — montmorillonite, Q — quartz, Z — plagioclases

Fig. 5 X-ray diffractogram of clay fraction from bore hole MEB-1

K — kaolinite, I — illite, M — montmorillonite, ZS — mixed-layers, Q — quartz, Z — plagioclases, Kr — cristobalite, G — goetite, Al — alunite, Alm — aluminite, J — jarosite, Alg — alunogen, Chl — chlorite, D — dolomite

Fig. 6 X-ray diffractogram of separated (concentrated) sulphates from bore hole MEB-1

K — kaolinite, I — illite, M — montmorillonite, ZS — mixed-layers, Q — quartz, Z — plagioclases, Kr — cristobalite, G — goetite, Al — alunite, Alm — aluminite, J — jarosite, Alg — alunogen, Chl — chlorite, D — dolomite.

Fig. 7 Diagrams of material transport in individual weathering stages in a surficial exposure on the SE foothill of Majspjak (B. M. 608)

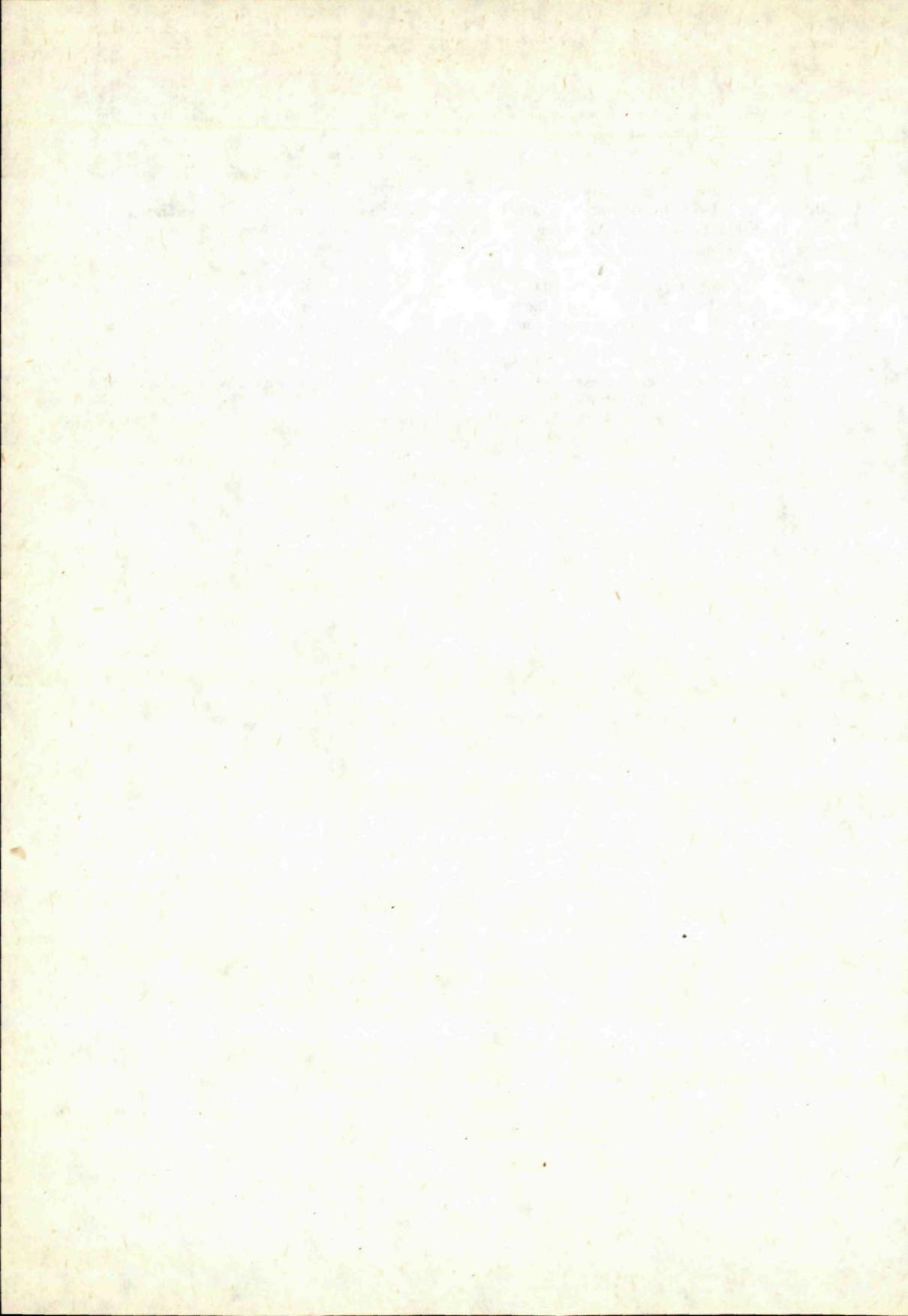
1 — 250 cm, 2 — 170 cm, 3 — 130 cm, 4 — 70 cm, 5 — 40 cm

Fig. 8 Diagrams of material transport in individual weathering stages in a surficial exposure on the E periphery of the village Prochof, on the S foothill of a slope

1 — 175 cm, 2 — 150 cm, 3 — 80 cm, 4 — 40 cm

Fig. 9 Diagrams of material transport in individual weathering stages in bore hole MEB-1

1 — 96 m, 2 — 33 m, 4 — 8 m



Margita Činčárová

Chemizmus a kryštalochémia niektorých chloritov zo Spišsko-gemerského rudohoria

8 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. The author presents literary data, the existing knowledge and information on chemical composition and crystallochemical relations of chlorites, and on X-ray diffraction analyses. Submitted are also the results of examination of chlorites from the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains); their identification and classification on the basis of these results.

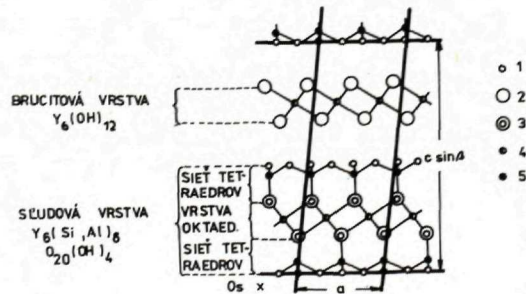
Úvod

Chemizmus a štruktúru minerálov chloritu možno skúmať, vychádzajúc z hypotetického zloženia chloritu — $Mg_6Si_8O_{20}(OH)_4 + Mg_6(OH)_{12}$, v ktorom je rovnaké množstvo sludových a brucitových vrstiev (obr. 1, štruktúra; R. C. Mc Murchy 1934). V obidvoch štruktúrnych vrstvách sa prejavuje široká izomorfná zámena kremíka hliníkom, ktorá prebieha v medziach $Si_7Al^{IV}-Si_4Al_4^{IV}$. V sludových i brucitových štruktúrnych elementoch je horčík nahradzovaný hliníkom nasledovne: $Mg_{11}Al-Mg_8Al_4$. Horčík môže nahradzovať železo v pomere, aby vzťah $Fe^{2+}:(Fe^{2+} + Mg)$ v chloritoch sa menil od 0—1.

Chlority podľa chemického zloženia zodpovedajú konečným členom $Mg_{12}Si_8O_{20}(OH)_{16}$ a $(Mg_8Al_4)_2Si_4Al_4O_{20}(OH)_{16}$ (W. A. Deer—R. A. Howie—J.

Obr. 1 Štruktúra chloritov

- 1 — atómy kyslíka
- 2 — hydroxylly
- 3 — hydroxyl + kyslík
- 4 — ióny skupiny y
- 5 — Si, Al



Ing. M. Činčárová, Výskumné laboratórium BF VŠT, 040 00 Košice

Zussman 1966). Mnohé chlority obsahujú malé množstvá Mn, Cr, Ni, Ti, Li a iné.

Prvý krok k objasneniu vzťahov v skupine chloritových minerálov urobil G. Tschermak (1891), ktorý ich rozdelil do dvoch skupín:

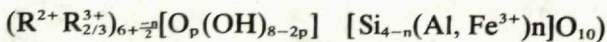
— ortochlority s chemickým zložením medzi serpentínom — $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$ a amesitom $(Mg_4Al_2)(Si_2Al_2)(OH)_6$,

— leptochlority, ktorých zloženie je nevysvetliteľné na tejto báze a je obvykle bohatšie na obsah Fe^{3+} .

Je známe, že ani serpentín, ani amesit nemá chloritovú štruktúru.

Chemizmom a klasifikáciou chloritov na rôznej báze sa zaoberalo viacero autorov od konca minulého storočia (M. D. Foster 1962, K. Melka 1957, M. H. Hey 1954, A. N. Winchel 1936).

D. P. Serdjučenko (1953) podáva novšiu teóriu o chemizme chloritov, v ktorej poukazuje na ich značné rozšírenie s prebytočným (siedmym) oktaedrickým kationom a taktiež na výskyt chloritov s ekvivalentnou zámenou hydroxylových iónov kyslíkom ($O \rightarrow 2OH$). Za siedmy kation obvyčajne považuje Ca a tiež K a Na, ktorý môže byť umiestnený v centrách hexagonálnych prstencov (SiO_4) — tetraedrov. Podľa tohto autora množstvo konštitučnej vody v chloritoch kolíše, mení sa aj počet OH-skupín v štruktúrnom vzorci. Pri takejto situácii je odôvodnený nedostatok H_2O do $(OH)_8$. V takýchto prípadoch nastáva zámena O za 2OH, teda $(O + OH)$ v chloritoch autor nepovažuje za konštantnú (18), v mnohých prípadoch je podľa kryštalochemických prepočtov tento súčet nižší, to znamená, že jedna pozícia hydroxylových skupín v kryštalickej mriežke je obsadená kyslíkom a druhá zostáva voľnou. D. P. Serdjučenko (1. c.) zjednotil názory o chemizme chloritov a zaviedol univerzálny vzorec, ktorý platí pre všetky druhy minerálov chloritovej skupiny so svojou širokou škálou chemického zloženia:



Kde $n = 0 - 2$, $p = 0 - 2$.

Index $(6 + \frac{n}{2})$ zodpovedá zloženiu oktaedrických vrstiev v ekvivalentoch R^{2+} ,

pričom $\frac{n}{2}$ vyjadruje kompenzáciu deficitu kladných valencií v mriežke, spôsobených zámenou časti Si (Si_n) na R_n^{3+} (v tetraedroch).

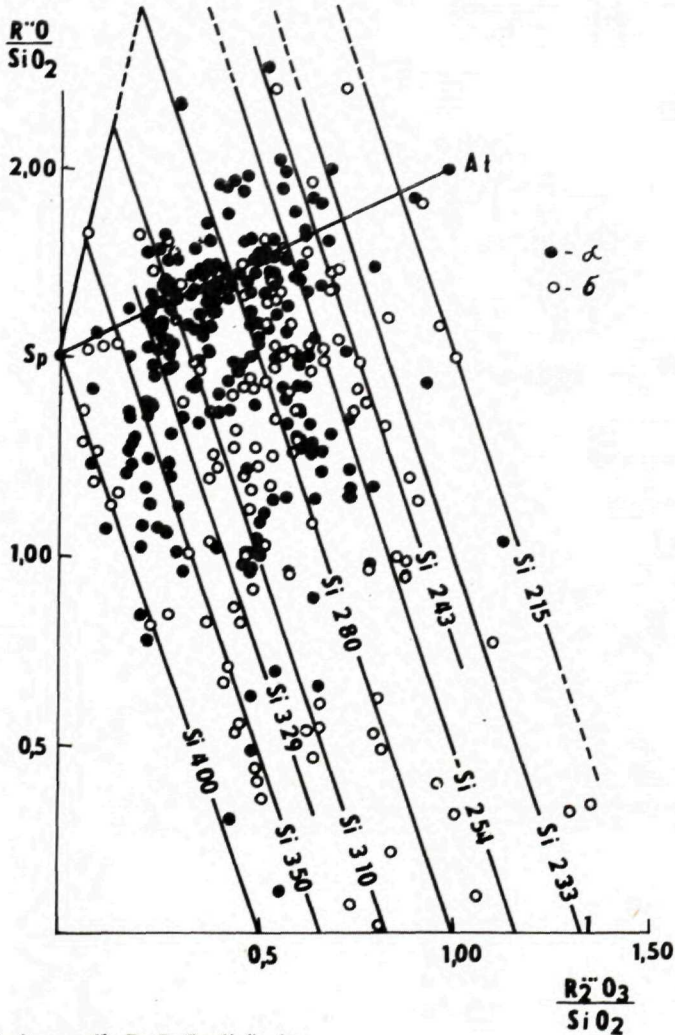
Rôznorodosť chemického zloženia chloritov je spojená s nasledujúcim izomorfizmom:

1. $Mg-Fe^{2+}-Ni-Mn^{2+}-Li$
2. $Al-Fe^{3+}-Cr^{3+}-Mn^{3+}$
3. $Si-Al-Fe^{3+}-Cr^{3+}$
4. $Mg_3-Al_2; R_3^{2+}-R_2^{3+}$
5. $O-(2OH)$

D. P. Serdjučenko (1953) ako prvý použil kryštalochemické základy pre rozdelenie a klasifikáciu chloritov. Zostavil diagram s parametrami RO (SiO_2 a R_2O_3/SiO_2 (obr. 2), na ktorých rozčlenil široké pole chloritov na pásy ohraňované určitými hodnotami iónových čísel Si v tetraedrických vrstvách (x) kryštalickej

mriežok chloritov. Okrem tohto rozdelenia zaviedol základy pre podrobnejšie rozdelenie v závislosti od obsahu R_3^{2+} a R_2^{3+} v oktaedrických vrstvách (y), pričom R^{2+} predstavuje Mg, Fe^{2+} , Mn, Ni, R^{3+} — Al, Fe^{3+} , Cr (obr. 3).

V zmysle Paulingovho vzorca $Y_mX_4O_{10}(OH)_8$, pričom $4 \leq m \leq 6$, v štruktúre chloritových minerálov, na $(Si, Al)_4$ v tetraedrických vrstvách prislúcha obvykle $O_{10}(OH)_8$. (Y = ióny v tetraedrickej pozícii; X = ióny v oktaedrickej pozícii). Ak množstvo (OH)-skupín v štruktúre je menšie, v takom prípade sa tento nedostatok kompenzuje kyslíkom: $O \rightarrow 2OH$ (J. W. Grunner 1944, D. P. Serdjučenko 1953). V dôsledku toho množstvo aniónov (O + OH) v chloritovej mriežke (pri $x = 4$) nemusí byť konštantné.



Obr. 2 Delenie chloritov podľa D. P. Serdjučenka

Separácia chloritov

Separácia chloritov zatiaľ nie je metodicky prepracovaná, takže naša práca v tomto smere je priekopnícka a nemá výslovne úpravnícky charakter, to znamená; nepoužívali sme bežné úpravnícke metódy, ako napr. prístrojové drvenie, mletie, sitovanie a podobne (vzorku chloritického minerálu nie je vhodné mlieť). Ak sa mäkký chlorit rozomelie na veľmi jemnú frakciu, v nasledujúcom spracovaní je veľmi ťažko vyseparovať ju do čistej podoby, ktorú by bolo možné použiť na analýzu. Z toho dôvodu separácia chloritov je veľmi obtiažna a časovo náročná. Okrem toho je nutné priebežne robiť empirické bádanie.

Nami skúmané vzorky čistých chloritov boli získané z hornín nasledovným spôsobom: v niektorých odobratých vzorkách bol chlorit niekoľko cm hrubý a natoľko čistý, že ho stačilo mechanicky oddeliť od nosnej horniny a dočistiť preparačnou ihlou pod binokulárom. Vzorky viac znečistené boli separované v ťažkých kvapalinách a to podľa hustoty chloritu, ktorá sa pohybuje od 2,2 do 3,0 g/cm⁻³ v závislosti od chemického zloženia. Mg-chlority a Mg-Fe chlority sa separujú v bromoforme (CH Br₃, H = 2,89), vzorky s nižším obsahom Fe zostávajú v ľahkej frakcii a chlority s vyšším obsahom majú vyššiu hustotu, preto klesajú do ťažšej frakcie. Niektoré chlority sa nachádzajú v takej asociácii minerálov, že je nutné separovať ich v Thouletovom roztoku (HgJ₂. 2KJ, H = 3,25), pričom chlorit zostáva v ľahkej frakcii, Fe-Mg a Fe-chlority sa úspešne separujú elektromagnetickou metódou.

Popis vzoriek

Výskumu sme podrobili šesť vzoriek chloritov zo Spišsko-gemerského rudohoria z lokalít Hnúšťa, Rožňava, Smolník, Slovinky.

Vzorka č. 1, lokalita Hnúšťa—Mútnik

Chlorit tmavozelený, jemnošupinatý, pochádza zo žíliet maximálne niekoľko dm vyplnených alpskou paragenézou. Okrem kremeňa, kalcitu a chloritu ide o sukcesiu ortoklas—albit—ilmenit—pyrit, pyrotín—chalkopyrit, Ti-minerály. Žily kremeňa s chloritom sa nachádzajú v amfibolitoch v bezprostrednom okolí ložiska Mútnik.

Vzorka č. 2, lokalita Rožňava

Chlorit tmavozelený, jemnošupinatý, lokalita Baňa Rožňava. Prekop zo VII. žily k žile Mária cca 15 m od VII. žily k V. Nepravidelná žila cm — dm hrúbky mliečneho kremeňa so sporadickými klencami hrubokryštalického sideritu, na okrajoch šupinkastý sericit a nepravidelné zhluky tmavozeleného chloritu. Okolité horniny: porfyroid, intenzívne tektonicky premiešaný až na sericiticko-kremenný fylonit. Žila je voči foliácii konkordantná. Pravdepodobná sukcesia: 1. chlorit, 2. sericit, 3. kremeň, 4. siderit.

Vzorka č. 3, lokalita Smolník

Chlorit zelený, strednošupinatý, lokalita Smolník VIII. obzor. Žila mliečnobieleho kremeňa so závalkami chalkopyritu a uzavreninami zeleného chloritu. Nepravidelné žily hrubé niekoľko dm uprostred chloritických fylitov husto impregnovaných pyritom. Žily kremeňa sú voči foliácii pravé. Buď ide o metamorfne mobilizátory, alebo sú hydrotermálne.

Vzorka č. 4, lokalita Slovinky

Chlorit tmavozelený, jemnošupinatý. Vzorka pod číslom MP-63 bola odobratá z odkryvu č. 312, pri potoku Haladej v Lacemberskej doline. (K. Ondrejko-vič—J. Húrný—D. Cabala, 1983: Záverečná správa — Rudňany — juh, Fe, Cu-VP, Fond správ — GP, Spišská Nová Ves). Chlorit je z kremennej žilky (metamorfogénneho charakteru) v zelených bridliciach rakoveckej série. Zelené bridlice obsahujú vtrúseniny pyritu a zrnká tmavého kremeňa. V tesnej blízkosti odkryvu nie sú hydrotermálne žily, avšak vo vzdialenosti 1—2 km sú vyvinuté hydrotermálne žily siderit—kremeň-sulfidickej formácie nálepkovského a švedlár-skeho tektonicko-ložiskového ťahu.

Vzorka č. 5, lokalita Smolník

Chlorit svetlozelený, jemnošupinatý, lokalita Smolník VIII. obzor. Okolitá hornina žily, z ktorej pochádza vzorka č. 3.

Vzorka č. 6, lokalita Rožňava

Chlorit označený FRŽ-2, tmavozelený, jemnošupinatý, lokalita Rožňava, Rožňavské kúpele, halda z bane Mária. Masívna anchimonominerálna chloritová hornina, tvorená šupinkami veľkosti cca 1 mm. Vzorka bola odobratá z balvanu na halde, v ktorom okrem chloritovej horniny možno pozorovať aj žilný kremeň a podradne aj biely karbonát. Ložisko Mária vystupuje v horninách gelnickej série.

Analýza skúmaných chloritov zo spišsko-gemerskej oblasti

Boli urobené chemické analýzy, ktorých výsledky a ich kryštalochemické prepočty sú uvedené v tabuľkách 1, 2, 3, 4, 5, 6. V tab. 7 sú uvedené štruktúrne vzorce analyzovaných chloritov. Možno z nich usudzovať, že skúmané chlority sú železato-horečnaté (v zmysle klasifikačného systému V. P. Ivanovovej 1949), neoxidované chlority s pomerne vysokým izomorfným zastupovaním iónov ako v tetraedrických, tak aj v oktaedrických pozíciách. Vzorku č. 4 a 6 je možné považovať za Fe-chlorit — bavalit. V oktaedrických vrstvách sa prejavuje substitúcia typu $Mg-Fe^{2+}$, Mg_3-Al_2 , $O-2OH$; (obr. 3), v tetraedrických vrstvách $Si-Al$. Zo štruktúrnych vzorcov je zrejмый nedostatok OH-skupín v dôsledku čoho sa uplatňuje substitúcia $O-(2OH)$.

Tabuľka 1 Chemická analýza vzorky č. 1

Kyslič- níky	Váhové %	Molekulové kvocienty	Aniónové kvocienty	Katiónové kvocienty	Koefic. + ióny	+ náboj	Ióny OH	Ióny O
SiO ₂	26,83	0,4467	0,8934	0,4467	2,09	8,36		
TiO ₂	0,12	0,0015	0,0030	0,0015	0,00	—		11,66
Al ₂ O ₃	21,68	0,4253	1,2759	0,8506	3,97	11,91		
Fe ₂ O ₃	2,52	0,0315	0,0945	0,0630	0,29	0,87		
FeO	21,83	0,3054	0,3054	0,3054	1,42	2,84		
MgO	15,92	0,3948	0,3948	0,3948	1,84	3,68		
CaO	1,68	0,0299	0,0299	0,0299	0,14	0,28		
H ₂ O+	8,94	0,4950		0,9900				4,62
H ₂ O-	0,00							
Spolu	99,57				9,75	27,94		

Tabuľka 2 Chemická analýza vzorky č. 2

Kyslič- níky	Váhové %	Molekulové kvocienty	Aniónové kvocienty	Katiónové kvocienty	Koefic. + ióny	+ náboj	Ióny OH	Ióny O
SiO ₂	27,92	0,4648	0,9296	0,4648	2,22	8,88		
TiO ₂	0,10	0,0012	0,0024	0,0012	0,00	—	—	11,8
Al ₂ O ₃	20,58	0,4037	1,2111	0,8074	3,86	11,58		
Fe ₂ O ₃	2,30	0,0288	0,0864	0,0576	0,27	0,81		
FeO	26,64	0,3708	0,3708	0,3708	1,77	3,54		
MgO	12,48	0,3095	0,3095	0,3095	1,48	2,96		
CaO	1,40	0,0178	0,0178	0,0178	0,08	0,16		
H ₂ O+	8,03	0,4457		0,8914				4,26
H ₂ O-	0,00							
Spolu	99,45				9,68	27,93		

Tabuľka 3 Chemická analýza vzorky č. 3

Kyslič- níky	Váhové %	Molekulové kvocienty	Aniónové kvocienty	Katiónové kvocienty	Koefic. + ióny	+ náboj	Ióny OH	Ióny O
SiO ₂	27,40	0,4562	0,9124	0,4562	2,13	8,52		
TiO ₂	0,10	0,0012	0,0024	0,0012	0,00	—	4,3	
Al ₂ O ₃	22,17	0,4349	1,3048	0,8698	4,05	12,15		
Fe ₂ O ₃	2,20	0,0275	0,0826	0,055	0,25	0,75		
FeO	23,70	0,3298	0,3298	0,3298	1,53	3,06		
MgO	13,70	0,3397	0,3397	0,3397	1,58	3,16		
CaO	1,96	0,034	0,034	0,034	0,16	0,32		
H ₂ O+	8,30	0,4607		0,9214				11,8
H ₂ O-								
Spolu	99,53				9,70	27,96		

Tabuľka 4 Chemická analýza vzorky č. 4

Kyslič- níky	Váhové %	Molekulové kvocienty	Aniónové kvocienty	Katiónové kvocienty	Koefic. + ióny	+ náboj	Ióny OH	Ióny O
SiO ₂	25,84	0,4302	0,8604	0,4302	2,07	8,28		
TiO ₂	0,05	0,0006	0,012	0,0006	0,00		3,96	
Al ₂ O ₃	21,05	0,4129	1,2389	0,8258	3,98	11,94		
Fe ₂ O ₃	3,02	0,0378	0,1134	0,0756	0,36	1,08		
FeO	31,90	0,4440	0,4440	0,4440	2,14	4,28		
MgO	8,70	0,2157	0,2157	0,2157	1,04	2,08		
CaO	1,68	0,0299	0,0299	0,0299	0,14	0,28		
H ₂ O+	7,40	0,4107	0,4107	0,8214				11,96
H ₂ O-								
Spolu	99,52				9,73	27,94		

Tabuľka 5 Chemická analýza vzorky č. 5

Kyslič- níky	Váhové %	Molekulové kvocienty	Aniónové kvocienty	Katiónové kvocienty	Koefic. + ióny	+ náboj	Ióny OH	Ióny O
SiO ₂	26,73	0,4450	0,8901	0,4450	2,73	10,92		
TiO ₂	1,00	0,0125	0,0250	0,0125	0,07	0,28		10,6
Al ₂ O ₃	19,85	0,1947	0,5841	0,3894	2,39	7,17		
Fe ₂ O ₃	3,24	0,0202	0,0606	0,0404	0,25	0,75		
FeO	20,97	0,2918	0,2918	0,2918	1,79	3,58		
MgO	16,32	0,4047	0,4047	0,4047	2,48	4,96		
CaO	1,40	0,0249	0,0249	0,0249	0,15	0,30		
H ₂ O+	9,72	0,5395		1,0790			6,6	
H ₂ O-	0,20							
Spolu	99,43				9,8	27,9		

Tabuľka 6 Chemická analýza vzorky č. 6

Kyslič- níky	Váhové %	Molekulové kvocienty	Aniónové kvocienty	Katiónové kvocienty	Koefic. + ióny	+ náboj	Ióny OH	Ióny O
SiO ₂	26,34	0,4385	0,8770	0,4385	2,72	10,88		
TiO ₂	st.							10,8
Al ₂ O ₃	22,92	0,2248	0,6744	0,4496	2,79	8,37		
Fe ₂ O ₃	1,67	0,0104	0,0312	0,0208	0,13	0,39		
FeO	27,87	0,3879	0,3879	0,3879	2,41	4,82		
MgO	10,48	0,2599	0,2599	0,2599	1,62	3,24		
CaO	1,12	0,0199	0,0199	0,0199	0,12	0,24		
H ₂ O+	9,08	0,5039		1,0078			6,3	
H ₂ O-	0,23	0,0127						
Spolu	99,70				9,9	27,9		

Tabuľka 7 Štruktúrne vzorce skúmaných chloritov

Vzorka č. 1 $(\text{Si}_{2,09}\text{Al}_{1,91})^4 [(\text{Al}_{2,06}\text{Fe}_{0,29}^{3+})^{2,35} (\text{Fe}_{1,42}^{2+}\text{Mg}_{1,84}\text{Ca}_{0,14})^{3,40}]^{5,75}$ $(\text{OH})_{4,6}\text{O}_{11,6} [16,20]$
Vzorka č. 2 $(\text{Si}_{2,22}\text{Al}_{1,78})^4 [(\text{Al}_{2,06}\text{Fe}_{0,27}^{3+})^{2,33} (\text{Fe}_{1,77}^{2+}\text{Mg}_{1,48}\text{Ca}_{0,08})^{3,33}]^{5,66}$ $(\text{OH})_{4,2}\text{O}_{11,8} [16,0]$
Vzorka č. 3 $(\text{Si}_{2,13}\text{Al}_{1,87})^4 [(\text{Al}_{2,18}\text{Fe}_{0,25}^{3+})^{2,43} (\text{Fe}_{1,53}^{2+}\text{Mg}_{1,58}\text{Ca}_{0,16})^{3,27}]^{5,70}$ $(\text{OH})_{4,3}\text{O}_{11,8} [16,1]$
Vzorka č. 4 $(\text{Si}_{2,07}\text{Al}_{1,93})^4 [(\text{Al}_{2,05}\text{Fe}_{0,36}^{3+})^{2,41} (\text{Fe}_{2,14}^{2+}\text{Mg}_{1,04}\text{Ca}_{0,14})^{3,32}]^{5,73}$ $(\text{OH})_{3,96}\text{O}_{11,9} [15,8]$
Vzorka č. 5 $(\text{Si}_{2,73}\text{Al}_{1,27})^4 [(\text{Al}_{1,12}\text{Fe}_{0,25}^{3+})^{1,37} (\text{Fe}_{1,79}^{2+}\text{Mg}_{2,48}\text{Ca}_{0,15})^{4,42}]^{5,79}$ $(\text{OH})_{6,6}\text{O}_{10,6} [17,2]$
Vzorka č. 6 $(\text{Si}_{2,72}\text{Al}_{1,28})^4 [(\text{Al}_{1,51}\text{Fe}_{0,13}^{3+})^{1,64} (\text{Fe}_{2,41}^{2+}\text{Mg}_{1,62}\text{Ca}_{0,12})^{4,15}]^{5,78}$ $(\text{OH})_{6,3}\text{O}_{10,8} [17,1]$

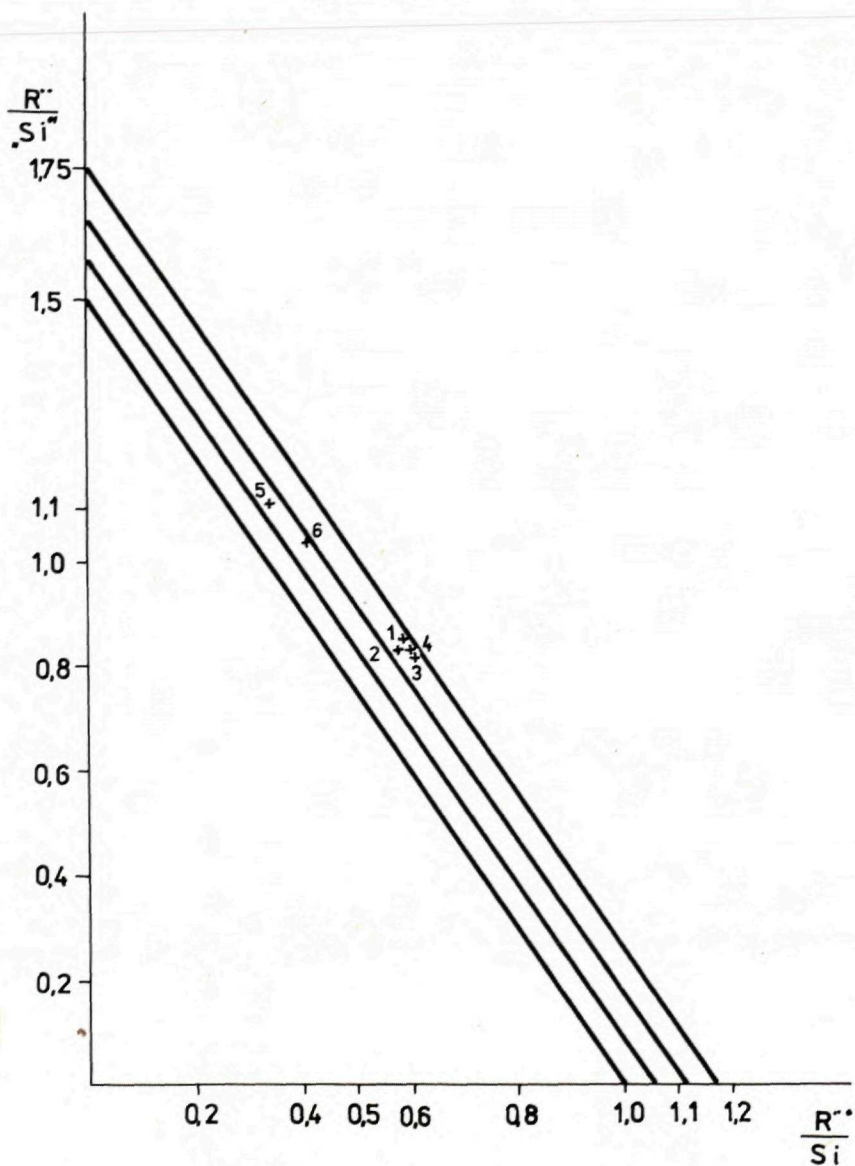
Tabuľka 8 Hodnoty k diagramu s parametrami $\frac{\text{R}^{2+}\text{O}}{\text{SiO}_2}$, $\frac{\text{R}^{3+}\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$

Vzorka č.	$\frac{\text{R}^{2+}\text{O}}{\text{SiO}_2}$	$\frac{\text{R}^{3+}\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$
1	1,47	0,90
2	1,45	0,82
3	1,44	0,89
4	1,64	0,93
5	1,45	0,86
6	1,50	0,93

Tabuľka 9 Hodnoty k diagramu s parametrami $\frac{\text{R}^{2+}}{\text{Si}}$, $\frac{\text{R}^{3+}}{\text{Si}}$

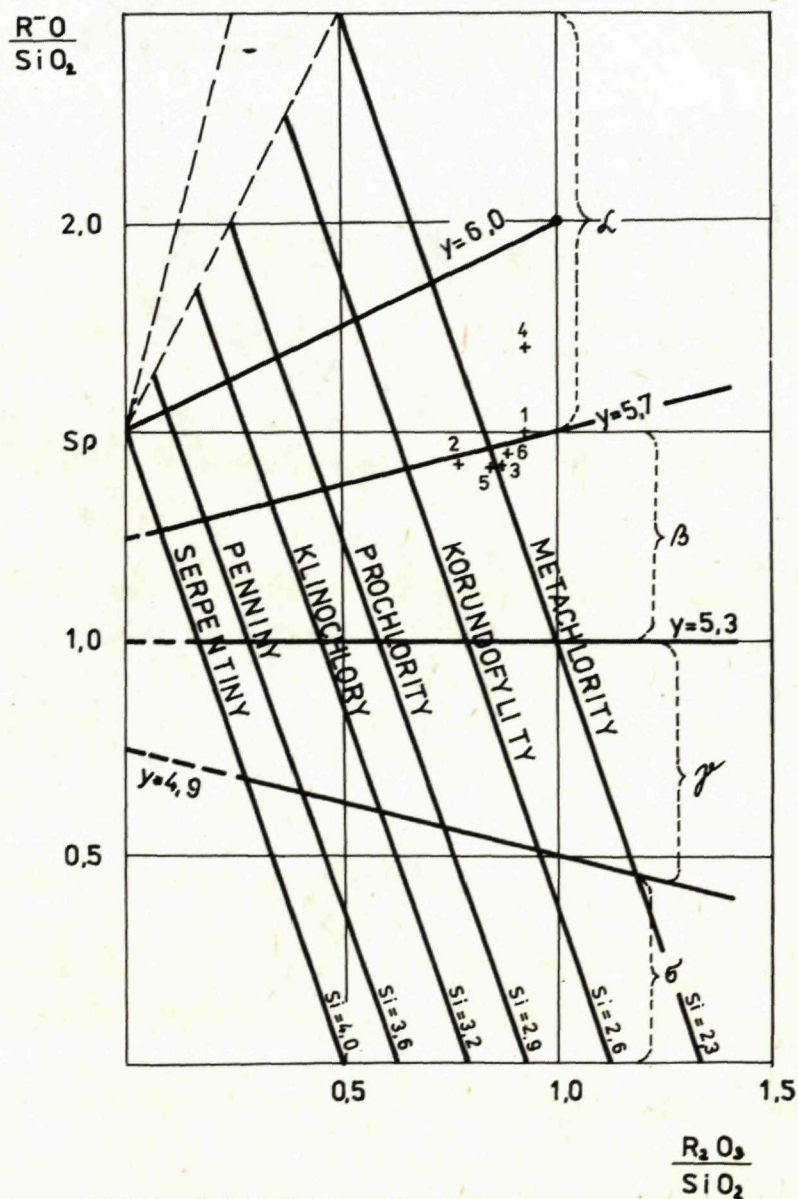
Vzorka č.	$\frac{\text{R}^{2+}}{\text{Si}}$	$\frac{\text{R}^{3+}}{\text{Si}}$
1	0,85	0,59
2	0,83	0,58
3	0,82	0,61
4	0,83	0,60
5	1,11	0,34
6	1,04	0,41

Z obr. 4 (D. P. Serdjučenko 1953) je možné konštatovať, že body všetkých skúmaných chloritov sa nachádzajú v pásme $s = 5,7$ v blízkosti ortochloritovej línie, Sp—At, z čoho je zrejmé, že ide o ortochlority trioktaedrické typu tri-tri v zmysle rozdelenia chloritov podľa T. Sudo—M. Sato (1966).



Obr. 3 Závislosť obsahu R_3^{2+} a R_2^{3+} v oktaedrických vrstvách

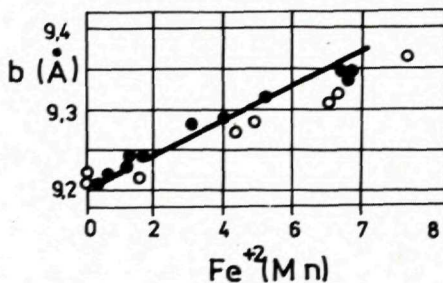
Ortochloritovému radu prislúcha $x + y = 4 + 6 = 10$ katiónov v bunke chloritu a súčet $O + OH = 18$ (pričom $x =$ súčet katiónov v tetraedrickej pozícii a $y =$ počet katiónov v oktaedrickej vrstve (podľa vzorca D. P. Serdjučenka 1953). Avšak v dôsledku širokej izomorfnej záměny katiónov v oboch vrstvách uvedené súčty katiónov sa vždy nerovnajú ideálnym hodnotám.



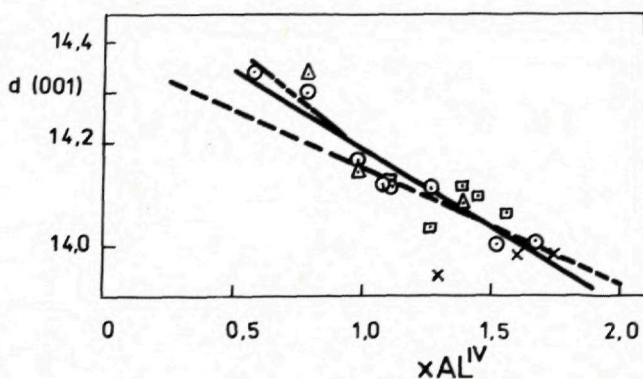
Obr. 4 Diagram RO ($SiO_2 - R_2O_3$) SiO_2 skúmaných chloritov

V skúmaných chloritoch počet OH-skupín je od 3,9 do 6,6 a počet 0—10,6—11,9, ich súčet nie je rovný osemnástim, ako by mal byť podľa vzorca.

Vzhľadom na zachovanie energetickej rovnováhy, nutne musí byť nižší aj počet katiónov, ktorý sa pohybuje od 5,66 do 5,79, to znamená, že $x + y = 4 + 5,66$ až $4 + 5,79$, čo je v súlade s nábojom 27,9 v štruktúrnom vzorci, pričom O + OH sa pohybuje od 15,8 do 17,2. Presnosť výsledkov zodpovedá presnosti chemickej analýzy a táto je v súlade s ČSN 720100.

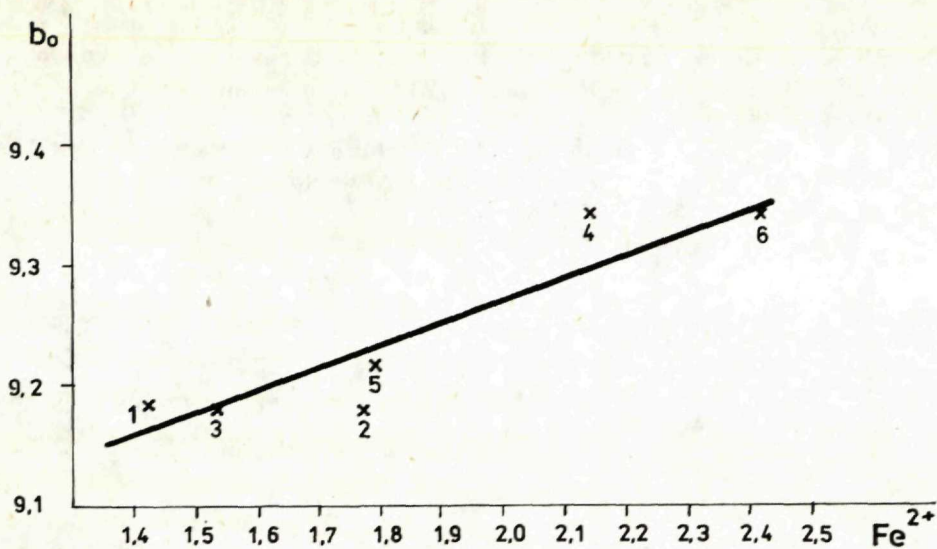


Obr. 5 Závislosť b_0 na obsahu Fe^{2+} (H. Shirozu 1958)

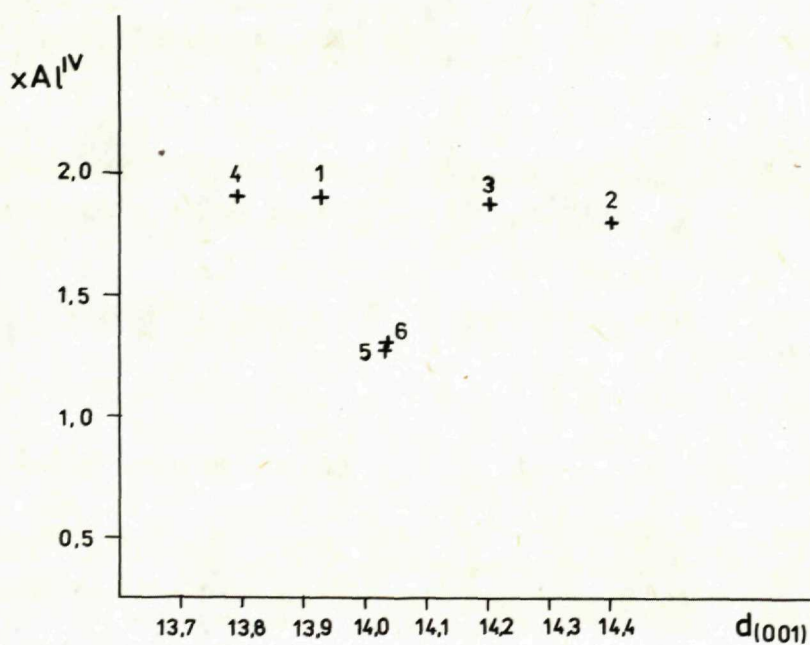


Obr. 6 Závislosť $d_{(001)}$ na substitúcii Si-hlínikom (J. W. Grunner 1944; F. A. Banister—W. F. Whitard 1945)

Izomorfné zastupovanie iónov v tetraedrických a oktaedrických pozíciách v kryštálovej mriežke chloritov je možné skúmať aj na základe difrakčnej Rtg-analýzy. Nakoľko všetky členy skupiny chloritov majú rovnaký typ štruktúry, identifikácia jednotlivých druhov sa môže robiť z jemných detailov röntgenogramu, presnejšie z mriežkových parametrov $d_{(001)}$, „b“ a z intenzít reflexií (alebo štruktúrnych faktorov). Chlority majú dobré definované štruktúrne vrstvy, paralelné k (001); bazálne reflexie (001) poskytujú najlepšie informácie o iónovej distri-



Obr. 7 Závislosť b_0 na obsahu Fe^{2+} v skúmaných chloritoch



ZÁVISLOSŤ $d_{(001)}$ NA SUBSTITÚCII Al ZA Si
(BANISTER, WITTARD 1945)

Obr. 8 Závislosť $d_{(001)}$ na substitúcii Si-hliníkom v skúmaných chloritoch.

búci. (H. Shirozu 1958, S. W. Bailey 1972). Reflexy (001) a (060) sa v literatúre uvádzajú ako empirické miery pre tetraedrické a oktaedrické obsadenie kationov chloritových minerálov. So stúpajúcou substitúciou väčšieho Fe^{2+} -iónu (iónový polomer 0,83 Å) za Mg (iónový polomer 0,78 Å) alebo Al (iónový polomer 0,67 Å) v oktaedrických polohách rastie bočná dimenzia vrstvy, ktorá sa meria $d_{(060)}$ hodnotou.

Reflexy (060) dovoľujú rozlíšiť dioktaedrické minerály s $b = 8,5\text{--}9,0$ Å od trioktaedrických s hodnotou $b = 9,2\text{--}9,3$ Å. Parameter b_0 sa najlepšie určuje z ľahkorozpoznateľného reflexu (060) s hodnotou $d = 1,53\text{--}1,54$ pre všetky trioktaedrické vrstevnaté silikáty. Najväčší význam mriežkového parametra b_0 je v tom, že umožňuje rozlíšiť di — od trioktaedrických štruktúr. V rámci trioktaedrickej skupiny minerálov parameter b_0 nie je vhodný na rozlíšenie jednotlivých druhov chloritov. W. Engelhardt (1942), M. H. Hey (1954), H. Shirozu (1958) dávajú do vzťahu mriežkovú konštantu b_0 s počtom Fe-atómov nahradzujúcich horčík, závislosť je priama, je znázornená na obr. 5. G. W. Brindley a D. M. C. McEwan (1953) poukázali na to, že je nutné vzťahovať parameter b_0 ku všetkým mriežkovým substitúciám. J. W. Grunner (1944), F. A. Bannister—W. F. Whitard (1945) dávajú do súvislosti základnú líniu $d_{(001)}$ so substitúciou Si-hliníkom (obr. 6), zistená závislosť je nepriama.

Nami skúmané chlority boli podrobené aj difrakčnej röntgenovej analýze, ktorej výsledky sú uvedené v tab. 10. Podľa týchto výsledkov možno klasifikovať analyzované vzorky ako trioktaedrické diseptochlority (14 Å). Takéto zadelenie dovoľujú urobiť hodnoty reflexov $d_{(001)}$ a (060). Na obr. 7 je znázornená závislosť parametra b_0 na obsahu Fe^{2+} na príklade nami skúmaných chloritov. Charakter tejto závislosti potvrdzuje výskumy autorov, ktoré boli uvedené na obr. 5. Závislosť základnej línie $d_{(001)}$ na substitúcii Si-hliníkom podľa nami zostrojeného diagramu (obr. 8) nepotvrdzuje získané poznatky J. W. Grunnera, F. A. Banistra, W. F. Whitarda, nakoľko pri našich chloritoch nie je výrazná závislosť medzi sledovanými parametrami. Domnievame sa však, že doterajší počet nami skúmaných chloritov nedovoľuje urobiť jednoznačné závery v tejto problematike. Ak bude vzorka znečistená v práci pokračujeme a výsledky budú publikované.

Niektorí bádatelia ako napr. M. H. Hey (1954), K. B. Kepežinskas (1965), G. W. Brindley (1961) a iní, navrhujú pre výpočet mriežkových parametrov empirické rovnice, na základe ktorých je možné uvažované veličiny vypočítať z výsledkov chemickej analýzy.

V zmysle Heyových rovníc, ktoré majú tvar:

$$\begin{aligned} a_0 &= 5,320 + 0,008 (\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}) + 0,0165 \text{ Mn}, \\ b_0 &= 9,202 + 0,04 (\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}) + 0,0235 \text{ Mn}, \\ d_{(001)} &= 13,925 + 0,115 (\text{Si} - 4) - 0,025 \text{ Fe}^{3+} + 0,025 \text{ Mn} \end{aligned}$$

sme vypočítali mriežkové konštanty a_0 , b_0 a $d_{(001)}$. Pri porovnaní nameraných a vypočítaných hodnôt týchto veličín je možné medzi nimi konštatovať dobrú zhodu, čo možno vidieť v tab. 11.

Tab. 11 Hodnoty mriežkových parametrov skúmaných chloritov

Vzorka číslo		Namerané:	Vypočítané podľa M. H. Hey-a 1954
1	a_0	5,31	5,33
	b_0	9,18	9,23
	$c_{(001)}$	13,93	14,16
2	a_0	5,31	5,34
	b_0	9,18	9,23
	$d_{(001)}$	14,4	14,17
3	a_0	5,31	5,33
	b_0	9,18	9,23
	$c_{(001)}$	14,2	14,16
4	a_0	5,41	5,34
	b_0	9,36	9,24
	$d_{(001)}$	13,79	14,15
5	a_0	5,34	5,34
	b_0	9,24	9,23
	$d_{(001)}$	14,03	14,23
6	a_0	5,41	5,34
	b_0	9,36	9,24
	$d_{(001)}$	14,03	14,23

Záver

Kryštalochemické výsledky chloritov ukazujú, že principiálnu kompozičnú variabilitu spôsobujú ióny Al v tetraedrickej koordinácii a ióny Fe^{2+} v oktaedrickej koordinácii. Obsadenie uvedených polôh bolo určené z výsledkov chemickej a Rtg-analýzy. Známy chemizmus dovoľuje detailnú identifikáciu minerálov, izomorfné zastupovanie katiónov vo všetkých pozíciách chloritovej štruktúry a problematiku O-OH iónov.

Mriežkové parametre hlavne d_{001} a b poskytl informácie o iónovej distribúcii v tetraedrickej a oktaedrickej polohe chloritov.

Na základe uvedených výsledkov bolo možné zatriediť skúmané chlority do radu Fe-Mg chloritov tzv. ripidolitov, pričom vzorka č. 4 a 6 inklinuje k Fe-chloritom a podľa Rtg-analýzy ich možno označiť ako bavalit. Všetky považujeme za trioktaedrické diseptochlority. Konštatovala som typ izomorfizmu a zastupovanie OH skupiny kyslíkom ($O \rightarrow 2OH$).

Literatúra

- BAILEY, S. W. 1972: Determination of chlorite composition by X-ray spacing and intersities. *Clay and Clay Miner.*, 20, 6, New York, 1—381.
- BANNISTER, F. A.—WHITTARD, W. F. 1945: A magnesian chamosite from the Wenlock limestone of Wickwar, Gloucestershire. *Min. Mag.*, 27, London, 1—99.

- BRINDLEY, G. W.—Mac EWAN, D. M. C. 1953: Structural aspects of the mineralogy of clays and related silicates. *Ceram. A Symposium*, British Ceramic Society, London, 15—59.
- BRINDLEY, G. W. 1961: Kaoline, serpentine and kindred minerals in the X-ray identification and crystal structures of clay mineral. G. Brown, Ed. *Mineralog. Society* 51,
- DEER, W. A.—HOWIE, R. A.—ZUSSMAN, J. 1966: Chlorit, *Izd. MIR. Moskva Porodoobr. min.*, 3, Moskva, 1—156.
- ENGELHARDT, W. 1942: Die Strukturen von Thuringit, Bavalit und Chamosit und ihre Stellung in der Chloritgruppe. *Zeits. Kristallogr.*, 104, Leipzig, 1—142.
- GRUNNER, J. W. 1944: The kaolinite structure of amesite and additional notes subchlorites. *Am. mineralogist*, 29, Washington, 1—422.
- HEY, M. H. 1954: A new review of the chlorites. *Min. Mag.*, 30, London, 1—277.
- IVANOVA, V. P. 1949: Chlority. *Tr. Inst. geol. nauk. Akad. Nauk. SSSR*, 120, Moskva, 1—56.
- KEPEŽINSKAS, K. B. 1965: Zloženie chloritov ako určujúci faktor ich fyzikálnych vlastností. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 164, Moskva, 1—126.
- Mc MURCHY, R. C. 1934: The crystal structure of the chlorite minerals. *Zeits. Krist.*, Vol. 88, Leipzig, 1—420.
- SERDJUČENKO, D. P. 1953: Chlority, ich chimičeskaja konstitucija i klassifikacija. *Tr. Inst. geol. nauk. Akad. Nauk SSSR*, Moskva, 1—140.
- SHIROZU, H. 1958: X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan with a note of their interference colors. *Mineral. J.*, 2, Sapporo, 1—209.
- SUDO, T.—SATO, M. 1966: Dioctahedral chlorites. *Proceed. of the Inter. Clay Confer.*, 1, Jerusalem.
- TSCHERMAK, G. 1981: Die Chlorit Gruppe. *Sitz. ber. Akad. Wiss.*, 100, Wien.
- WINCHELL, A. N. 1936: A third study of chlorite. *Amer. Mineralogist*, 21, Washington, 1—642.

Chemical composition and crystallochemical relations of some chlorites from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

Margita Činčárová

Summary

The extremely variable chemical composition of chlorite minerals was studied by many authors. G. Tschermak (1891) was the first to explain the relationships in this mineral group, but he failed in solving the problem of chemical composition of all types of chlorites on a uniform basis. D. P. Serdjuchenko one of the modern authors trying to make a complex unified system in these problems — introduced a universal formula based on the crystallochemical principle. The formula is applicable on all types of minerals of the chlorite group with a complex scale of chemical composition. The author also distinguished five possibilities of isomorph exchange in the structure of chlorites.

I present here crystallochemical data on chlorites from various localities of the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains).

Chemical analyses, X-ray diffraction analyses of the chlorites show isomorph exchange of cations in tetra- and octahedral layers in the structural lattice of chlorites, and dependence of X-ray parametre upon chemical composition. These relations show Fe^{2+} and Al_{IV} contents at known X-ray parametres, and from the data on chemical composition the lattice parametres a_0 , b_0 , $d_{(001)}$ may be calculated.

On the basis of the results the chlorites are ranged among Fe-Mg chlorites, so-called ripidolites, according to V. I. Ivanova's (1949) classification. Samples 4 and 6 incline more to ferruginous chlorites and may be denoted as bavalites. X-ray analysis shows that all the samples studied are trioctahedral disepitochlorites.

Explanations of text-figures 1—8

Fig. 1. Structure of chlorites

Fig. 2. Classification of chlorites according to D. P. Serdjuchenko

Fig. 3. Relations of R_3^{3+} and R_2^{3+} in octahedric layers

Fig. 4. Diagram RO ($\text{SiO}_2\text{—R}_2\text{O}_3$) SiO_2 of studied chlorites

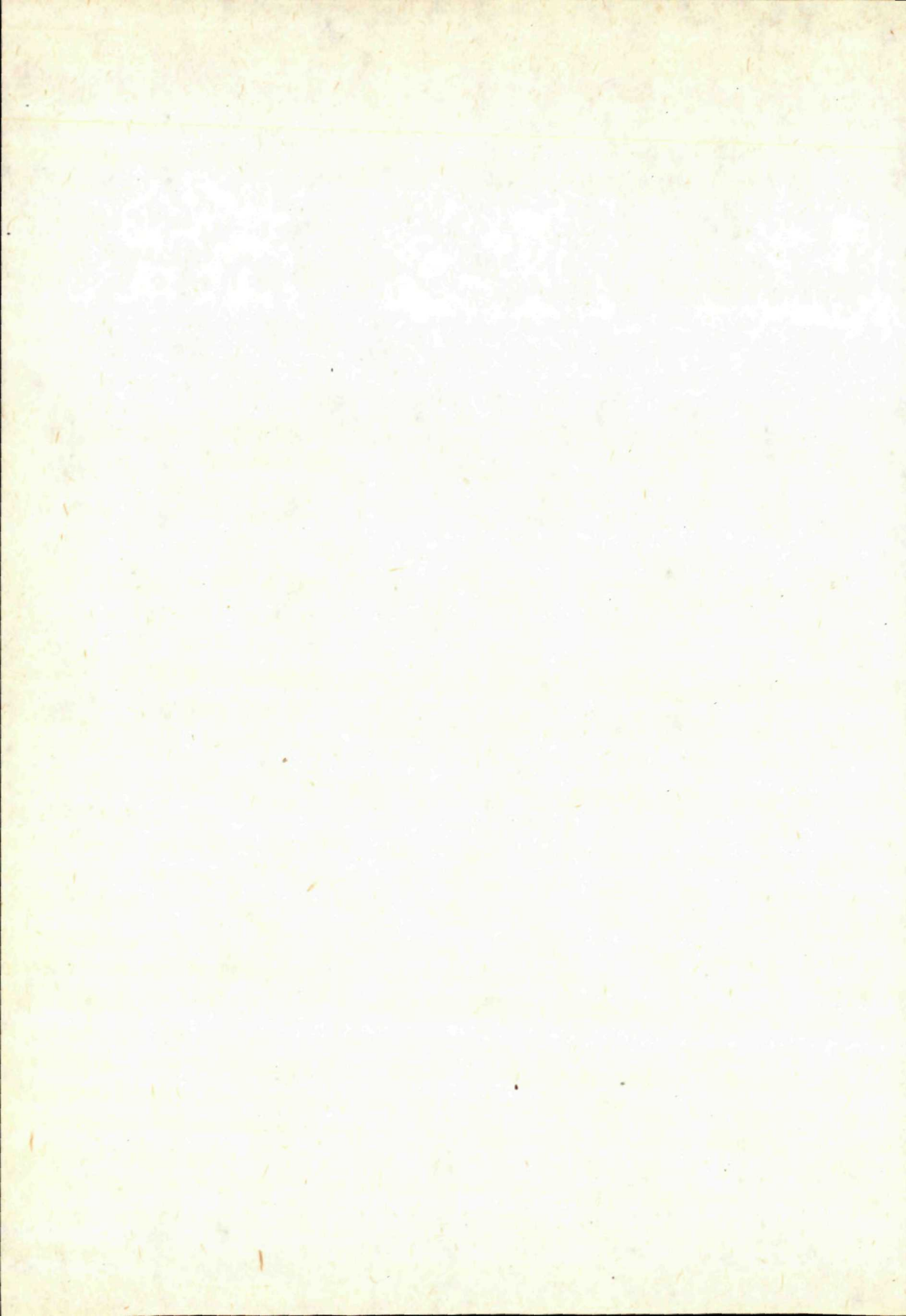
Fig. 5. Relation of b_0 to Fe^{2+} content (H. Shirozu 1958)

Fig. 6. Relation of $d_{(001)}$ to replacement of Si by Al (J. W. Grunner 1944; F. A. Banister, W. F. Whitard 1945)

Fig. 7. Relation of b_0 to Fe^{2+} content in studied chlorites

Fig. 8. Relation of $d_{(001)}$ to replacement of Si by Al in studied chlorites

Translation: E. Jassingerová



Eugen Kullman

Režim podzemných vôd s turbulentným prúdením v puklinovo-krasovom horninovom prostredí

(16 obr. v texte, francúzske resumé)

Abstract. The paper presents the results from the evaluation of exhausting lines of a set of springs from a strongly developed karst in the Western Carpathians. Its objective are solely the springs in which the lines of exhaustion from periods of unaffected groundwater regime by precipitations documented also the turbulent flow in groundwater discharge from a rock environment. On a series of examples demonstrated is the accordance of the basic character of the lines of exhaustion. In connection with the basic laws, coming forth from the results of analysis of the exhausting lines, the author is giving his conception of the mechanism of discharge of karstic groundwaters from environments with a strongly developed karst. In the conclusion it is pointed to the possibility to make this evaluation not only of the karstic springs, but also of the hydrogeological boreholes.

Úvod

Režim krasových podzemných vôd v horninovom prostredí s veľkými otvorenými puklinami a so silne rozvinutým krasom a tým i vyprázdňovanie podzemných vôd z tohto horninového prostredia v období neovplyvneného režimu sa výrazne odlišujú od režimu podzemných vôd v puklinovom prostredí s prevahou mikropuklín a drobných puklín, na ktoré boli zamerané práce niektorých našich autorov (E. Kullman—I. Petráš 1979, E. Kullman 1980 a ďalšie). Zatiaľ vyprázdňovanie podzemných vôd z horninového prostredia so systémom mikropuklín, drobných makropuklín a prípadne i so slabým skrasovatením v obdobiach neovplyvneného režimu prebieha väčšinou podľa zákonitostí laminárneho prúdenia, vyprázdňovanie podzemných vôd z horninového prostredia s veľkými otvorenými makropuklinami a krasovými kanálmi je v rade prípadov podstatne zložitejšie v dôsledku kombinácií subrežimov* s laminárnymi a turbulentnými prúdeniami, v extrémnych prípadoch dokonca iba v podmienkach subrežimov s turbulentným prúdením. Toto

Ing. E. Kullman, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

* Pod subrežimom podzemných vôd rozumieme čiastkový režim podzemných vôd podieľajúci sa na formovaní celkového režimu podzemných vôd, ktorý je výslednicou súčinnosti viacerých subrežimov, resp. čiastkových režimov podzemných vôd.

hodnotenie, nadväzujúce na predchádzajúce práce autora (viď l. c.) je zamerané výlučne na problémy režimu podzemných vôd s prejavmi turbulentných prúdení pri ich vyprázdňovaní z puklinovo-krasových horninových prostredí.

Základné rozdiely medzi laminárnym a turbulentným prúdením v puklinovom a puklinovo-krasovom horninovom prostredí

Rozsiahly teoretický a modelový výskum charakteru pohybu podzemných vôd v puklinách (G. M. Lomidze 1952, E. C. Romm 1966) dokumentoval, že filtrácia v tomto prostredí, kde prevláda laminárne prúdenie, podlieha vo väčšine prípadov lineárnemu odporovému zákonu. V týchto prípadoch platí Darcyho zákon pre laminárne prúdenie, pri ktorom tlakové straty závisia lineárne od filtračnej rýchlosti. K rovnakému záveru o podstatnej prevahe laminárnych prúdení v puklinovom prostredí sme dospeli vyhodnotením rozsiahleho súboru prameňov z hľadiska režimu vyprázdňovania podzemných vôd z rôznych puklinových horninových prostredí (E. Kullman—I. Petráš 1979, E. Kullman 1980). Laminárne prúdenie prebieha v širokej škále puklín, z ktorých v rade horninových prostredí, ako ukazujú doterajšie výskumy, majú veľký význam mikropukliny. Z tohto pohľadu už pukliny o šírke 1 mm a viac treba považovať za relatívne veľké otvorené makropukliny, pretože hydrodynamické výpočty (E. C. Romm 1966) dokazujú, že prítoky v puklinovom kolektore môžu byť dostatočne zabezpečené už i široko rozvinutou sieťou mikropuklín, ktorých otvorenosť neprevyšuje 100 μ .

V závislosti od rozmerov puklín, drsnosti ich stien a tlakového gradientu dochádza v puklinovom a v puklinovo-krasovom prostredí v rade prípadov k odkloneniu od platnosti Darcyho zákona, teda k turbulentnému prúdeniu, podliehajúceму kvadratickému odporovému zákonu.

Platnosť Darcyho zákona v puklinách (podobne ako v pórovom prostredí), je obmedzená veľkosťou Reynoldsovo čísla. Pri určitej hodnote tohto čísla, nazývanej kritickou (R_{ek}), dochádza k odchyleniu od lineárneho odporového zákona a k prechodu ku kvadratickému odporovému zákonu, charakteristickému pre režim s turbulentným prúdením. Pre puklinové prostredie platí (E. C. Romm 1966):

$$R_e = \frac{v \cdot d}{u},$$

kde v je rýchlosť pohybu vody, d — šírka pukliny, u — kinetická väzkosť vody.

Modelovými skúškami (v hladkých puklinách) bolo zistené, že prechodná fáza od režimu s laminárnym prúdením do režimu s turbulentným prúdením je v hraniciach $550 < R_{ek} < 700$ (E. C. Romm 1966). Modelové skúšky v puklinách s drsnými stenami potvrdzujú, že R_{ek} kolíše vo veľkom rozpätí.

I. F. Volodko (1941) (in M. Krautschneiderová 1975) odvodil vzťahy medzi rýchlosťou prúdenia a šírkou puklín, pri ktorých môže dôjsť k turbulentnému prúdeniu. Podľa neho v krasových kanáloch širokých 10—20 cm dochádza

k turbulentnému prúdeniu už pri rýchlosti $0,01 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, v puklinách širokých 3 cm pri rýchlosti $0,1 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, v puklinách širokých 0,5 cm pri rýchlosti $10 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ a v puklinách širokých 0,1—0,3 cm až pri rýchlosti $100 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$.

Tento stručný prehľad výsledkov niektorých teoretických a modelových výskumov umožňuje urobiť si orientačný názor o podmienkach otvorenej puklinovej a puklinovo-krasovej porušenosti horninového prostredia, pri ktorých môže dôjsť k turbulentnému prúdeniu podzemných vôd.

H. Schoeller (1965) u prameňov z puklínovo-krasových prostredí za určitých podmienok predpokladal možnosť kombinácie turbulentného a laminárneho prúdenia pri vyprázdňovaní podzemných vôd v obdobiach neovplyvneného režimu a zaoberal sa aj jeho teoretickou stránkou. V terénnych podmienkach pri vyprázdňovaní podzemných vôd existenciu turbulentného subrežimu v kombinácii s laminárnym subrežimom dokumentoval B. Mijatović (1967, 1969, 1973) u dvoch krasových prameňov v Juhoslávii a u jedného prameňa v Libanone. Malá hustota sústavných meraní výdatnosti prameňov (raz mesačne) mu neumožňovala urobiť ich detailnejší rozbor a postrehnúť niektoré špecifiká kombinovaných čiar vyčerpávania. Kombinácie viacerých turbulentných subrežimov prúdenia s laminárnymi subrežimami, ani kombinácie turbulentných subrežimov prúdenia bez subrežimov laminárných pri vyprázdňovaní podzemných vôd v obdobiach zrážkami neovplyvneného režimu neboli zatiaľ v literatúre dokumentované.

Proces vyprázdňovania podzemných vôd s turbulentným prúdením

U vyprázdňovania podzemných vôd s turbulentným prúdením v obdobiach zrážkami neovplyvneného režimu funkčná závislosť zmeny výdatnosti v čase má lineárny priebeh a možno ju matematicky vyjadriť lineárnymi rovnicami. Používajú sa lineárne rovnice v tvare $Q_t = Q_0 - \beta(t - t_0)$, (H. Schoeller 1967) a v tvare $Q_t = Q_0[1 - \beta(t - t_0)]$, (B. Mijatović 1973). Lineárnu rovnicu v tvare $Q_t = Q_0[1 - \beta(t - t_0)]$ aplikujeme ako vhodnejšiu i pri našich hodnoteniach. Uvedené lineárne rovnice sa v semilogaritmickom vyjadrení prejavujú ako konvexné krivky, čo je výhodné najmä pri interpretácii čiar vyčerpávania tvorených kombináciou turbulentných a laminárných subrežimov prúdenia.

V jednotlivých rovnicach ako u režimu s laminárnym, tak i s turbulentným prúdením Q_t je výdatnosť prameňa v čase t , Q_0 je výdatnosť prameňa v čase t_0 , t je čas (je zaužívané vyjadrovať čas t v dňoch) a β je koeficient vyčerpávania pri turbulentnom prúdení. Podľa H. Schoellera (1967):

$$\beta = \frac{f(h, K^2)}{f(\mu, X)}$$

(h — hrúbka zvodne, K — koeficient priepustnosti, μ — aktívna pórovitosť, X — dĺžka zvodne).

U vyprázdňovania podzemných vôd, ktorých režim má turbulentný charakter prúdenia, môže byť (podobne ako u režimov s laminárnym charakterom prúdenia)

viac subrežimov prúdenia, líšiacich sa rozdielnymi hodnotami koeficientov vyčerpávania β . V týchto prípadoch výsledná rovnica čiary vyčerpávania bude mať tvar*:

$$Q_t = Q_{01}[1 - \beta_1(t - t_0)] + Q_{02}[1 - \beta_2(t - t_0)] + \dots + Q_{0n}[1 - \beta_n(t - t_0)]$$

Po určení hodnôt Q_0 a β je možné vyčíslit objem vyprázdnených zásob podzemných krasových vôd (V_t) s turbulentným prúdením:

$$V_t = \int_0^t Q_0(1 - \beta t) dt = \left(Q_0 t - \frac{Q_0 \beta t^2}{2} \right) \cdot 86\,400 \text{ (v m}^3\text{)}$$

Doterajšie poznatky o turbulentných prúdeniach dokumentované v krasových prameňoch Západných Karpát

V prípade režimov s turbulentným prúdením v puklinovom a puklinovo-krasovom horninovom prostredí môžu nastať dve základné formy vyprázdňovania podzemných vôd s nasledovnými kombináciami subrežimov vyprázdňovania:

- vyprázdňovanie podzemných vôd tvorené kombináciou laminárnych a turbulentných subrežimov prúdenia,
- vyprázdňovanie podzemných vôd tvorené výlučne iba niekoľkými subrežimami s turbulentným prúdením.

Vyprázdňovanie podzemných vôd tvorené kombináciou laminárnych a turbulentných subrežimov prúdenia

Tento režim vyprázdňovania podzemných vôd z puklinového a puklinovo-krasového horninového prostredia možno matematicky vyjadriť superpozíciou exponenciálnych (bližšie viď E. Kullman—I. Petráš 1979, E. Kullman 1980) a lineárnych rovníc jednotlivých subrežimov prúdenia. Pri vyhodnocovaní prameňov s týmito subrežimami sme doteraz zistili (pri určitom generalizovaní) kombináciu jedného (zriedkavo dvoch) subrežimov s laminárnym prúdením, s dvoma až tromi subrežimami s turbulentným prúdením. Tento zložitý režim vyprázdňovania podzemných vôd je charakteristický pre podzemné vody silne rozvinutého krasu s veľkými otvorenými puklinami a krasovými kanálmi. Doteraz zisteným najčastejším prípadom je kombinácia jedného subrežimu s laminárnym prúdením s dvoma

* V slovenskej odbornej literatúre doteraz používaný termín „čiara vyčerpávania“ pre označenie vyprázdňovania podzemných vôd z horninového prostredia v obdobiach zrážkami neovplyvneného režimu, ktorý je použitý i v tejto práci nepovažuje autor za najvhodnejší. Vhodnejší termín by bol „čiara vyprázdňovania“.

(až tromi) rozdielnymi subrežimami s turbulentným prúdením. V tomto prípade možno čiaru vyčerpávania matematicky vyjadriť v tvare:

$$Q_t = Q_{03}(1 - \beta_2 t) + Q_{02}(1 - \beta_1 t) + Q_{01} e^{-\alpha t}$$

Celkový vyprázdnený objem podzemných vôd (V_t) za čas t (od $t_0 = 0$) je potom:

$$\begin{aligned} V_t = \int_0^t Q_t dt = \int_0^t Q_{03}(1 - \beta_2 t) dt + \int_0^t Q_{02}(1 - \beta_1 t) dt + \\ + \int_0^t Q_{01} e^{-\alpha t} dt = \left[(Q_{03}t - \frac{Q_{03} \cdot \beta_2 \cdot t^2}{2}) + (Q_{02}t - \frac{Q_{02} \cdot \beta_1 t^2}{2}) + \right. \\ \left. + \frac{Q_{01}}{\alpha} \right] \cdot 86\,400 \text{ (v m}^3\text{); (Q - m}^3 \cdot \text{s}^{-1}\text{, t - dni)} \end{aligned}$$

V Západných Karpatoch v pohoriach so silne rozvinutým krasom bolo v doteraz zhodnocovaných prameňoch dokumentovaných viac prameňov s vyššie uvedenými kombináciami subrežimov prúdenia. Z nich boli detailnejšie zhodnotené v pohorí Slovenský kras tieto prameňe: „Čierna vyvierka“ — Slavec, „Studená studňa“ — Plešivec, „Zugo—jaskyňa“—Kunova Teplica, „Biela vyvierka“—Slavec a v pohorí Muránska planina prameň „Biela voda“.*

Ako názorné príklady charakterizujúce čiaru vyčerpávania tohto typu uvádzame detailnejšie rozboru čiar vyčerpávania dvoch prameňov z pohoria Slovenský kras a to prameňa „Čierna vyvierka“ (obr. 1—5) a prameňa „Studená studňa“ (obr. 6—7). V ďalších, na dôkaz príslušnosti k uvedenému typu, uvádzame po jednej čiare vyčerpávania (obr. 8, 9, 10).

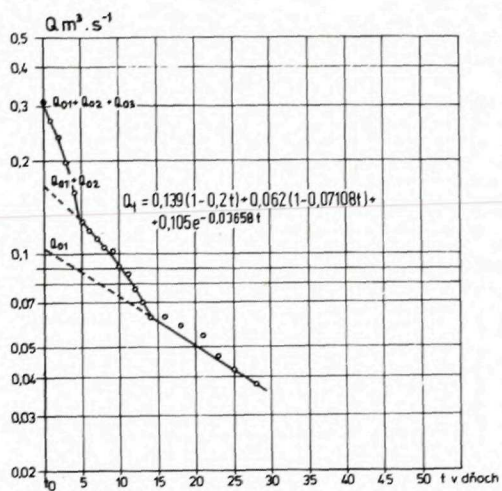
Prameň „Čierna vyvierka“

Vyvierka v Gombaseku z ardotskej hydrogeologickej štruktúry cca 2,5 km j. od Slavca. Jeho infiltračná oblasť je v skrasovatených strednotriasových vápencoch silického príkrovu. Výdatnosť prameňa kolíše od $5,25 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ do $1892 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (na základe dlhodobých sústavných meraní Hydrometeorologického ústavu v Bratislave). Teplota vody kolíše v medziach $7,0$ — $11,6$ °C. Čiaru vyčerpávania tohto prameňa vyhodnotené z viacerých rozdielných období majú rovnaký základný charakter priebehu, dokumentujú jeden subrežim s laminárnym prúdením a dva až tri subrežimy s turbulentným prúdením. Na demonštrovanie zhodného charakteru čiar vyčerpávania z rôznych období uvádzame priebeh piatich čiar vyčerpávania tohto prameňa (obr. 1—5). Ich základné charakteristiky sú uvedené v tab. 1.

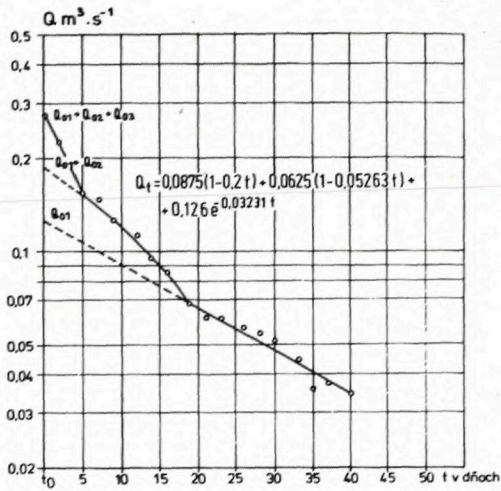
* Sústavné merania všetkých prameňov zhodnocovaných v tejto práci robil Hydrometeorologický ústav v Bratislave.

Tabuľka 1 Vyhodnotenie čiar vyčerpávania prameňa „Čierna vyvierka“

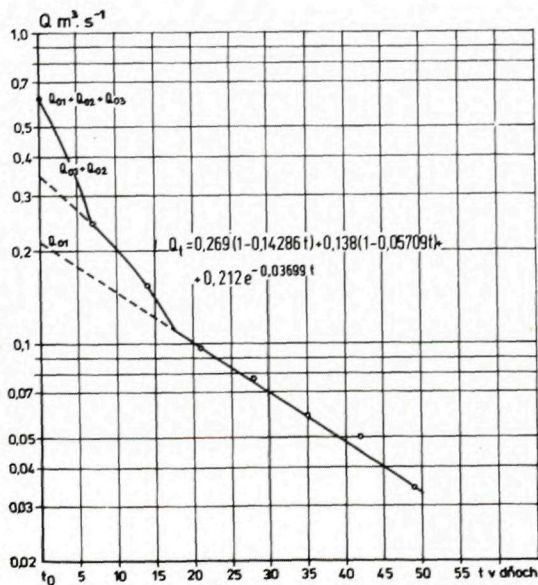
Č.	Čiara vyčerpávania	Dátum	Q_0	Q_{01}	Q_{02}	Q_{03}	Q_{04}	t	Koefficienty vyčerpávania				Vyprázdnené objemy podzemných vôd				
									α	β_1	β_2	β_3	V_α	V_{β_1}	V_{β_2}	V_{β_3}	ΣV
													m^3				
											%						
1	23. 6. 69—21. 7. 69	0,306	0,105	0,062	0,139	—	28	0,03658	0,07108	0,2	—	248 004	37 679	30 024	—	315 707	
												78,6	11,9	9,5	—	100	
2	19. 8. 70—7. 10. 70	0,619	0,212	0,138	0,269	—	49	0,03699	0,05709	0,14286	—	495 182	104 423	81 346	—	680 951	
												72,7	15,3	12,0	—	100	
3	* 26. 6. 74—5. 8. 74	0,276	0,126	0,0625	0,0875	—	40	0,03231	0,05263	0,2	—	336 936	51 300	18 900	—	407 136	
												82,8	12,6	4,6	—	100	
4	23. 10. 74—4. 12. 74	1,088	0,255	0,137	0,545	0,151	42	0,03421	0,04762	0,13316	nehodnotené	644 022	124 287	176 811	nehodnotené	945 120	
												68,1	13,2	18,7	nehodnotené	100	
5	11. 4. 77—23. 5. 77	1,480	0,280	0,071	0,625	0,504	42	0,03768	0,06180	0,24528	nehodnotené	642 038	49 628	4 078	nehodnotené	695 744	
												92,3	7,1	0,6	nehodnotené	100	



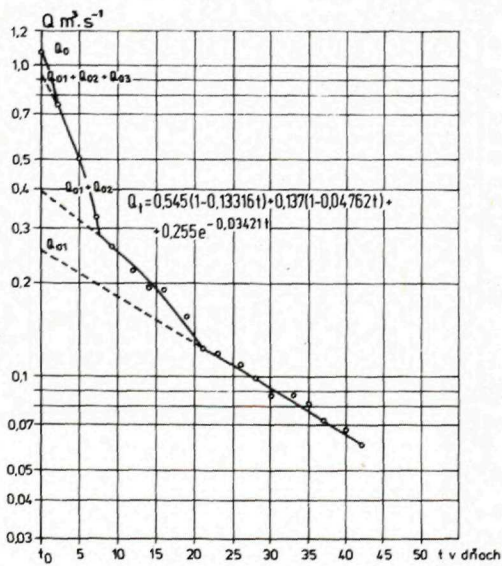
Obr. 1 Čiara vyčerpávania prameňa „Čierna vyvierajúca“, pohorie Slovenský kras (23. 6. 1969—21. 7. 1969)



Obr. 3 Čiara vyčerpávania prameňa „Čierna vyvierajúca“, pohorie Slovenský kras (26. 6. 1974—5. 8. 1974)

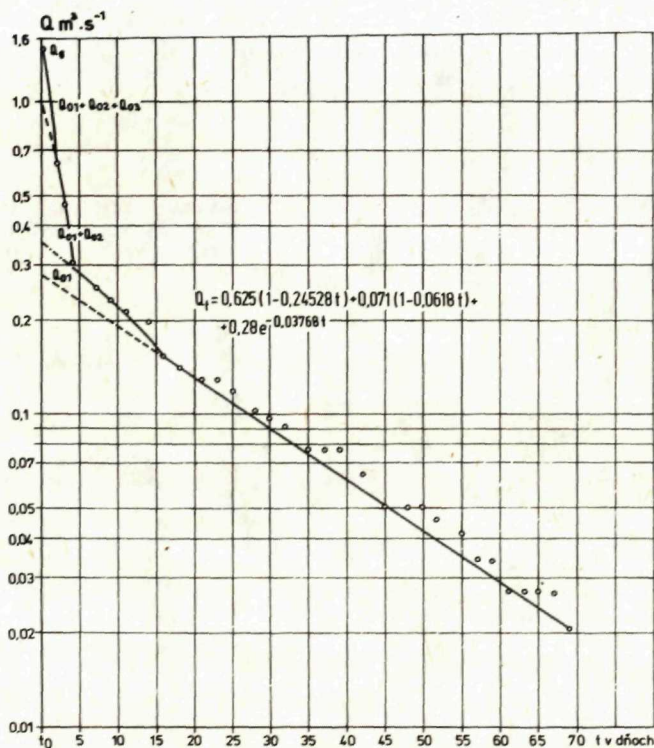


Obr. 2 Čiara vyčerpávania prameňa „Čierna vyvierajúca“, pohorie Slovenský kras (19. 8. 1970—7. 10. 1970)



Obr. 4 Čiara vyčerpávania prameňa „Čierna vyvierajúca“, pohorie Slovenský kras (23. 10. 1974—4. 12. 1974)

Ako vyplýva z tabuľky i z obr. 1—5, koeficienty vyčerpávania α charakterizujúce vyčerpávanie podzemných vôd s laminárnym prúdením sa vzájomne veľmi málo líšia a sú v medziach $3,2 \cdot 10^{-2} - 3,8 \cdot 10^{-2}$. Zhoda je v koeficiente vyčerpávania β pri oboch subrežimoch s turbulentným prúdením. Koeficienty vyčerpávania β_1 v prvom subrežime s turbulentným prúdením sú v medziach $4,7 \cdot 10^{-2} - 7,1 \cdot 10^{-2}$, koeficienty vyčerpávania β_2 v druhom subrežime s turbulentným prúdením sú v medziach $1,3 \cdot 10^{-1} - 2,4 \cdot 10^{-1}$. Náznač prejavu tretieho subrežimu s turbulentným prúdením je iba u čiar vyčerpávania s vysokými hodnotami Q_0 (pozri čiary vyčerpávania 4, 5, obr. 4, 5).

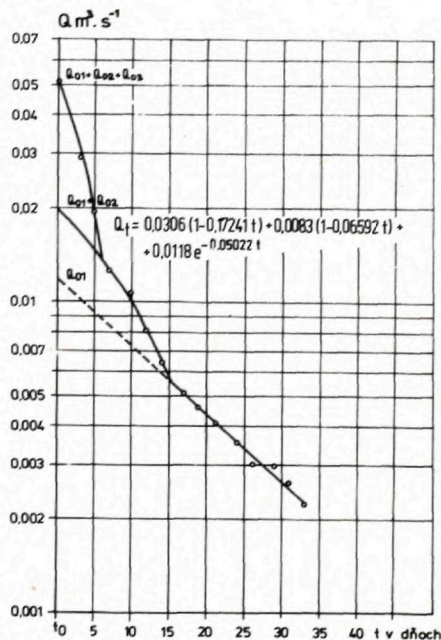
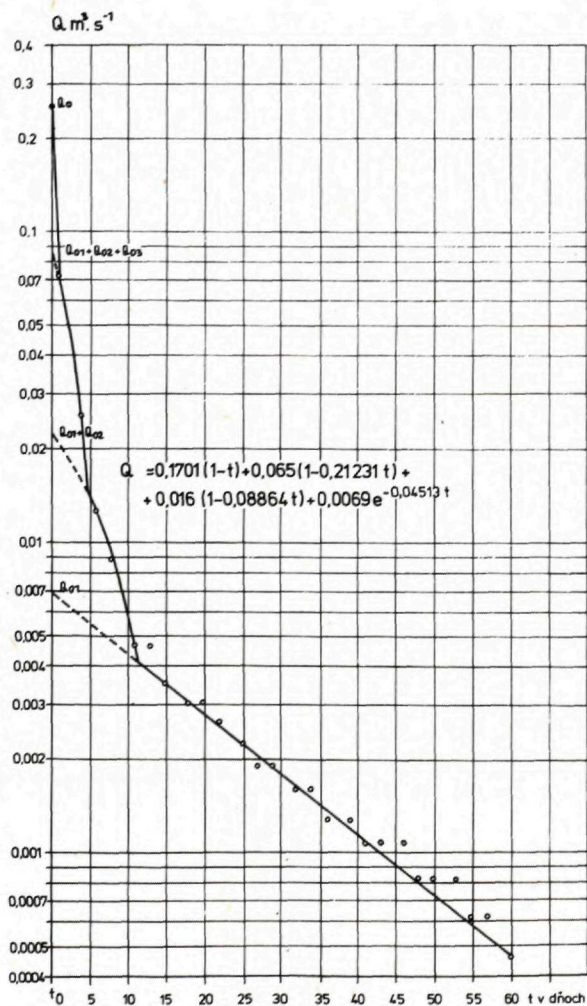


Obr. 5 Čiara vyčerpávania prameňa „Čierna vyvierkača“, pohorie Slovenský kras (11. 4. 1977—23. 5. 1977)

Z celkového vyčerpaného objemu hlavný podiel 68,1 %—92,3 % pripadá na základný laminárny subrežim. U turbulentných subrežimov vo väčšine prípadov väčší podiel pripadá na prvý turbulentný subrežim (7,1 %—15,3 %), menší na druhý subrežim s turbulentným prúdením (0,6 %—12 %). Výnimku tvorí čiara vyčerpávania č. 4.

Prameň „Studená studňa“

Vyvierá z hydrogeologickej štruktúry Plešivskej planiny na jej z. úpätí v údolí Štítника cca 2,5 km s. od Plešivca, zo strednotriasových (wettersteinských) vápencov. Na povrch vystupuje cez pokryvné sedimenty tvorené sutinami na úpätí svahov planiny. Výdatnosť prameňa kolíše od $0,1 \text{ l. s}^{-1}$ — 258 l. s^{-1} , teplota vody od $2,0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ do $13,0 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Z obdobia 1969—1977 možno v prameni dokumentovať 9 čiar vyčerpávania. Všetky charakterizujú kombináciu režimu s laminárnym prúdením s režimami s turbulentným prúdením (E. Kullman 1979). Pre charakteristiku prameňa uvádzame ďalej čiary vyčerpávania z dvoch období (obr. 6, 7). Vyhodnotenie jednotlivých parametrov týchto čiar vyčerpávania je uvedené v tab. 2.



Obr. 7 Čiara vyčerpávania prameňa „Studená studňa“, pohorie Slovenský kras (29. 12. 1974—31. 1. 1975)

Obr. 6 Čiara vyčerpávania prameňa „Studená studňa“, pohorie Slovenský kras (7. 2. 1974—8. 4. 1974)

Tabuľka 2 Vyhodnotenie čiar vyčerpávania prameňa „Studená studňa“

Č. vyčerpávania	Dátum	Q_0	Q_{01}	Q_{02}	Q_{03}	Q_{04}	t	Koeficienty vyčerpávania				Vyprázdnené objemy podzemných vôd					
								α	β_1	β_2	β_3	V_α	V_{β_1}	V_{β_2}	V_{β_3}	ΣV	
		$m^3 \cdot s^{-1}$					dni				m^3				$\%$		
1	7. 2. 74—8. 4. 74	0,258	0,0069	0,016	0,065	0,1701	60	0,04513	0,08864	0,21231	1,0	13 210	7 795	13 176	34 181	nehodnotené	100
												38,6	22,8	38,6			
2	29.12. 74—31. 1. 75	0,0507	0,0118	0,0083	0,0306		33	0,05022	0,06592	0,17241		20 301	5 439	7 667	33 407		100
												60,8	16,3	22,9			

Podobne ako u čiar vyčerpávania z predchádzajúceho prameňa i v tomto prípade koeficienty vyčerpávania α sú v medziach $4,5 \cdot 10^{-2}$ — $5,0 \cdot 10^{-2}$, koeficienty vyčerpávania β_1 sú v medziach $6,6 \cdot 10^{-2}$ — $8,9 \cdot 10^{-2}$ a koeficienty vyčerpávania β_2 sú v medziach $1,7 \cdot 10^{-1}$ — $2,1 \cdot 10^{-1}$. Dokumentované koeficienty vyčerpávania podzemných vôd v tomto prameni sú všeobecne o niečo vyššie ako v predchádzajúcom. Taktiež variabilita v podieli jednotlivých subrežimov na celkovom objeme vyprázdnených podzemných vôd je podstatne väčšia. Svedčilo by to o skutočnosti, že tento prameň má väčšiu variabilitu pri vyprázdňovaní podzemných vôd.

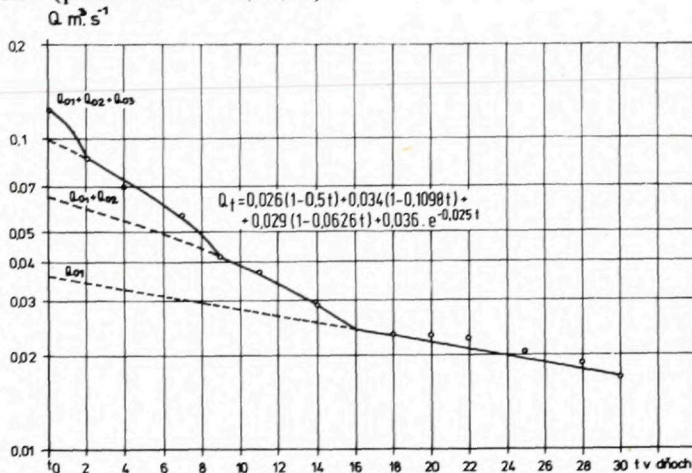
Na základe vyhodnotenia dokumentovaných čiar vyčerpávania z krásových prameňov „Čierna vyvierka“ a „Studená studňa“ a s prihliadnutím na zistený zhodný základný charakter čiar vyčerpávania i v ďalších troch prameňoch (prameň „Zugo—Jaskyňa“ — Kunova Teplica; obr. 8; prameň „Biela vyvierka“, — Slavec obr. 9; a prameň „Biela voda“ — Muráň; obr. 10) možno urobiť rozbor režimu vyprázdňovania podzemných vôd zo silne rozvinutého krasu a formulovať určité všeobecnejšie platné závery:

1. Čiary vyčerpávania z rôznych, väčšinou stálych prameňov zo silne rozvinutého krasu s existenciou subrežimu s laminárnym prúdením a subrežimov s turbulentným prúdením, majú zhodný základný charakter priebehu (porovnaj obr. 1—5, obr. 6 a 7 a obr. 8, 9, 10).

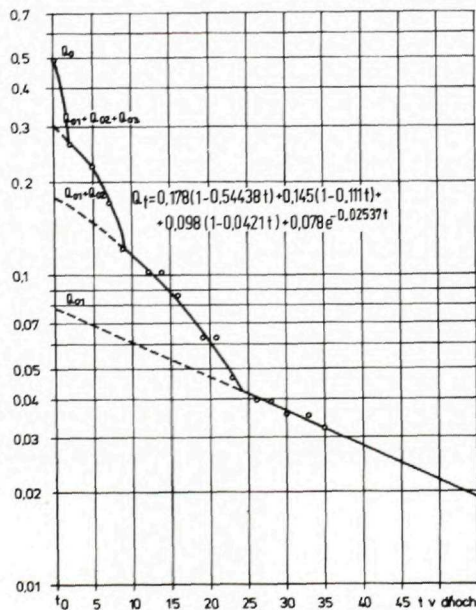
2. U prameňov zo silne rozvinutého krasu čiary vyčerpávania majú popri subrežime s laminárnym prúdením minimálne dva subrežimy s turbulentným prúdením (subrežimy s koeficientmi vyčerpávania β_1 a β_2), ktoré sa vzájomne výrazne líšia svojím priebehom. Po extrémnych

zrážkach alebo rýchlom topení snehu sa prejavuje ešte tretí subrežim s turbulentným prúdením (subrežim s koeficientom vyčerpávania β_3), ktorý trvá väčšinou iba krátkodobo (pozri obr. 4—6, 10).

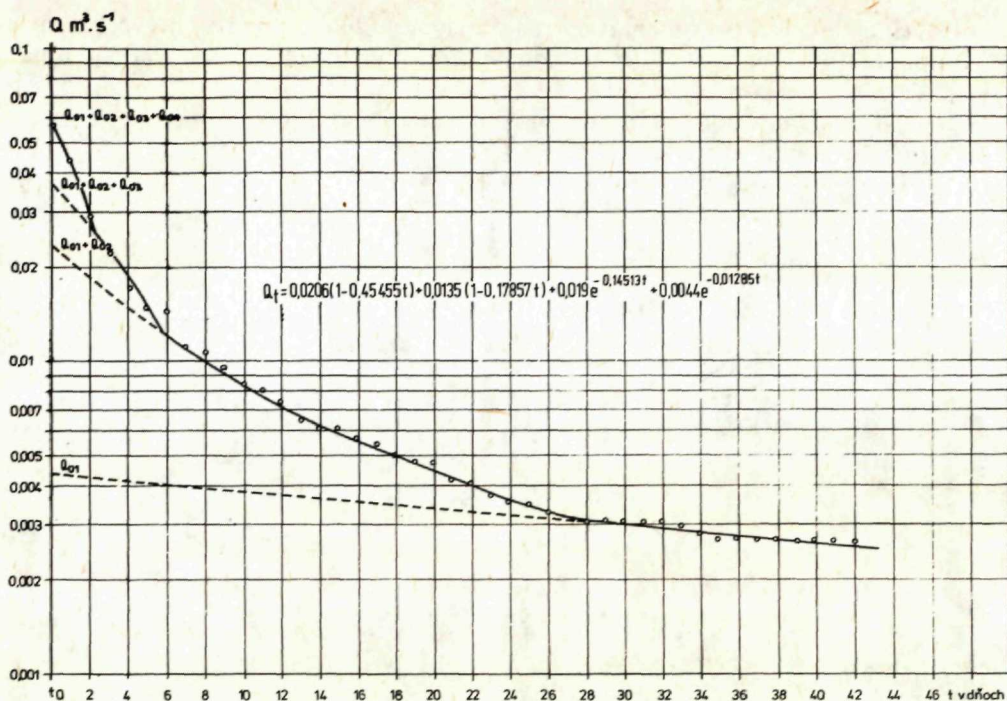
3. Čiary vyčerpávania prameňa z rôznych období si zachovávajú zhodný charakter priebehu (pozri obr. 1—5, 6, 7).



Obr. 8 Čiara vyčerpávania prameňa „Zugo — jaskyňa“, pohorie Slovenský kras (15. 9. 1975—15. 10. 1975)



Obr. 9 Čiara vyčerpávania prameňa „Biela vyvieraciačka“, pohorie Slovenský kras (11. 4. 1975—16. 5. 1975)



Obr. 10 Čiara vyčerpávania prameňa „Biela voda“, pohorie Muránska planina (25. 4. 1973—6. 6. 1973)

4. Vzníženie jednotlivých subrežimov s turbulentným prúdením nie je po-
zvoľné, ale pomerne rýchle.

5. Turbulentný subrežim s koeficientom vyčerpávania β_1 sa vždy výrazne líši od
turbulentného subrežimu s koeficientom vyčerpávania β_2 .

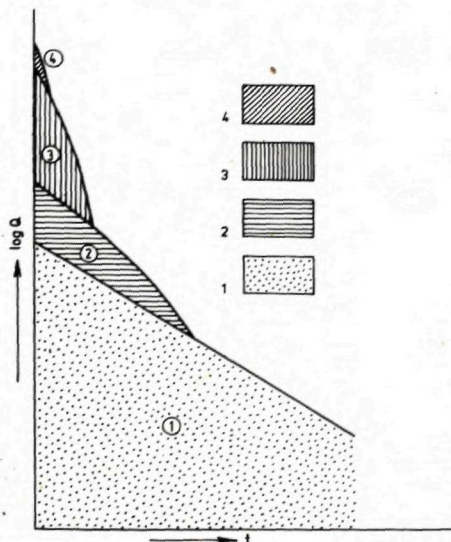
6. Časť čiary vyčerpávania, charakterizujúca subrežim s laminárnym prúdením,
má vždy veľmi vysoké koeficienty vyčerpávania α , ktoré prevyšujú najvyššie
hodnoty koeficientov vyčerpávania α_1 (základný laminárny subrežim), dokumento-
vaných u prameňov s výlučne laminárnymi režimami prúdenia, charakteristickými
tiež pre horninové prostredie s veľkými otvorenými puklinami a krasovými kanálmi
(porov. E. Kullman 1980).

*Pokus o interpretáciu získaných základných poznatkov o vyprázdňovaní podzem-
ných krasových vôd z prostredia silne rozvinutého krasu s existenciou hladiny
podzemných krasových vôd*

Rámcová zhodnosť priebehu čiar vyčerpávania podzemných vôd z rozdielnych
prameňov zo silne rozvinutého krasu, ako aj priebehu čiar vyčerpávania v prameni
z rôznych období svedčí o platnosti základného charakteru vyprázdňovania pod-
zemných vôd v určitých podmienkach silne rozvinutého krasu. Potvrďuje to

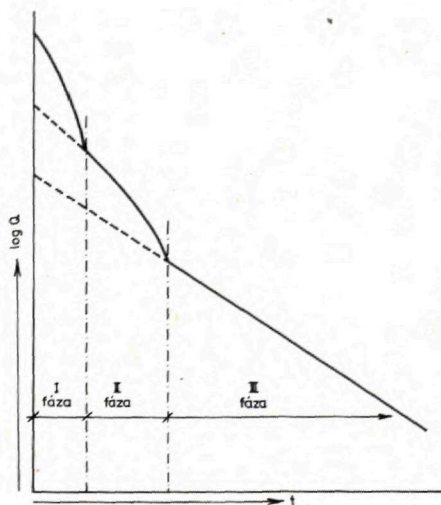
i sústavný výskyt dvoch subrežimov s turbulentným prúdením (prvý subrežim s koeficientom vyčerpávania β_1 , druhý s koeficientom vyčerpávania β_2 — viď obr. 11) výrazne sa líšiacich svojím priebehom, pri ktorom vždy platí, že $\beta_2 > \beta_1$. Výraznú rozdielnosť týchto dvoch subrežimov vysvetľujeme tým, že zakaiaľ druhý subrežim s turbulentným prúdením (s koeficientom vyčerpávania β_2) je prejavom vyprázdňovania veľkých makropuklín a krasových kanálov zo zóny aerácie, prvý subrežim (s koeficientom vyčerpávania β_1) je prejavom retardovaného vyprázdňovania podzemných vôd z menších puklín a krasových kanálov z príslušnej aeračnej zóny zberaných a privádzaných do prameňa prostredníctvom hlavných puklín a veľkých krasových kanálov. V treťom subrežime s turbulentným prúdením vyskytujúcim sa v extrémnych podmienkach dopĺňania (subrežim s koeficientom vyčerpávania β_3 — obr. 11) nevyklúčujeme ani možnosť odrazu doznievania povrchového prítoku (napr. do ponorov a pod.). Subrežim s laminárnym prúdením, charakteristický u prameňov tohto typu veľmi vysokými hodnotami α , dokumentuje podľa nášho názoru jednak vyprázdňovanie podzemných krasových vôd z freatickej zóny (t. j. existenciu skutočnej hladiny podzemných krasových vôd) a jednak zanedbateľnosť vplyvu podzemných vôd mikropuklín.

Na základe vyššie uvedených poznatkov som sa pokúsil podať všeobecnú schému mechanizmu vyprázdňovania podzemných krasových vôd z prostredia hydrogeologických štruktúr so silne rozvinutým krasom a s existenciou súvislej hladiny

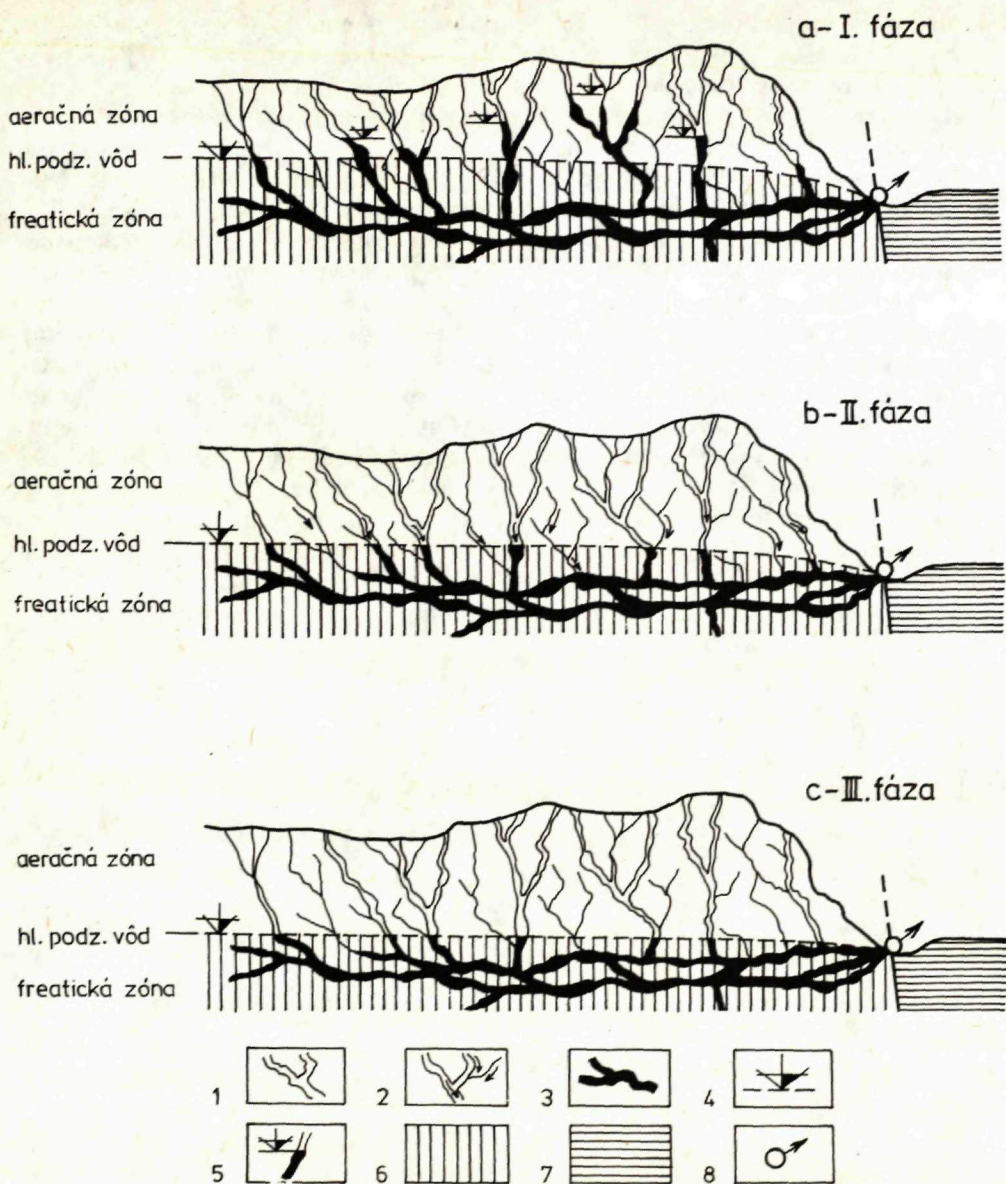


Obr. 11 Základná schéma jednotlivých subrežimov prúdenia v prostredí silne rozvinutého krasu

- 1 — subrežim s laminárnym prúdením,
- 2 — prvý subrežim s turbulentným prúdením,
- 3 — druhý subrežim s turbulentným prúdením,
- 4 — tretí subrežim s turbulentným prúdením



Obr. 12 Schéma jednotlivých fáz vyprázdňovania podzemných krasových vôd z prostredia silne rozvinutého krasu



Obr. 13 Predpokladaný mechanizmus vyprázdňovania podzemných krasových vôd z horninového prostredia so silne rozvinutým krasom

1 — prázdne krasové kanále a pukliny, 2 — krasové kanále a pukliny s voľným prietokom podzemných vôd (vyprázdňovanie retardovanej časti zásob podzemných vôd zo zóny aerácie), 3 — krasové kanále a pukliny vyplnené podzemnou vodou, 4 — hladina podzemných krasových vôd, 5 — „pseudohladiny“ podzemných vôd, 6 — časť horninového komplexu zaplnená podzemnou vodou nachádzajúca sa pod hladinou podzemných krasových vôd, 7 — bariéra nepriepustných súvrství, 8 — prameň

podzemných krasových vôd. Ak odhliadneme od najvyššieho, občas sa vyskytujúceho subrežimu s turbulentným prúdením (s koeficientom vyčerpávania β_3), ktorý môže byť odrazom dotekania vôd z povrchu, môžeme u vyprázdňovania podzemných krasových vôd na čiare vyčerpávania vymedziť 3 základné fázy (obr. 12, 13a, b, c).

Podľa tejto schémy po naplnení krasového komplexu výdatnými zrážkami alebo vodami z jarného topenia snehov hladina podzemných krasových vôd je zvýšená (freatická zóna) a krasové kanály a pukliny vo vadóznej zóne (nad skutočnou hladinou podzemných krasových vôd) sú naplnené infiltrovanou vodou, vytvárajúc v jednotlivých krasových kanáloch a puklinách „pseudohladiny“ krasových vôd nad skutočnou hladinou a začína vyprázdňovanie podzemných vôd z horninového komplexu prostredníctvom prameňov. Vyprázdňovanie podzemných krasových vôd prebieha v troch základných časových fázach:

I. fáza vyprázdňovania podzemných krasových vôd (obr. 12 — I. fáza, obr. 13a)

V tejto fáze vyprázdňovania spolupôsobia na výtok podzemných krasových vôd v prameni všetky tri subrežimy. Vyprázdňujú sa veľké pukliny a krasové kanále, čo sa prejavuje ich rýchlym vyprázdňovaním vo vadóznej zóne, sprevádzaným rýchlym poklesom „pseudohladín podzemných vôd“ v jednotlivých viac-menej vertikálnych kanáloch a puklinách.

Na základe rozdielnosti v prietochnosti a v odporoch v jednotlivých veľkých puklinách a krasových kanáloch predpokladáme ich rozdielnu rýchlosť vyprázdňovania a tým aj veľké rozdiely vo výškach „pseudohladín podzemných krasových vôd“ v jednotlivých veľkých puklinách a krasových kanáloch v tejto fáze vyprázdňovania podzemných krasových vôd. Tomu by zodpovedali aj výsledky z meraní „hladín“ podzemných krasových vôd u nás i v zahraničí (napr. J. Stini 1957 a iní), dokumentujúce v krase ich veľké rozdielnosti v priestore i čase.

Vyprázdňuje sa i časť podzemných krasových vôd z užších krasových kanálov a puklín vo vadóznej zóne.

V časti puklín a podružných krasových kanálov (hlavne v nižších častiach vadóznej zóny) môže však v tejto fáze dochádzať aj k ich zaplňovaniu podzemnými krasovými vodami. Okrem toho sa vyprázdňuje i značná časť podzemných krasových vôd vo freatickej zóne, čo sa prejavuje regionálnym poklesom skutočnej hladiny podzemných krasových vôd.

II. fáza vyprázdňovania podzemných krasových vôd (obr. 12 — II. fáza, obr. 13b)

Začína zánikom druhého subrežimu s turbulentným prúdením a dochádza k nej potom, ako sa „pseudohladiny podzemných vôd“ vo veľkých puklinách a krasových kanáloch zhruba vyrovnajú so skutočnou hladinou podzemných krasových vôd. Na tejto fáze vyprázdňovania podzemných vôd sa podieľajú dva subrežimy a to prvý s turbulentným prúdením a druhý s laminárnym prúdením (obr. 11).

Subrežim s turbulentným prúdením je saturovaný retardovanými vodami z drobnejších puklín a krasových kanálov zóny aerácie, ktoré sú zberané veľkými krasovými kanálmi a puklinami a odvádzané k prameňu. Druhá zložka vyprázdňovania (charakterizovaná subrežimom s laminárnym prúdením) tvorí vyprázdňovanie podzemných vôd freatickej zóny prejavujúce sa ďalším regionálnym poklesom skutočnej hladiny podzemných krasových vôd.

III. fáza vyprázdňovania podzemných krasových vôd (obr. 12 — III. fáza, obr. 13c)

V tejto fáze vyprázdňovania podzemné vody z vadóznej zóny horninového prostredia sú vyprázdnené a turbulentné subrežimy už na vyprázdňovanie nevplyvávajú. Tlakové gradienty a tým aj rýchlosti prúdenia sa podstatne znížia (skutočné hladiny podzemných vôd v silne rozvinutom krase nemajú väčšinou veľké spády) a viac-menej horizontálne krasové kanále vedú k prameňu podzemné krasové vody z freatickej zóny. Na vyprázdňovanie sa podieľa výlučne subrežim s laminárnym prúdením. Odrazom tohto vyprázdňovania podzemných krasových vôd je ďalší celkový pokles hladiny podzemných krasových vôd.

V uvedenej obecnej schéme som sa pokúsil podať základné zákonitosti vyprázdňovania podzemných vôd v prostredí rozvinutého krasu. Je zrejmé, že v detailoch budú v jednotlivých krasových oblastiach určité vzájomné rozdiely (napr. pri vyprázdňovaní etážového krasu charakteristického u nás pre kras Demänovskej doliny v porovnaní s demonštrovanými príkladmi, v ktorých sa predpokladá prevaha zvislých komínov a puklín v areačnej zóne a pod.). Podľa doterajších hodnotení sa javia, i keď nie jednoznačne, ešte náznaky ďalších vzťahov a vplyvov. Napr. nepriamoúmerný vzťah medzi veľkosťou vyprázdňovaného objemu retardovaných zásob krasových vôd a výškou celkového naplnenia horninového komplexu podzemnými vodami, vplyv rozdielnosti celkového naplnenia horninového prostredia podzemnými krasovými vodami pred obdobím neovplyvneného režimu na vyprázdňovanie retardovaných zásob podzemných krasových vôd a ďalšie. Okrem riešenia týchto načrtnutých problémov bude potrebné sa v budúcnosti bližšie zamerať i na hodnotenie prípadov vyprázdňovania podzemných krasových vôd súbežne viacerými krasovými prameňmi (napr. odvodňovanie v stálom prameni a v občasných prameňoch). V týchto prípadoch mechanizmus vyprázdňovania môže byť podstatne zložitejší ako podáva základná schéma. To isté platí i v prípadoch kombinácií skrytého prestupu časti krasových vôd zo štruktúry a výstupu druhej časti krasových vôd v prameni. Pre presnejšie a hlavne jednoznačnejšie závery v týchto otázkach nie je zatiaľ dostatočný rozsah poznatkov.

Režim podzemných krasových vôd tvorený výlučne niekoľkými subrežimami s turbulentným prúdením

Režim podzemných krasových vôd tvorený kombináciou subrežimov s laminárnymi a turbulentnými prúdeniami bol v Západných Karpatoch dokumentovaný

Tabuľka 3 Vyhodnotenie čiar vyčerpávania prameňa „Pri cintoríne“

Č.	Dátum	t dni	Q				Q ₀₃	Koefficienty vyčerpávania			Vyprázdnené objemy podzemných vôd			
			Q ₀	Q ₀₁	Q ₀₂	Q ₀₃		β ₁	β ₂	β ₃	V _{R1}	V _{R2}	V _{R3}	ΣV
			m ³ ·s ⁻¹							m ³				
										%				
1	2. 12. 68—20. 12. 68	18	0,0187	0,0006	0,00685	0,01122	0,05555	0,09804	0,3704	467	3018	1309	4794	
									9,7	63,0	27,3	100		
2	23. 6. 69—21. 7. 69	23	0,0295	0,00405	0,00550	0,01995	0,04901	0,11977	0,38571	3570	1984	2234	7788	
									45,8	25,5	28,7	100		
3	16. 1. 70—30. 1. 70	14	0,091	0,005	0,0142	0,0718	0,06829	0,14256	0,31295	3163	4303	9911	17 377	
									18,2	24,8	57,0	100		

u viacerých prameňov, v oblastiach s rozvinutým krasom, režim podzemných vôd s výlučne turbulentnými prúdeniami bol zatiaľ dokumentovaný iba na jednom krasovom prameni v pohorí Slovenský kras. To že súhlasný režim doteraz nebol zistený na väčšom počte prameňov mohla ovplyvniť i skutočnosť, že hlavný predpoklad tohto režimu je v občasných prameňoch. Prameňom tohto typu, ako z hľadiska sústavných meraní ich výdatnosti, tak aj vyhodnocovania, bola doteraz venovaná malá pozornosť.

Tento, zatiaľ výnimočný režim podzemných krasových vôd bol dokumentovaný na občasnom prameni „Pri cintoríne“, nachádzajúcom sa v údolí Slanej pri obci Slavec v Slovenskom krase. Prameň vyviera zo strednotriasových vápencov silického príkrovu Plešiveckej planiny. Je sústavne meraný Hydrometeorologickým ústavom od roku 1967 a jeho výdatnosť kolíše od 0,0—91,2 l·s⁻¹.

Čiaru vyčerpávania tohto prameňa v období zrážkami neovplyvneného režimu môžeme vyjadriť s dostatočnou presnosťou superpozíciou troch subrežimov s turbulentným prúdením v tvare:

$$Q_t = Q_{03}[1 - \beta_3(t - t_0)] + Q_{02}[1 - \beta_2(t - t_0)] + Q_{01}[1 - \beta_1(t - t_0)]$$

Celkový vyprázdnený objem podzemných vôd (V_t) od $t_0 = 0$ je:

$$V_t = \int_0^t Q_{03}(1 - \beta_3 t) dt + \int_0^t Q_{02}(1 - \beta_2 t) dt + \int_0^t Q_{01}(1 - \beta_1 t) dt =$$

$$= \left[\left(Q_{03} t - \frac{Q_{03} \beta_3 t^2}{2} \right) + \left(Q_{02} t - \frac{Q_{02} \beta_2 t^2}{2} \right) + \left(Q_{01} t - \frac{Q_{01} \beta_1 t^2}{2} \right) \right].$$

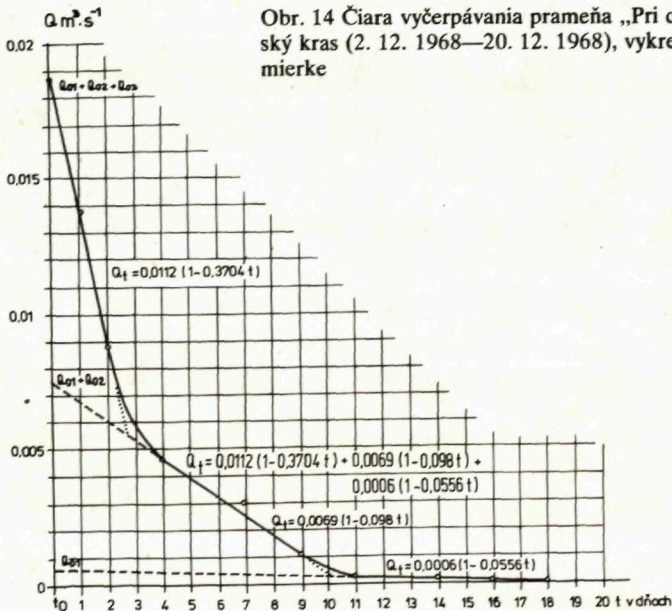
. 86 400 (v m³); (Q - m³ · s⁻¹, t - dni)

V tab. 3 je uvedené vyhodnotenie čiar vyčerpávania prameňa „Pri cintoríne“ z troch období.

Grafický priebeh čiar vyčerpávania z obdobia 2. 12. 1968—20. 12. 1968 je v normálnej mierke zakreslený na obr. 14 a pre porovnanie s predchádzajúcimi čiarami vyčerpávania i v semilogaritmickej mierke obr. 15.

Z vyhodnotených čiar vyčerpávania vychádza pomerne dobrá zhoda koeficientov vyčerpávania v jednotlivých čiarach. Koeficient β_1 sa pohybuje v medziach $4,9 \cdot 10^{-2}$ — $6,8 \cdot 10^{-2}$, koeficient β_2 je v medziach $9,8 \cdot 10^{-2}$ — $1,4 \cdot 10^{-1}$ a koeficient β_3 v medziach $3,1 \cdot 10^{-1}$ — $3,9 \cdot 10^{-1}$.

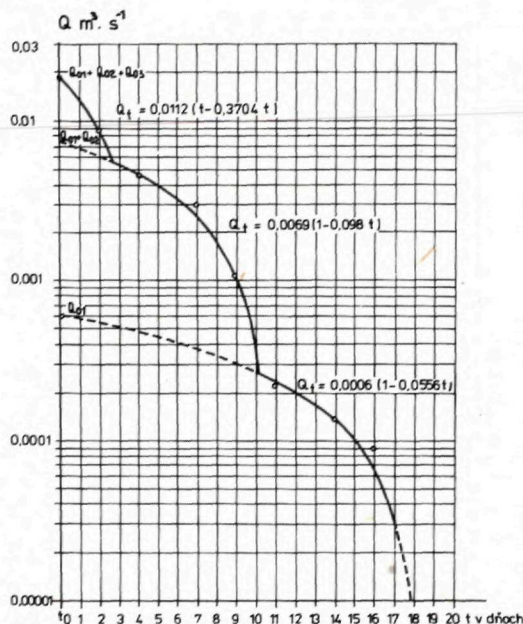
Robiť rozsiahlejšie závery na základe zhodnotenia jedného prameňa tohto typu



Obr. 14 Čiara vyčerpávania prameňa „Pri cintoríne“, Slovenský kras (2. 12. 1968—20. 12. 1968), vykreslená v normálnej mierke

zatiaľ nie je možné. Domnievam sa, že vyhodnotenie čiar vyčerpávania dokumentuje pomerne zložitý režim občasných podzemných krasových tokov v zóne aerácie.

Javí sa tu určitá zhoda s priebehmi režimov s turbulentným prúdením s predchádzajúcou skupinou prameňov.



Obr. 15 Čiara vyčerpávania prameňa „Pri cintoríne“ Slovenský kras (2. 12. 1968—20. 12. 1968), vykreslená v semilogaritmickej mierke

Hodnotenie režimu vyprázdňovania podzemných vôd z čiar vyčerpávania dokumentovaných na hydrogeologických vrtoch

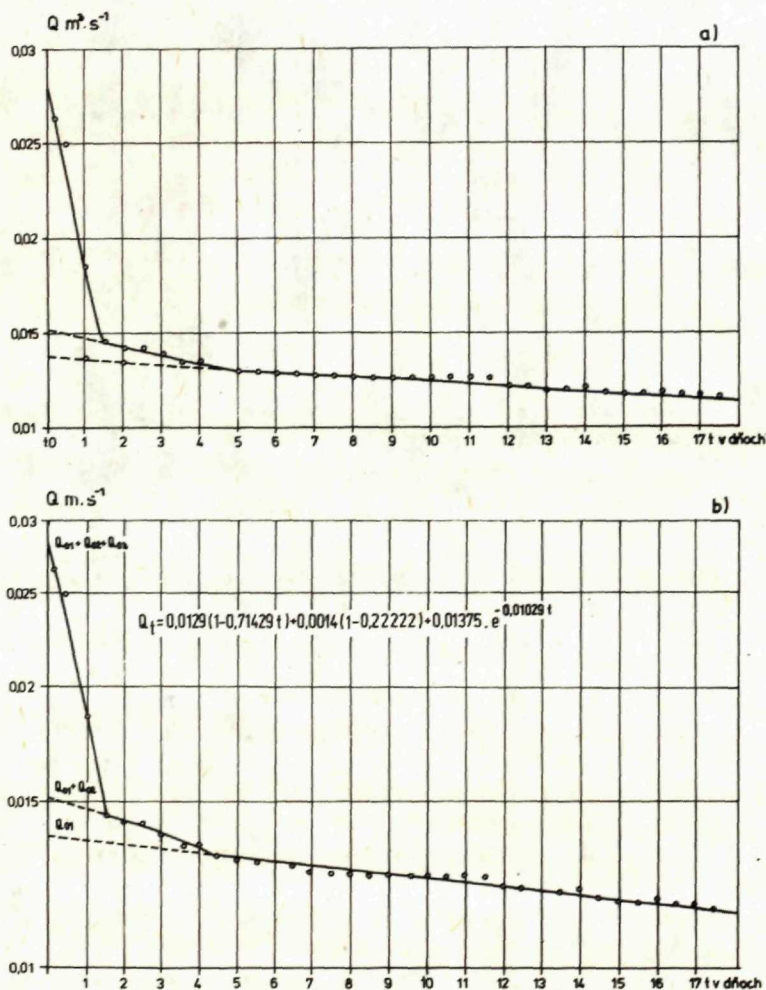
Doterajšie hodnotenie režimu vyprázdňovania podzemných vôd z puklinových a puklinovo-krasových horninových prostredí založené na čiarach vyčerpávania vychádzalo tak u nás, ako aj v zahraničí výlučne zo zmien výdatnosti prameňov. Získané poznatky v Západných Karpatoch však ukazujú, že rovnaké hodnotenie režimu vyprázdňovania podzemných vôd z puklinovo-krasových horninových prostredí možno získať v celom rade prípadov i prostredníctvom čerpacích skúšok na hydrogeologických vrtoch. Podstatne to rozširuje možnosti využitia čiar vyčerpávania pre hodnotenie režimu vyprázdňovania podzemných vôd z puklinovo-krasových horninových prostredí i na oblasti bez existencie prameňov (napr. na vnútorné časti hydrogeologických štruktúr a pod.). Je však potrebné simulovať podmienky prameňa, t. j. zabezpečiť dlhodobú čerpaciu skúšku pri konštantnej depresii a tým vytvoriť, i keď krátkodobo, umelú „eróznú bázu“.

Hodnotenie režimu vyprázdňovania podzemných krasových vôd touto formou prinieslo pozitívne výsledky najmä v oblastiach so silne rozvinutým krasom.

Konkrétnym príkladom ktorý uvádzam, dokumentujem možnosť tohto hodnotenia a navyše v tomto prípade i zhodnosť s výsledkami dosiahnutými pri hodnotení režimu vyprázdňovania podzemných krasových vôd z horninového prostredia prameňmi.

Výsledky sú zaznamenané z hydrogeologického vrtu R-8, realizovaného pri obci Slavec v oblasti krasového prameňa „Pod Veľkou skalou“ v pohorí Slovenský kras.

Na vrte bola realizovaná čerpacia skúška trvajúca od 15. 9. 1977 do 28. 2. 1978 (167 dní), z toho od 19. 9. 1977 do 16. 11. 1977 pri konštantnej depresii hladiny



Obr. 16 Čiara vyčerpávania z čerpacej skúšky na hydrogeologickom vrte R-8, Slavec, Slovenský kras (22. 9. 1977—18. 10. 1977); a — v normálnej mierke, b — v semilogaritmickej mierke

podzemných vôd vo vrte — 9,65 m (ustálená hladina podzemných vôd pred čerpacou skúškou bola 3,0 m pod terénom)*. V prvej časti čerpacej skúšky od 15. 9. do 21. 9. 1977 po odčerpaní významných množstiev krasových vôd (čerp. skúška v prvých fázach dokumentovala výdatnosť až $50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) sa výdatnosť znížila na $11 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a postupne klesala až na $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

V dôsledku významného doplnenia podzemných vôd spôsobeného zrážkami došlo dňa 22. 9. 1977 k rýchlemu zvýšeniu výdatnosti (až nad $26 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Ďalší priebeh čerpacej skúšky od tohto zvýšenia výdatnosti dokumentuje obr. 16a, b, na ktorom je zakreslená časť čerpacej skúšky od 22. 9. 1977 do 18. 10. 1977 a podaná interpretácia z hladiska čiar vyčerpávania. Obr. 16a dokumentuje priebeh čerpacej skúšky v normálnej mierke, obr. 16b ten istý priebeh čerpacej skúšky v semilogaritmickej mierke. Na obr. 16b možno vidieť rovnaký režim vyprázdňovania podzemných krasových vôd s režimami vyprázdňovania podzemných krasových vôd prameňmi, dokumentovanými v predchádzajúcom, t. j. kombináciu dvoch subrežimov s turbulentným prúdením s jedným subrežimom s laminárnym prúdením. Taktiež vzájomné vzťahy medzi jednotlivými subrežimami sú zhodné so vzťahmi dokumentovanými pri hodnotení prameňov zo súhlasného horninového prostredia.

Záver

Zhodnotenie dlhodobých sústavných meraní výdatnosti predloženého súboru prameňov z pohorí Západných Karpát dokumentuje, že u časti krasových prameňov pri vyprázdňovaní podzemných vôd v obdobiach zrážkami neovplyvneného režimu sa prejavujú i výrazné subrežimy s turbulentným prúdením, častejšie prevažne v kombinácii so základným subrežimom s laminárnym prúdením. Prameňe viazané na tento typ režimu sú menej časté ako prameňe s výlučne laminárnymi režimami a boli zatiaľ dokumentované iba v prostrediach s veľmi rozvinutým krasom. Tento charakter režimu sa aj tu prejavuje iba v časti prameňov. Porovnanie vyprázdňovania podzemných vôd z viacerých prameňov s týmto charakterom režimu dokumentuje určité základné črty spoločné pre všetky čiary vyčerpávania z nich. Je to najmä zhodnosť ich základného priebehu tvoreného minimálne dvoma subrežimami s turbulentným prúdením a jedného (výnimočne dvoch) subrežimov s laminárnym prúdením. Tento základný charakter je zachovaný tak v čiarach vyčerpávania prameňa z rôznych období, ako aj v porovnávanom súbore viacerých prameňov. Okrem toho subrežim s turbulentným prúdením, ktorý považujeme za odraz vyprázdňovania veľkých puklín a veľkých krasových kanálov aeračnej zóny, svojím priebehom sa výrazne líši od subrežimu, o ktorom predpokladáme, že odráža vyprázdňovanie retardovaných krasových vôd z aeračnej zóny. Dokumentujú to rozdielnosti v koeficientoch vyčerpávania β_1 a β_2 . Koeficienty vyčerpávania β_2 sú všeobecne až o 1/2 radu vyššie ako koeficienty β_1 . Koeficienty charakterizujúce laminárny subrežim sú tiež vysoké ($1 \cdot 10^{-2}$ — $5 \cdot 10^{-2}$), zodpovedajúce vyprázdňo-

* Prvotnú dokumentáciu z čerpacej skúšky na vrte R-8 autorovi poskytol realizátor čerpacej skúšky RNDr. J. Orvan, IGHP, Žilina.

vaniu rozvinutého krasu. Naviac, podľa doterajších poznatkov vyznievanie jednotlivých subrežimov s turbulentným prúdením nie je pozvoľné, ale pomerne rýchle.

Tieto zistenia vedú k novým, doteraz v hydrogeologickej literatúre nedokumentovaným poznatkom, z ktorých za najvýznamnejšie považujem zistenie retardovaného výtoku časti podzemných krasových vôd s turbulentným prúdením z aeračnej zóny a jeho vzťahov jednak k hlavnému subrežimu s turbulentným prúdením v zóne aerácie, odrážajúcemu vyprázdňovanie hlavných krasových kanálov a makropuklín a jednak k subrežimu s laminárnym prúdením, odrážajúcemu vyprázdňovanie zvodne krasových vôd.

Podaná schéma vyprázdňovania podzemných krasových vôd z horninového prostredia je pokusom o možnosť vysvetlenia mechanizmu tohto zložitého a kombinovaného procesu. Treba ju považovať za prvý pokus vysvetlenia zistených poznatkov o režime podzemných vôd v silne rozvinutom krase.

V druhej časti práce dokumentované čiary vyčerpávania občasného prameňa, charakteristické kombináciou viacerých turbulentných subrežimov prúdenia vysvetľujeme predbežne ako zložitý režim podzemných krasových vodných tokov bez súvisu s hladinou podzemných krasových vôd. Zatiaľ dokumentovaný jeden príklad tohto typu režimu neumožňuje podať presnejšie závery. Domnievame sa však, že je tu zjavná analógia s predchádzajúcimi prípadmi mechanizmu vyprázdňovania podzemných krasových vôd v zóne aerácie. Rozdielnosť v porovnaní s predchádzajúcimi prameňmi je v chýbaní vyprázdňovania zvodnených podzemných krasových vôd, čím sa výrazne líši posledná fáza vyprázdňovania a tým i priebeh poslednej časti čiary vyčerpávania.

Doterajšie výskumy poukazujú i na možnosť hodnotenia režimu vyprázdňovania podzemných vôd hlavne v prostredí silne rozvinutého krasu prostredníctvom čiar vyčerpávania, dokumentovaných na hydrogeologických vrtoch pri dlhodobých čerpacích skúškach pri konštantnej depresii podzemných vôd.

Uvedené poznatky rozširujú a prehlbujú doterajšie možnosti hodnotenia charakteru a stupňa otvorenej puklinovo-krasovej a krasovej porušnosti vápencových a vápencovo-dolomitických komplexov so silne rozvinutým krasom. Okrem toho zhodnotenie rozdielností v režime podzemných krasových vôd v jednotlivých hydrogeologických štruktúrach alebo ich častiach v tomto horninovom prostredí môže slúžiť ako významný podklad pre usmernenie výskumných a prieskumných hydrogeologických prác pre riešenie konkrétnych potrieb praxe.

Literatúra

- KRAUTSCHNEIDEROVÁ, M. 1975: Zvláštnosti vyhodnotenia prúdenia podzemnej vody v puklinovom a krasovom prostredí (diplomová práca). Manuskript-archív Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava, 1—60.
- KULLMAN, E.—PETRÁŠ, I. 1979: Výtokové pomery prameňov a ich vzťah k horninovému prostrediu. Zborník prác Hydrometeorologického ústavu v Bratislave, 13, Alfa, Bratislava, 1—308.
- KULLMAN, E. 1979: Čiary vyčerpávania krasových prameňov Slovenského krasu a ich hydrogeologická interpretácia. Manuskript-archív IGHP, Žilina, 1—31.

- KULLMAN, E. 1980: L'évaluation du régime des eaux souterraines dans les roches carbonatiques du Mésozoïque des Carpates Occidentales par les courbes de tarissement des sources. *Západné Karpaty, sér. hydrogeológia a inž. geológia* 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—60.
- LOMIDZE, G. M. 1952: Filtracija v treščinovatych parodach. Gosenergeoizdat (Trudy kordinacionnyh soveščanij po gidrotehnike, Moskva 48.
- MIJATOVIĆ, B. 1967: Hidraulički mehanizam kraških izdani u niskim primorskim kolektorima. *Vesnik: Inženjerska geologija i hidrogeologija*. Zavod za geološka i geofizička istraživanja, VII, Beograd, 5—114.
- MIJATOVIĆ, B. 1969: Hydrodinamicki režim i kvantitativna ocena eksploatacionih rezervi kraške izdani v dolini Kovča — Žaton kod Šibenika. *Vesnik: Inženjerska geologia i hydrogeologia* Zavod za geološka i geofizička istraživanja, IX, Beograd, 1959—202.
- MIJATOVIĆ, B. 1973: Podzemna kraška akumulacija Poličnik kao najracionalniji način rešenja problema vodosnabdevanja Zadra i okoline. *Zbornik Radova*. Univerzitet u Beogradu, Beograd. 97—128.
- ROMM, E. S. 1966: Filtracionnyje svojstva treščinovatych gornych parod. *Izd. NEDRA*, Moskva, 1—283.
- SCHOELLER, H. 1965: Hydrodynamique dans le Karst. *Hydrologie des roches fissurées*. Actes du colloque de Dubrovnik, Octobre 1965. AIHS-UNESCO. Gentbrugge, 3—20.
- STINI, J. 1957: Zur Frage des Berggrundwassers und des Karstwassers, *Österreichische wasserwirtschaft*, 9, 11, Wien.

Eugen Kullman

Le régime des eaux souterraines à la circulation turbulente dans le milieu rocheux fissuré karstique

Résumé

L'évaluation des mesures systématiques de longue durée des variations des débits d'une vaste série de sources karstiques des calcaires et des dolomies des Carpates occidentales durant les époques du régime des eaux souterraines non influencé par les précipitations avait documenté, qu' à part la majorité des sources dont l'écoulement des eaux souterraines se déroule selon les lois du régime à la circulation laminaire, il existe toute une série de sources dont l'écoulement des eaux souterraines de milieu rocheux forme un régime des eaux souterraines compliqué, crée par plusieurs régimes partiels à la circulation turbulente et laminaire (Fig. 1—10). Il y en a même, quoique occurrant rarement, aussi des sources karstiques dont l'écoulement des eaux souterraines reflète un régime compliqué créé seulement par plusieurs régimes partiels à la circulation turbulente (Fig. 14, 15).

Ces régimes compliqués de l'écoulement des eaux souterraines que l'on doit comprendre comme plusieurs types des circulations des eaux souterraines dans le cadre d'une unité, avaient été documentés seulement dans les milieux d'un karst très développé.

Les lignes de tarissement des sources karstiques documentant les régimes compliqués des eaux souterraines mentionnés plus haut, créées par plusieurs régimes partiels aux circulations turbulentes et laminaires, sont caractéristiques pour certains traits fondamentaux communs à toutes les sources de ce type. C'est surtout l'accord du déroulement fondamental des lignes de tarissement, qui documentent de règle deux (en cas extrêmes jusqu'à trois) régimes partiels différents à la circulation turbulente et un (rarement deux) régimes partiels à la circulation laminaire. Ce caractère fondamental est conservé tant dans les lignes de tarissement de la source des époques variées (Fig. 1—5), ainsi que dans la série de plusieurs sources comparée (Fig. 1—10). Ceci témoigne de la validité générale du caractère fondamental de l'écoulement des eaux karstiques souterraines dans certaines conditions du karst fortement développé (Fig. 11).

Plus loin on trouve l'évaluation du cas le plus fréquent que l'on considère comme fondamental, et

cela la combinaison de deux régimes partiels à la circulation turbulente et d'un régime partiel à la circulation laminaire. Dans cette analyse on ne considère pas le régime le plus haut d'une très courte durée à la circulation turbulente (Fig. 4, 5, 6, 9), se manifestant seulement dans les lignes de tarissements après les précipitations considérables jusqu'à extrêmes, dont on suppose qu'il est causé par l'arrivée des eaux de la surface (par ex., des eaux de surface dans les submersions, etc.)

Si donc on ne considère pas le troisième régime (le plus haut) à la circulation turbulente et on considère seulement deux régimes fondamentaux à la circulation turbulente, on suppose que le premier régime (apparaissant plus rapidement) turbulent partiel représente l'évacuation des conduits principaux — les grandes fissures et les canaux karstiques de la zone d'aération (la zone au-dessus des eaux karstiques souterraines). Le second régime partiel des eaux souterraines à la circulation turbulente apparaissant substantiellement plus tard que le précédent représente, selon notre opinion, l'évacuation des fissures secondaires (latérales et périphérales) et des canaux karstiques, également de la zone d'aération, cependant, avec le retardement dans l'évacuation d'une partie de ces eaux karstiques souterraines. Finalement le régime partiel à la circulation laminaire représente, selon notre opinion, l'évacuation des eaux karstiques souterraines de la zone phréatique, c'est-à-dire, de la zone aquifère sous la nappe des eaux karstiques souterraines. Il se manifeste par le rabattement régional de la nappe aquifère des eaux karstiques souterraines dans la région d'infiltration et d'accumulation de la source. En plus, selon les connaissances actuelles l'apparition des régimes partiels individuels à la circulation turbulente n'est pas graduelle, mais rapide.

Toutes les courbes de tarissement des sources documentées ont dans ces cas des hauts coefficients d'écoulement, comme pour le régime à la circulation laminaire, ainsi que pour les régimes à la circulation turbulente. Il est de validité générale que les coefficients d'écoulement β , pour les courbes de tarissement des conduits principaux — les grandes fissures et les grands canaux karstiques sont en général plus élevés (jusqu'à l'ordre de 1/2) que les coefficients de tarissement β_1 caractérisant l'évacuation des fissures secondaires (latérales et périphérales) et des canaux karstiques.

L'écoulement des eaux karstiques souterraines représenté exclusivement par les régimes à la circulation turbulente est l'analogie du précédent avec la différence que dans ces cas l'évacuation des eaux karstiques souterraines se déroule exclusivement par l'intermédiaire des cours d'eau souterrains, sans l'existence et par cela aussi sans l'influence cohérente de la nappe aquifère des eaux karstiques souterraines. Ceci se manifeste par le manque du régime partiel à la circulation laminaire (Fig. 14, 15).

Le schéma présenté de l'écoulement des eaux karstiques souterraines de karst fortement développé (Fig. 13) est un essai de l'explication du mécanisme de ce procédé compliqué et combiné et part de la somme des faits connus concrets trouvés sur une série des sources. Ces faits conduisent aux faits nouveaux que la littérature hydrogéologique ne contient pas encore sur l'écoulement retardé d'une partie des eaux karstiques souterraines à la circulation turbulente de la zone d'aération et sur ses rapports tant avec l'évacuation des eaux karstiques souterraines des conduits principaux — des grandes fissures et des canaux karstiques dans la zone d'aération, ainsi qu'avec l'évacuation des eaux karstiques souterraines de la zone phréatique.

Dans la partie finale de la contribution on montre sur la possibilité de l'évaluation du régime de l'écoulement des eaux souterraines des milieux rocheux fissurés et fissurés karstiques et des courbes de tarissement documentées sur les forages hydrogéologiques. Dans cette évaluation on fait le point de départ des essais de pompage de longue durée au rabattement constant de la nappe des eaux souterraines, par quoi on crée artificiellement et à courte durée une certaine forme de „la base d'érosion“. Les résultats obtenus documentant les possibilités de cette solution sont donnés sur l'exemple de la courbe de tarissement de l'essai de pompage dans le forage hydrogéologique (Fig. 16a, b) de karst fortement développé (le massif du Karst slovaque). L'exemple montre l'accord du régime de l'écoulement avec le régime documenté sur les sources dans cette région.

Traduit par: E. Bleho

Explanations of text-figures 1—16

Fig. 1 Depletion curve of the spring „Čierna vyvieračka”, the Slovak Karst Mts. (June 23, 1969—July 21, 1969)

Fig. 2 Depletion curve of the spring „Čierna vyvieračka”, the Slovak Karst Mts. (Aug. 19, 1970—Oct. 7, 1970)

Fig. 3 Depletion curve of the spring „Čierna vyvieračka”, the Slovak Karst Mts. (June 26, 1974—Aug. 5, 1974)

Fig. 4 Depletion curve of the spring „Čierna vyvieračka”, the Slovak Karst Mts. (Oct. 23, 1974—Dec. 4, 1974)

Fig. 5 Depletion curve of the spring „Čierna vyvieračka”, the Slovak Karst Mts. (April 11, 1977—May 23, 1977)

Fig. 6 Depletion curve of the spring „Studená studňa”, the Slovak Karst Mts. (Febr. 7, 1974—April 8, 1974)

Fig. 7 Depletion curve of the spring „Studená studňa”, the Slovak Karst Mts. (Dec. 29, 1974—Jan. 31, 1975)

Fig. 8 Depletion curve of the spring „Zugo jaskyňa”, the Slovak Karst Mts. (Sept. 15, 1975—Oct. 15, 1975)

Fig. 9 Depletion curve of the spring „Biela vyvieračka”, the Slovak Karst Mts. (April 11, 1975—May 16, 1975)

Fig. 10 Depletion curve of the spring „Biela voda”, the Muránska planina plateau (April 25, 1973—June 6, 1973)

Fig. 11 Basic scheme of individual subregimes of flowing in the karst environment
1 — subregime with laminar flow, 2 — the first subregime with turbulent flow, 3 — the second subregime with turbulent flow, 4 — the third subregime with turbulent flow

Fig. 12 Scheme of individual draining phases of karst waters from the karst environment

Fig. 13 Presumable draining mechanism of underground karst waters from the karst rock environment
1 — empty karst channels and fissures, 2 — karst channels and fissures with free flow of ground waters (draining of the retarded part of ground water reserves from the aeration zone), 3 — karst channels and fissures filled with ground water, 4 — underground karst water level, 5 — „pseudolevels” of underground karst waters, 6 — part of rock complex filled with ground water, situated below the level of underground karst waters, 7 — barrier of impermeable formations, 8 — spring

Fig. 14 Depletion curve of the spring „Pri cintorine”, the Slovak Karst Mts. (Dec. 2, 1968—Dec. 20, 1968), drawn in normal scale

Fig. 15 Depletion curve of the spring „Pri cintorine”, the Slovak Karst Mts. (Dec. 12, 1968—Dec. 20, 1968), drawn in semilogarithmic scale

Fig. 16 Depletion curve from pumping test in hydrogeological borehole R-8, Slavec, the Slovak Karst Mts. (Sept. 22, 1977—Oct. 18, 1977); a — in normal scale, b — in semilogarithmic scale

Ján Mello—Anna Vozárová

Je paleozoikum brusnickej antiklinály súčasťou silického príkrovu?

Diskusia

Abstract. In the southern part of the Slovenské rudohorie (ore mountains) there is an exposed anticlinal structure near Brusník. In the core of the structure is the Early Paleozoic (the Gelnica Group) and on both limbs the Late Paleozoic-Permian (the Gočaltovo Group) and the Lower Trias. The latest interpretations based upon detailed lithostratigraphical studies show that the complex forming the anticline is a part of the Silica nappe, gravity-slumped from the central part of the Gemericum. Another interpretation is also possible but it cannot exclude the relation of the Silica nappe Mesozoic to the Paleozoic basement, now represented by the central part of the Gemericum.

Úvod

V silickom príkrove Slovenského krasu sú doteraz známe iba mezozoické členy (spodný trias až malm).

Tektonický príkrovový kontakt silického príkrovu s jednotkami ležiacimi pod ním (najmä s meliatskou a gočaltovskou skupinou) je v celej oblasti Slovenského krasu i mimo neho veľmi zreteľný (napr. Turnianska kotlina, územie medzi Jasovom a Drnavou, s. svah Plešivskej planiny, okolie Jelšavy, Radzim a pod.).

Výnimku tvorí oblasť Brusníka, kde v brusnickej antiklinále (sensu M. Maheľ 1954) sa spod spodnotriasových — seiských vrstiev vynárajú permské a staropaleozoické komplexy so zhodnou štruktúrnou orientáciou (antiklinála so strmo uklonou osou k SV). Aj po litologickej stránke sú evidentné medzi oboma celkami úzke vzťahy a nadväznosť, takže až do vymedzenia silického príkrovu (H. Kozur—R. Mock 1973 a, b) nebolo dôvodu oba celky od seba oddeľovať.

Problémy vznikli pri tektonickej interpretácii tejto oblasti pri zostavovaní geologickej mapy v mierke 1:25 000 listu Kameňany (J. Mello et al. 1976), keď spodnotriasové — seiské vrstvy na základe celkovej charakteristiky a vzťahu voči nadložíu bolo možné jednoznačne zaradiť do silického príkrovu, ale permské súvrstvie v podloží bolo na základe litologického štúdia korelované s dnešným poňatím gočaltovskej skupiny (A. Vozárová in J. Mello et al. 1976). Pri tejto interpretácii postavenia oboch celkov bolo nutné ich oddeliť plochou príkrovového

nasunutia (J. Mello 1976 in J. Mello et al. 1976) v geologickej mape listu Kameňany.

Vzhľadom na vyššie uvedené úzke vzťahy staršieho a mladšieho paleozoika, mladšieho paleozoika a mezozoika, ako i chýbanie meliatskej skupiny medzi nimi bolo v uvedenej správe (in lit.) súčasne poukázané i na druhú možnosť interpretácie tektonickej príslušnosti paleozoika brusnickej antiklinály najmä s dôrazom, že môže byť súčasťou silického príkrovu.

Charakteristika paleozoických komplexov brusnickej antiklinály

Najstaršími horninami vyplňujúcimi jadro brusnickej antiklinály sú prevažne klastické, cyklicky zvrstvené sedimenty, ktoré boli na základe litologického zloženia paralelizované so starším paleozoikom gelnickej skupiny v Spišsko-gemerskom rudohorí (pozri práce O. Fusána 1957, 1962, J. Jablonského 1963, J. Chmelíka—J. Jablonského 1963, I. Varga 1971). Klastické sedimenty, pieskovce a bridlice majú výraznú prevahu nad lyditmi, vápencami a tufmi ryolitov. Sú rytmicky sedimentované, s prejavmi jednoduchého i zloženého gradačného zvrstvenia, laminovaných textúr, vzácné šikmého zvrstvenia.

Styk mladopaleozoického obalu so starším paleozoikom je transgresívny, tektonicky aktivovaný. Väčšina autorov, ktorá sa v minulosti zaoberala geológiou brusnickej antiklinály, vyčleňovala v rámci mladopaleozoického obalu osobitne súvrstvia karbónu i permu. Za karbónske sa považovali bazálne časti celého komplexu, ktoré boli petrograficky a litologicky podobné so sedimentmi tzv. rožňavsko-železnickej série, predtým pričleňovanej tiež ku karbónu (O. Fusán 1957). Novšie, I. Varga (1971) začleňuje sedimenty rožňavsko-železnickej série (terajšie pomenovanie gočaltovská skupina sensu A. Vozárová—P. Reichwalder in Š. Bajaník et al. 1981) do spodného permu, vyčleňuje litostratigrafický ekvivalent len v úzkom pruhu v jv. krídle brusnickej antiklinály. Hranica medzi starším paleozoikom a týmito zlepenkami bola zistená aj vo vrte SGB-2 v hĺbke 14 m (I. Varga 1971).

Podrobnejšie litologické výskumy ukázali, že bazálne časti mladopaleozoického obalu sú späté pozvoľnými prechodmi s priamym nadložím, čiže predpokladaným vrchným permom a tvoria spolu jeden sedimentačný komplex kontinentálnych sedimentov, faciálne príbuzných s ostatnými výskytmi kontinentálneho permu v Západných Karpatoch. Sú to sedimenty detritické, prevažne hruboklastické, s výrazným trendom zmenšovania veľkosti klastických zŕn v smere do nadložia. V celom profile boli zistené 3 sedimentačné cykly, na báze ktorých vždy vystupujú zlepence. Významnou mierou sa na ich zložení podieľa materiál intraformačného pôvodu (acidné vulkanity a ich vulkanoklastiká, pieskovce, bridlice). V nadloží spodnej polohy zlepenčov sú vložky popolových až drobnopiesčitých tufov acidného charakteru, hrubé až 5 m. Tenké vložky vulkanoklastických sedimentov s acidným materiálom sa objavujú vo vrchnejšom súvrství permu a tiež miestami v bridliciach, ktoré boli už v minulosti zaraďované (in lit.) do verfénskeho súvrstvia. V najvrchnej-

šom cykle permského súvrstvia boli zistené šošovky rekryštalizovaných piesčitých karbonátov.

Všeobecne možno sedimenty brusníckeho permu považovať za usadeniny fluvialneho režimu s výraznou eolickou činnosťou v prostredí náplavovej nížiny (nálezy hrancov, J. Jablonský 1963).

Spätosť brusníckeho permu so spodnotriasovými súvrstviami silického príkrovu je dokumentovaná predovšetkým minerálnym zložením zŕn pieskovcov spodného triasu, v ktorých značnú časť tvorí kremeň vulkanogénneho pôvodu a sporadicky sa vyskytujú úlomky felzitických ryolitov. Významné sú tenké polohy kyslého pyroklastického materiálu vo verfénskych bridliciach, považované J. Jablonským—J. Chmelíkom (1963) za preplavený materiál zo starších súvrství.

Z analýzy hornín brusníckej antiklinály jednoznačne vyplýva ich litologická podobnosť so súčasne známymi jednotkami gemerika. Jadro antiklinály porovnávali všetci autori, ktorí sa touto problematikou doposiaľ zaoberali, so sedimentmi gelnickej skupiny. Mladopaleozoický obal má podstatnú časť prineseného detritického materiálu zloženú z hornín, ktoré možno nájsť v staršom paleozoiku gemerika, konkrétne v gelnickej skupine.

Sedimentačné prostredie, petrografické zloženie a cykličnosť sedimentácie neodporujú predstave paralelizovať tieto sedimenty s výskytmi gočaltovskej skupiny na juhu gemerika (A. Vozárová in J. Mello et al. 1976). Slabé prejavy vulkanickej činnosti by tento názor tiež potvrdzovali, avšak chýba nám presné určenie veku oboch súvrství a ich vzájomnej korelácie. J. Jablonský in J. Chmelík (1963) podobne ako predtým O. Fusán (1957) sa na základe hojného výskytu valúnov ryolitov v zlepenoch brusníckeho permu domnievali, že ide o ekvivalent severogemeridného permu. Tomu odporuje skutočnosť, že chýba ekvivalent strednej vulkanosedimentárnej časti. Taktiež vo vrchných častiach komplexu severogemeridného permu je výrazne vyvinutá lagunárna formácia. Ďalším faktom je, že perm v severogemeridnej zóne je uložený všade buď na horninách karbónu, alebo rakoveckej skupiny. Jedinou oblasťou výskytu, kde je v podloží vyvinutá gelnická skupina, je oblasť výskytov juhovýchodne od Dobšinej. Litologický charakter permských sedimentov je i tu podobný skôr vývoju v gočaltovskej skupine než typickému vývoju v severogemeridnej zóne.

Záver

Z predloženej analýzy vyplývajú prakticky dve možnosti riešenia tektonického postavenia paleozoika v brusníckej antiklinále. Nakoľko naše litologické výskumy naznačujú spätosť vývoja mladšieho paleozoika a spodného triasu, a tým aj vylučujú možnosť hľadania tektonickej plochy medzi nimi, uvádzame nasledovné zistenia:

1. Mladšie i staršie paleozoikum v brusníckej antiklinále je súčasťou silického príkrovu. Podobná situácia je v profiloch permu a spodného triasu severnej časti gemerika pri Stratenej (Stratenská hornatina a Slovenský raj) a pri Dobšinej, kde mezozoické súbory tiež nemožno oddeliť od mladopaleozoických (i keď miestami sú

medzi nimi menšie tektonické posuny a vzájomné oddelenia). V takomto prípade môžeme predpokladať, že silický príkrov ako gravitačne sklznutý, prevažne mezozoický komplex (sensu J. Mello—P. Reichwalder 1983, in press), čiastočne anektoval aj časť paleozoického podložía, čo by mohla dokumentovať aj situácia v brusnickej antiklinále. Litostratigrafický charakter staršieho i mladšieho paleozoika nasvedčuje tomu, že by malo pochádzať zo strednej časti gemerika, s ktorou je aj najlepšie korelovateľné (pozícia mladopaleozoických sedimentov priamo na gelnickej skupine, nápadná litologická príbuznosť so súbormi gočaltovskej skupiny, sensu A. Vozárová—P. Reichwalder in Š. Bajaník et al. 1981).

2. Mezozoikum spolu so svojim paleozoickým podložíom je v oblasti z. od štítického zlomového systému v pozícii „in situ“ a gemerikum na východ od štítického zlomového systému bolo sunuté súvisle pozdĺž systému zlomov k severu približne o vzdialenosť dnešných výskytov (cfr. O. Fusán 1957).

Prvá alternatíva naznačuje možnosť existencie významnej tektonickej línie (jazvy) vz. smeru v osovej časti staršieho paleozoika gemerika (pokračovanie hrádockej línie?, alebo iná súbežná línia?). Druhá alternatíva nevylučuje možnosť oddelenia príkrovových más, predovšetkým mezozoických karbonátových komplexov na relatívne rigidnom podklade. Za tohto predpokladu by silický príkrov v podstatnej časti jeho rozšírenia mali predstavovať len mezozoické súbory.

Obe alternatívy však podporujú názor, že masy mezozoika silického príkrovu sedimentovali pôvodne na paleozoickom podklade, ktorý je súčasťou centrálnej časti gemerika.

Translation: E. Jassingerová

Anton Biely—Jarmila Papšová

Vrchnotriasové vápence Dudlavej skaly (Horehronské podolie)

2 obr. v texte, 1 fotograf. tab. (XLI), anglické resumé

Abstrakt. Na Dudlavej skale (v hornej časti údolia Hronu, severne od Muránskej planiny) je vrstevný sled karbonátov od karnu po rét; norické (sevatské) vápence sú preukázané konodontmi druhov *Metapolygnathus bidentatus* (Mosher), *Metapolygnathus posterus* (Kozur et Mostler), *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede) a holotúriami druhov *Theelia guembeli* Kristan-Tollman a *Theelia heptalampra* Bartenstein.

V Heřpianskom podolí, medzi Pohorelskou Mašou, Zlatnom a Šumiacom sa spod kvartérnych uloženín vynárajú väčšie alebo menšie odkryvy zväčša karbonátových mezozoických hornín, ktoré ako „mezozoikum Dudlavej skaly“ stručne opísal J. Bystrický (1959). Od súvislej masy triasových vápencov a dolomitov severného svahu Muránskej planiny medzi Struženikom a Zlatnom ich oddeľuje súvislý pruh spodnotriasových vrstiev, ktorý, ako to naznačujú malé odkryvy, pravdepodobne pokračuje pod kvartérnym pokryvom k Šumiacu. Je diskutabilné, či sa uvedené spodnotriasové vrstvy — bazálna časť mezozoika „muránskeho príkrovu“ — smerom na sever pod „mezozoikum Dudlavej skaly“ ponárajú, alebo sú naň či na jeho časti nasunuté.

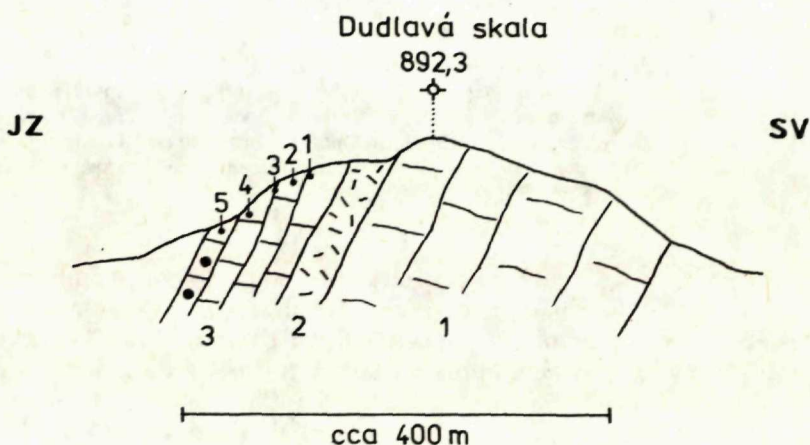
V mezozoiku Dudlavej skaly sú na povrchu najrozšírenejšími horninami dolomity zväčša neznámeho veku. R. Kettner (1958) na základe predpokladu, že kráľovo-hoľské pásmo kryštalinika tvorí s chočským príkrovom jednu tektonickú jednotku a spodnotriasové vrstvy s kremennými porfýrmi sú súčasťou „melafýrovej série“,



považoval dolomity Hôrky (medzi Zlatnom a Novou Mašou) a severne od Dudlavej skaly za tektonické okná, vynárajúce sa spod presunutého „gemeridného triasu“ Muránskej planiny.

Na rozdiel od R. Kettnera (l.c.) J. Bystrický (1959) zistil, že uvedené predpoklady sú mylné, všetky horniny na sever od uvedeného pruhu spodnotriasových vrstiev považoval za súčasť „muránskej série.“

Z hľadiska litostratigrafie najzaujímavejší je kopec Dudlavej skaly, budovaný v podstate vápencami, ktoré pravdepodobne predstavujú jadro asymetrickej synklinály (J. Bystrický 1959). Od severu k juhu sme na Dudlavej skale kartograficky vymedzili 4 horizonty litostratigrafického sledu v nasledovnej sukcesii (A. Biely 1960):



Obr. 1 Schematický rez karbonátového komplexu Dudlavej skaly

1 — svetlosivé organodetritické vápence, 2 — dolomity, 3 — svetlosivé kalové vápence, 4 — tmavosivé vápence, 1—5 vybraté vzorky

1. Svetlosivé a biele, niekedy ružovkasté masívne organodetritické vápence severného svahu Dudlavej skaly. J. Bystrický (1959) uviedol, že tieto vápence pripomínajú vrchný trias Muránskej planiny. Vybierali sme v nich brachiopódy, ktoré J. Pevný (in A. Biely 1960) určil ako *Schwagerispira schwageri media* (Bittner), *Mentzelia frassi* (Bittner), *Dioristella indistincta* (Beyrich) a *Terebratula aff. pyriformis* Suess. Uvedená asociácia fosílií skutočne indikuje karnický vek vápencov, ktoré sa aj látkovým zložením zhodujú s tisouskými vápencami.

2. Sivé masívne cukrovité aj kalové dolomity vystupujú v tenkom (20—30 m) pruhu v najvyššej časti južného svahu Dudlavej skaly.

3. Biele a svetlosivé nevrstevnaté kalové vápence budujú spodnú časť južného svahu Dudlavej skaly. V západnej časti (pri rekreačných chatách) sa k nim pridružujú nezreteľne vrstevnaté, hnedasté vápence s rohovcami. Tejto časti vrstevného sledu sme na základe pozície pripísali norický vek (A. Biely 1960).

4. Južnejšie od skalných výstupov vyššie uvedených vápencov je malý odkryv a suť tmavosivých vápencov. V suti sa vyskytujú aj organodetritické, oolitické a kalové vápence a lumachely, z ktorých bol vypreparovaný druh *Rhaetina gregaria* (Suess), (určil J. Pevný in A. Biely 1960). Tieto vrstvy sú svojím zložením najviac podobné fatranským vrstvám.

Z uvedeného vrstevného sledu sme podrobili mikrobiostratigrafickému výskumu vápence opísané v bode 3. Vybrali sme z nich 5 vzoriek tak, že vzorka č. 1 je zo spodnej a vzorka č. 5 z najvyššej obnaženej časti vápencov (text. obr. 1).

Vzorka č. 1 (váha 3,30 kg)

Svetlosivé vápence, z väčšej časti mikrosparity s ojedinelými peletmi a prierezmi ostrakódov, menej pelmikosparity s krinoidovými článkami a úlomkami bivalvií*. Z výplavu sme získali nepríliš bohaté spoločenstvo platničkovitých a ozúbkovaných konodontov a holotúrií, ktoré sú v menšine.

Druh *Metapolygnathus posterus* (Kozur et Mostler) indikuje alaunsko-sevatský vek.

Vzorka č. 2 (váha 2,65 kg)

Svetlosivé vápence predstavujú mikroskopicky krinoidový biopelmikrosparit, hojnejšie obsahuje krinoidové články, menej úlomky schránok bivalvií, zriedkavo ostrakódy, druh *Globochaete alpina* a okrajové rezy foraminiferami. Výplav je v porovnaní s predchádzajúcou vzorkou relatívne kvalitatívne aj kvantitatívne bohatší; druh *Metapolygnathus bidentatus* indikuje spodný a stredný sevát. Spoločenstvo holotúrií obsahuje sevatské druhy (určil R. Mock).

Vzorka č. 3 (váha 2,80 kg)

Svetlosivé vápence. Mikroskopicky majú povahu biopelmikrosparitov s obsahom krinoidových článkov, úlomkov schránok bivalvií, foraminifer a ostrakódov. Výplav je stredne bohatý na mikroorganizmy, chýbajú doteraz sprievodné druhy ozúbkovaných konodontov.

Druh *Metapolygnathus bidentatus* indikuje spodný — stredný sevát.

Vzorka č. 4 (váha 3,65 kg)

Svetlosivé až ružovkasté vápence s obsahom rohovcov, mikroskopicky pelmikosparity až intrasparity, tvorené peletmi a intraklastmi. Z organických zvyškov obsahujú krinoidové články, úlomky schránok bivalvií, foraminifery — *Globochaete alpina* a ostrakódy. Výplav skladbou mikroorganizmov pripomína predošlé vzorky, je iba chudobnejší, platničkovité konodonty sa zachovali iba vo fragmentoch.

* mikrofácie definoval K. Borza

MIKROFAUNA	číslo vzorky	1	2	3	4	5
	počet misiek	10	23	18	15	50
<i>Metapolygnathus posterus</i> (KOZUR et MOSTLER)		○				●
<i>Metapolygnathus bidentatus</i> (MOSHER)				○		○
<i>Metapolygnathus abneptis abneptis</i> (HUCKRIEDE)					X	○
<i>Metapolygnathus</i> sp.		○	●	○	○	●
<i>Gladigondolella</i> sp.			X			
ozúbkované konodonty		○				●
<i>Theelia guembeli</i> KRISTAN-TOLLMAN			○			
<i>Theelia heptalampra</i> BARTENSTEIN			○			
<i>Theelia variabilis</i> ZANKL						○
<i>Theelia simoni</i> KOZUR et MOCK						○
<i>Theelia</i> div. sp.		○	●	○	○	●
<i>Calclamna irregularis</i> STEFANOV						X
<i>Priscopedatus</i> sp.					X	
Pisces			○	●		
Porifera			●			○
Ostracoda						○
Crinoidea			X			

VYSVETLIVKY: ● hojný výskyt (nad 10 ex.)
○ menej hojný (pod 10 ex.)
X ojedinelý (1 ex.)

Obr. 2 Hojnostný diagram mikrofauny

Vzorka č. 5 (váha 4 kg)

Svetlosivé až ružovkasté vápence s rohovcami majú povahu biopelmikritov, miestami mikritov rekryštalizovaných v sparit. Z organických zvyškov obsahujú krinoidové články, ihlice hubiek, rádiolárie, foraminifery a ostrakódy. Výplav je veľmi bohatý na mikroorganizmy, konodonty aj holotúrie.

Druh *Metapolygnathus bidentatus* indikuje spodný — stredný sevät.

Záver

Z uvedeného vyplýva, že hrebeň Dudlavej skaly je budovaný vrchnotriasovým karbonátovým komplexom. A. Klinec (1976) na publikovanej mape 1:50 000 mylne tento komplex Dudlavej skaly označil ako steinalmský vápenec. Časť vápencov norického veku (rohovcové vápence) má znaky panvových sedimentov. Takéto vápence sme síce doteraz vo vrchnom triase Muránskej planiny nezistili, ale podľa nášho názoru výskyt lumachel s *Monotis salinaria* (A. Biely 1960) aj tam indikuje vplyv panvovej sedimentácie.

Literatúra

- BIELY, A. 1960: Geologický výskum Muránskej planiny. Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J. 1959: Beitrag zur Stratigraphie des Muraner Mesozoikums (Murán — Plateau). Geol. práce, Správy 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—53.
- KETTNER, R. 1958: Die Tektonik des Gebirges Nizke Tatry (Nieder Tatra). Geologie, JHRG 7, 3—6, Berlin, 383—402.
- KLINEC, A. 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nizkych Tatier (vých. časť). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOVÁCS, S.—KOZUR, H. 1980: Stratigraphische Reichwerte der wichtigsten Conodonten (ohne Zahnreihen Conodonten) der Mittel und Obertrias. Geol. Paläont. Mitt. 10, 2, Innsbruck, 47—78.
- KOZUR, H. 1980: Revision der Conodonten-Zonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreichs. Geol. Paläont. Mitt. 10, 3—4, Innsbruck, 79—172.
- KOZUR, H.—MOCK, R. 1974: Holothurien-Sklerite aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. GZ Geologica carpath., 25, 1, Bratislava, 1—208.
- KRYSTYN, L. 1973: Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Oesterreich). — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1973, 1, Wien, 113—153.

Anton Biely—Jarmila Papšová

Upper Triassic limestones from Dudlavá skala (Horehronské podolie valley)

Summary

There is a Carnian-Rhaetian carbonate sequence on Dudlavá skala (upper part of the Hron. valley, N of the Muránska planina plateau). The Norian (Sevatian) limestones are evidenced by conodont species *Metapolygnathus bidentatus* (Mosher), *Metapolygnathus posterus* (Kozur et Mostler), *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede) and by holothurian species *Theelia guembeli* Kristan-Tollmann, *Theelia heptalampra* Bartenstein.

So the Dudlavá skala ridge consists of an Upper Triassic carbonate complex. A. Klinec (1976) denoted the complex erroneously as the Steinalm limestones in his published map 1:50 000. The Norian (cherty) limestones show partly characters of basin sediments. Although we have not found such limestones in the upper Trias of the Muránska planina (plateau) so far, the lumachelles with *Monotis salinaria* (A. Biely 1960) indicate the influence of basin sedimentation also in this area.

Explanations of text-figures 1—2

Fig. 1. Schematic section of carbonate complex of Dudlavá skala

Fig. 2. Frequency diagram of microfauna

Tab. XLI

Obr. 1 *Theelia variabilis* Zankl, Dudlavá skala 5/81, sevat, zváčš. 300 ×

Obr. 2 *Theelia simoni* Kozur et Mock, Dudlavá skala 5/81, sevat, zváčš. 600 ×

Obr. 3 *Theelia simoni* Kozur et Mock, Dudlavá skala 5/81, sevat, zváčš. 300 ×

Obr. 4a, b *Metapolygnathus bidentatus* (Mosher), platforma na vnútornej strane poškodená, Dudlavá skala 2/81, sevat, zváčš. 250 ×

Obr. 4c *Metapolygnathus abneptis* (Huckriede), poškodený exemplár, Dudlavá skala 3/81, sevat, zváčš. 150 ×

Obr. 5a, b *Metapolygnathus abneptis* (Huckriede), juvenilný exemplár, Dudlavá skala 5/81, sevat, zváčš. 260 ×

Obr. 6a, b, c *Metapolygnathus posterus* (Kozur et Mostler), Dudlavá skala 1/81, sevat, 6a, b zváčš. 180 ×, 6c zváčš. 160 ×

MÁRIA FÖLDVÁRI — VOGL „THEORY AND PRACTICE OF REGIONAL GEOCHEMICAL EXPLORATION“ (TEÓRIA A PRAX REGIONÁLNEHO GEOCHEMICKÉHO PRIESKUMU, AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST 1978)

Publikácia je už zaiste známa mnohým zainteresovaným čitateľom. Jednako však nebude na škodu veci, keď najmä v súvislosti s rozbiehajúcim sa regionálno-geochemickým výskumom u nás všimneme si najmä jej obsahovú náplň. Autorka bola vedúcou maďarskej pracovnej geochemickej skupiny, ktorá sa zaoberala výskumom vzácnych prvkov vyskytujúcich sa na celom území MLR. V publikácii sú analyzované predovšetkým geologické, fyzikálno-chemické, mechanické, biologické, ako i niektoré ďalšie faktory, ktoré v daných geologických podmienkach môžu viesť k obohateniu vzácnych prvkov. Analýzu týchto všeobecných problémov rozvádza v prvej a v druhej časti posudzovanej práce. V tretej časti si všima niektoré laboratórne postupy. V štvrtej časti autorka z genetického pohľadu opisuje jednotlivé vzácne prvky. Najskôr si všima prvky geneticky späté s kyslými vyvrelými horninami: Li, Be, B, F, Rb, Cs, Nb, Ta, Zr, Hf, Mo, Re, Sn, W, vzácne zeminy Sc, U, Th; prvky geneticky späté s postmagmatickými, najmä hydrotermálnymi procesmi: Cu, Ag, Au, Zn, Cd, Hg, Ga, In, Tl, Ge, Pb, As, Sb, Bi, Se, Te. Prvky V, Cr, Ni, Co, Pt-skupina sa koncentrujú najmä v bazických horninách. Pozornosť venuje aj stopovým prvkom, ku koncentrácii ktorých môžu viesť sedimentárne procesy. Stručne si všima koncentráciu prvkov v ílových sedimentoch Li, B, V, Cr, Co, Ga, Se, Mo, v bauxitoch a v Mn-rudách Cr, U, Ga, Nb, Co, a pod. B, Li, Rb, Cs v karbonátových horninách a v evaporitoch, v organogénnych sedimentoch, ako v uhli a v rope, ale aj v ďalších organogénnych sedimentoch. Geochemia stopových prvkov v sedimentárnych horninách je však v porovnaní s predchádzajúcimi genetickými skupinami podstatne stručnejšia.

Pri charakteristike rozdelenia jednotlivých prvkov autorka spravidla vychádza z ich väzby na jednotlivé minerály. Hodnotí ich koncentrácie v jednotlivých rudných typoch z ekonomického hľadiska, (v niektorých prípadoch aj podľa ich ceny na svetových trhoch), najmä v prvej polovici sedemdesiatych rokov. Cenné je tiež, že pri hodnotení koncentračných obsahov jednotlivých stopových prvkov sa autorka odvoláva na zaznamenané obsahy jednotlivých rudných typov z mnohých miest sveta.

Bohatý podkladový literárny materiál, ktorý autorka využila pri tomto hodnotení v závere knihy, zoradila do prehľadného zoznamu a tento rovnako ako aj vyššie charakterizované state môžu geochemikovi pomôcť pri riešení jeho konkrétnych úloh.

Práca je založená na konkrétnych údajoch, získaných dlhoročným výskumom výskytu vzácnych prvkov, ktoré sú pre geochemika často žiadúce. Práve preto upozorňujeme na túto publikáciu všetkých, ktorých môžu tieto údaje zaujímať.

J. Gubač

- devonischer Gonoiden. (Mit 1 Taf) — Bull. du l'Acad. des Sc. Nouv. Série, 1890, T II XXXVII, pp 393—410
- ROHON, J.: Über unter — silurische Fische. (mit 1 Taf.) Bull. de l'Acad. des Sc., Nouv. série, 1889 (1890), t I (XXXIII), p. 269—277
- ROHON, J.: Die obersilurischen Fische von Oesel. St.-Pbg. 1892—1893 (Mémoires de l'Académie des Sc. de St.-Pét., VII série, T. XXXVIII, r 13, T XLI, r 5)
1. Theil. Thyestidae und Tremataspidae. 1892
 2. Theil. Selachii, Dipnoi, Ganoidei, Pretaspidae und Cephalaspidae. 1893.
- ROHON, J.: Holoptychius-Schuppen in Russland., Bull. de l'Acad. des Sc., Nouv série, 1891 (1892), t II (XXXIV), pp. 1—22
- ROHON, J.: Zur Kenntniss der Trematospiden. (Nachtrag zu den Untersuchungen über „Die obersilurischen Fische von Oesel“). — Bull. de l'Acad. des Sc. Nouv. série 1894, t. IV (XXXVI), n2, pp 201—225
- ROHON, J.: Weitere Mittheilungen über die Gattung Thyestes. — Izv. AN, V serija, 1896, T. 1, n 1—2, otd. melkije izvestja, str. X
- ROHON, J.: Beiträge zur Anatomie und Histologie der Psammosteiden. S. B. Böhmisch. Ges.-Wiss. Math.-Nat., Prag, 16, 1901, 31 S.
- ROHON, J.: Die Segmentirung am Primordialeranium der obersilurischen Thyestiden. — Verh. Russ. miner. Ges., Ser. 2, Bd 33, 1895, S. 17—64
- ROHON, J. und ZITTEL, K.: Über Conodonten. S. B. Bayer. Acad. Wiss., Bd 16, 1886, S. 108—136
- ROHON, J.: Über Pterichtys. Verh. Russ. Miner. Ges., Ser. 2, Bd 28, S. 1—25

GEOLOGICKÉ PRÁCE SPRÁVY 79

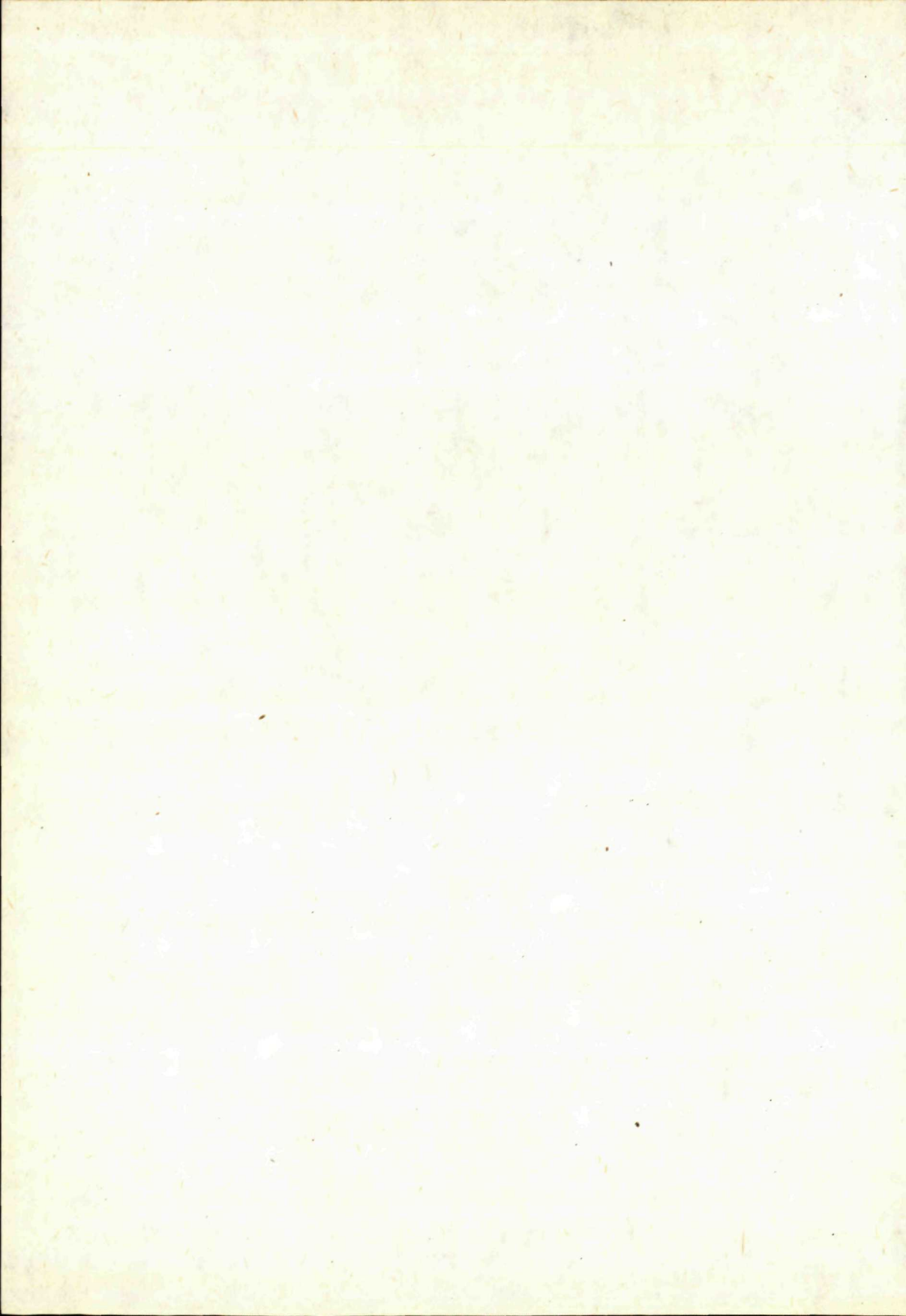
Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1983

Vedecký redaktor: RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.

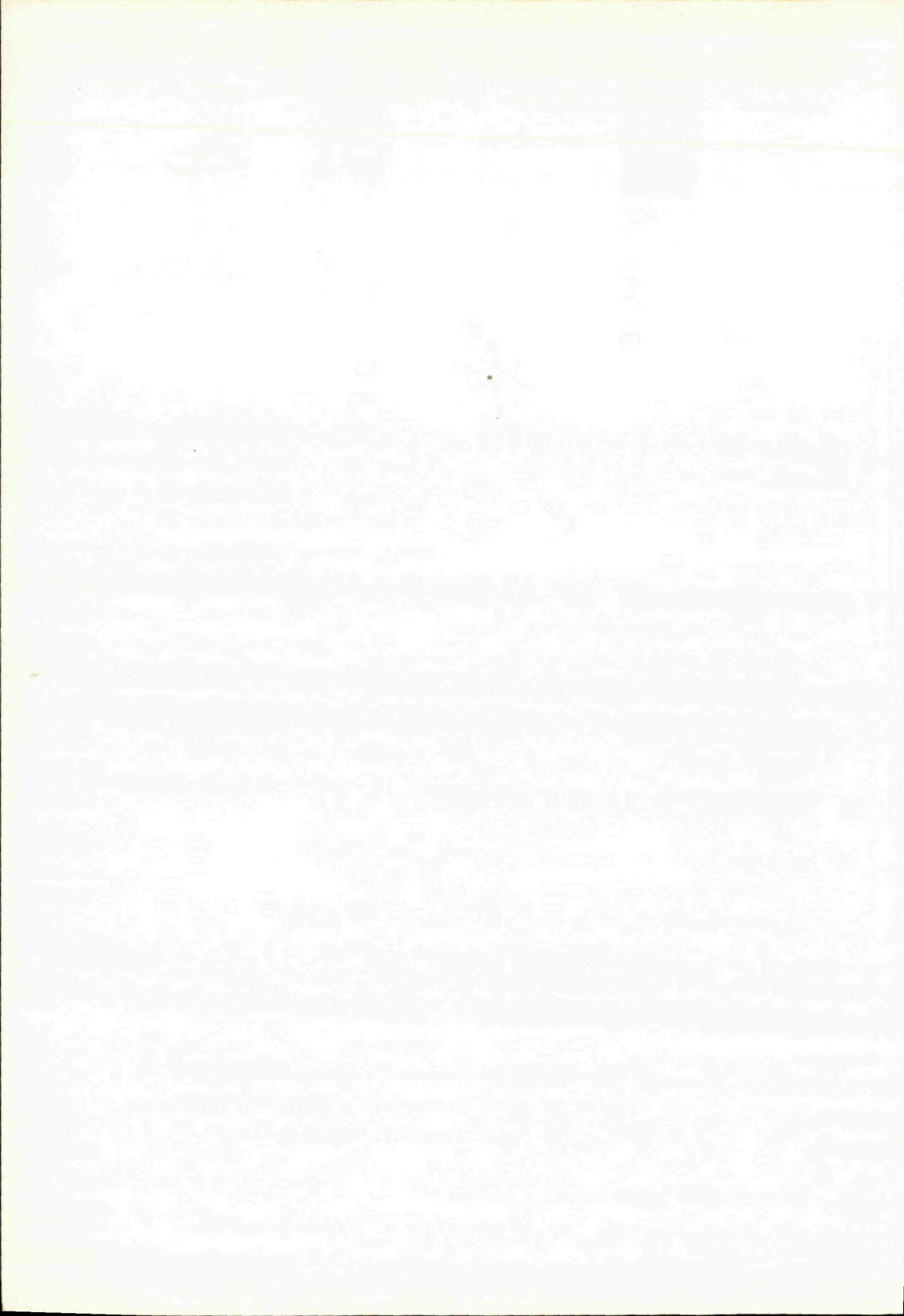
Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková

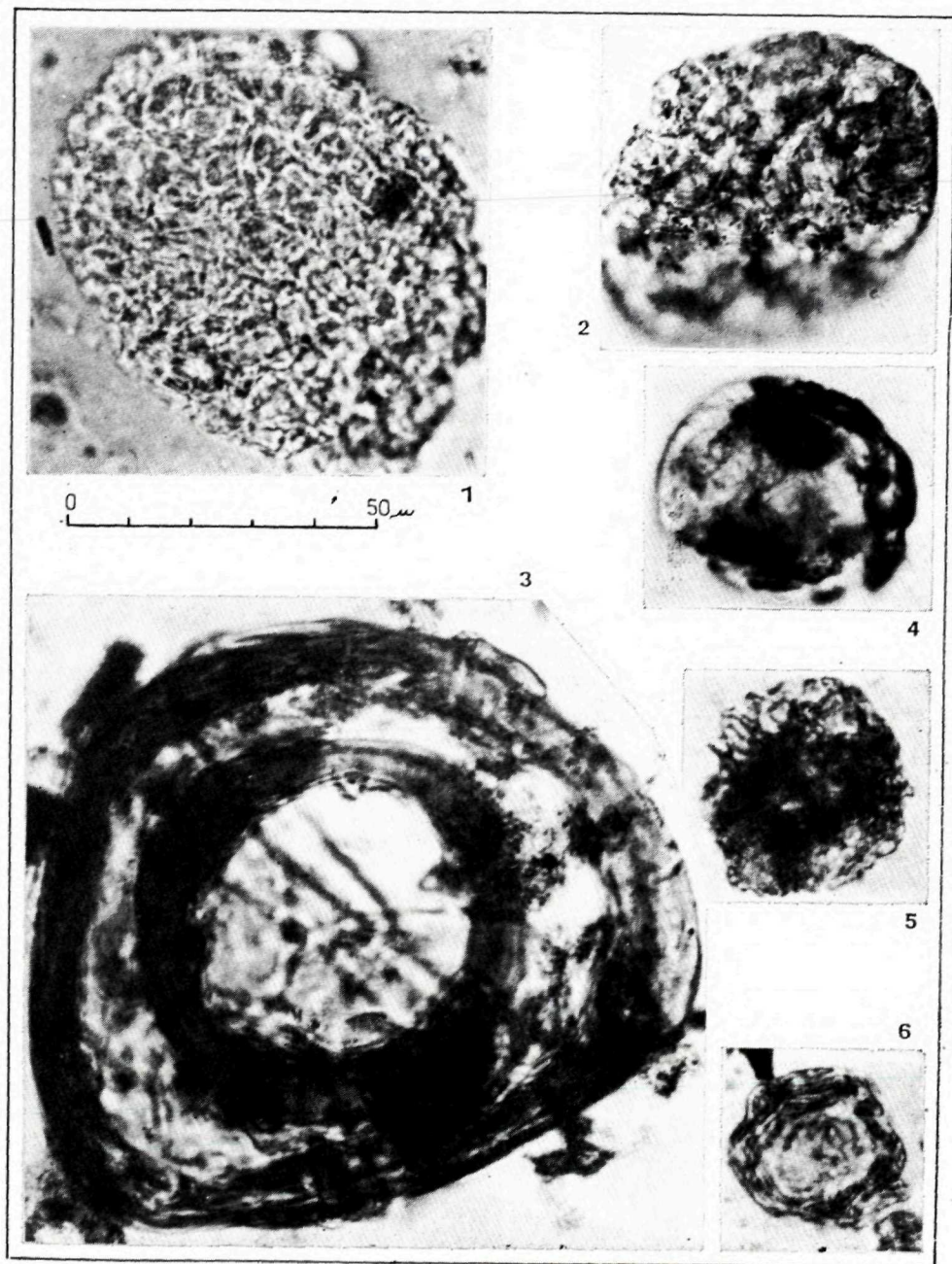
Jazyková a technická redaktorka: Anna Sečanská

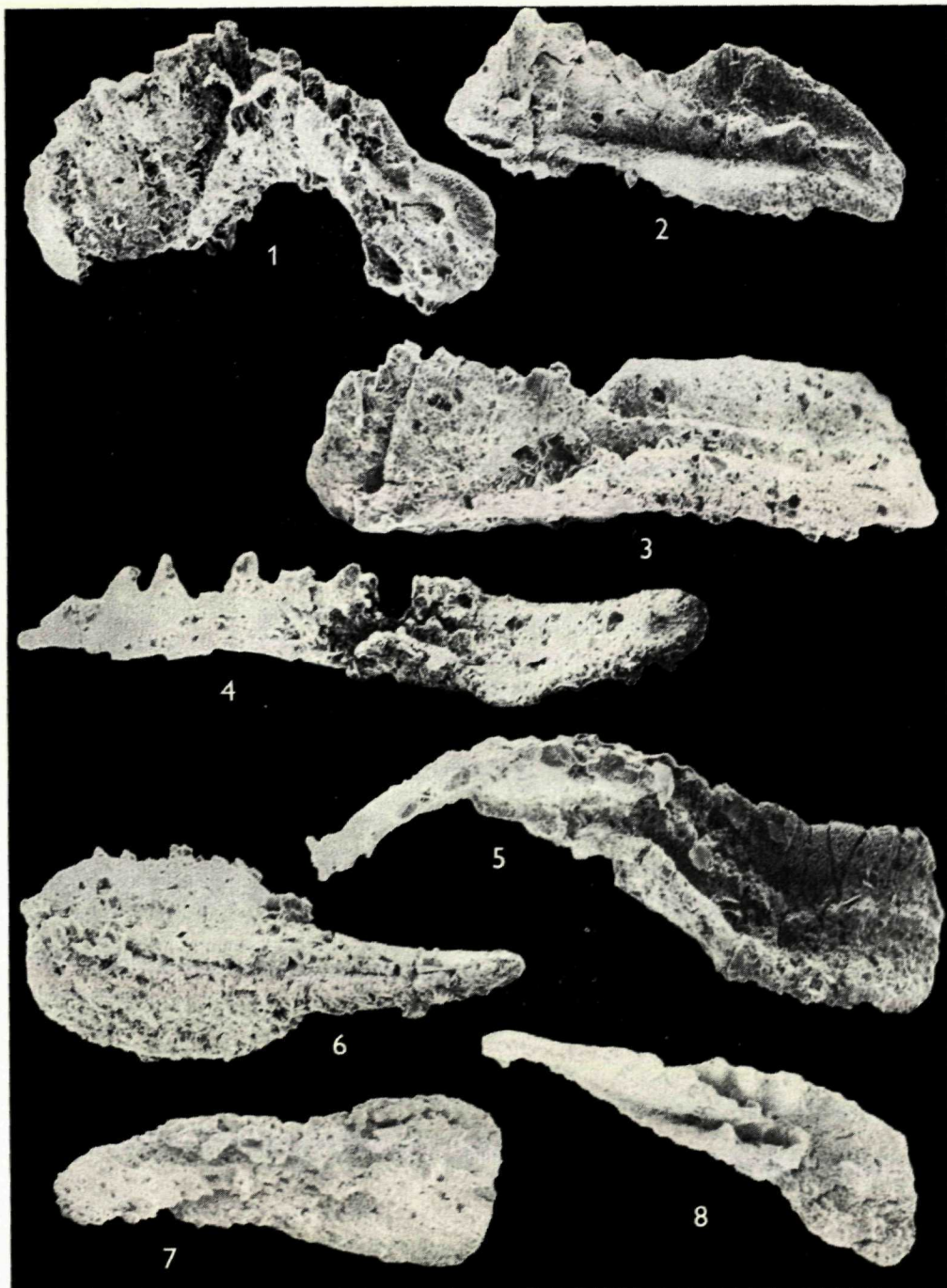
Vytlačili ZT, n. p., závod Svornosť, Bratislava, písmom Times roku 1983. Fotografickú prílohu vytlačili Tlačiarenské závody Pravda. Náklad 650 ks, povolenie SÚKK 1197/1982. Tem skup. 03/9. Rozsah AH 24,49, VH 24,90. Cena brož. výtł. Kčs 41,—.



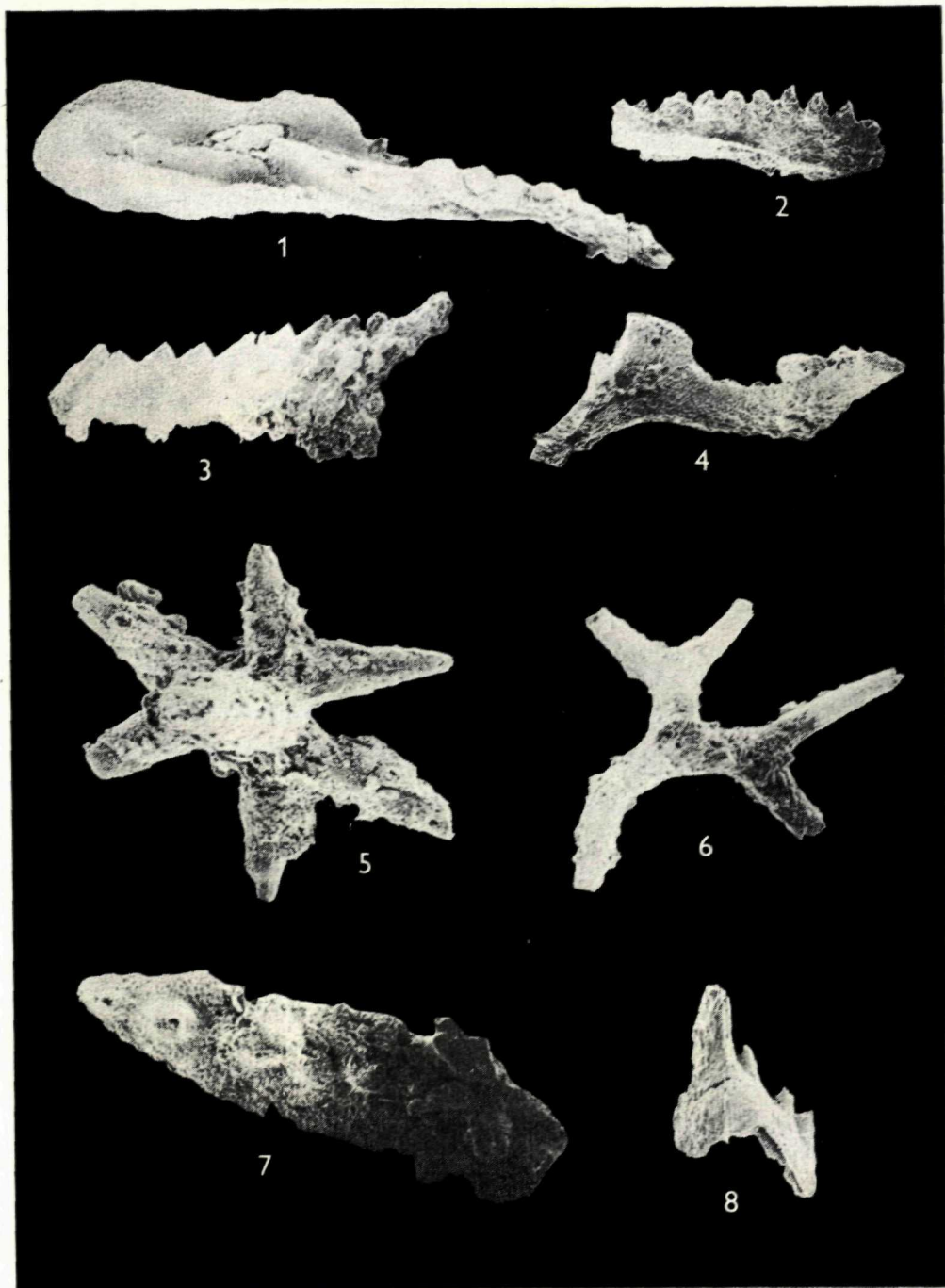
FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
I — XLI

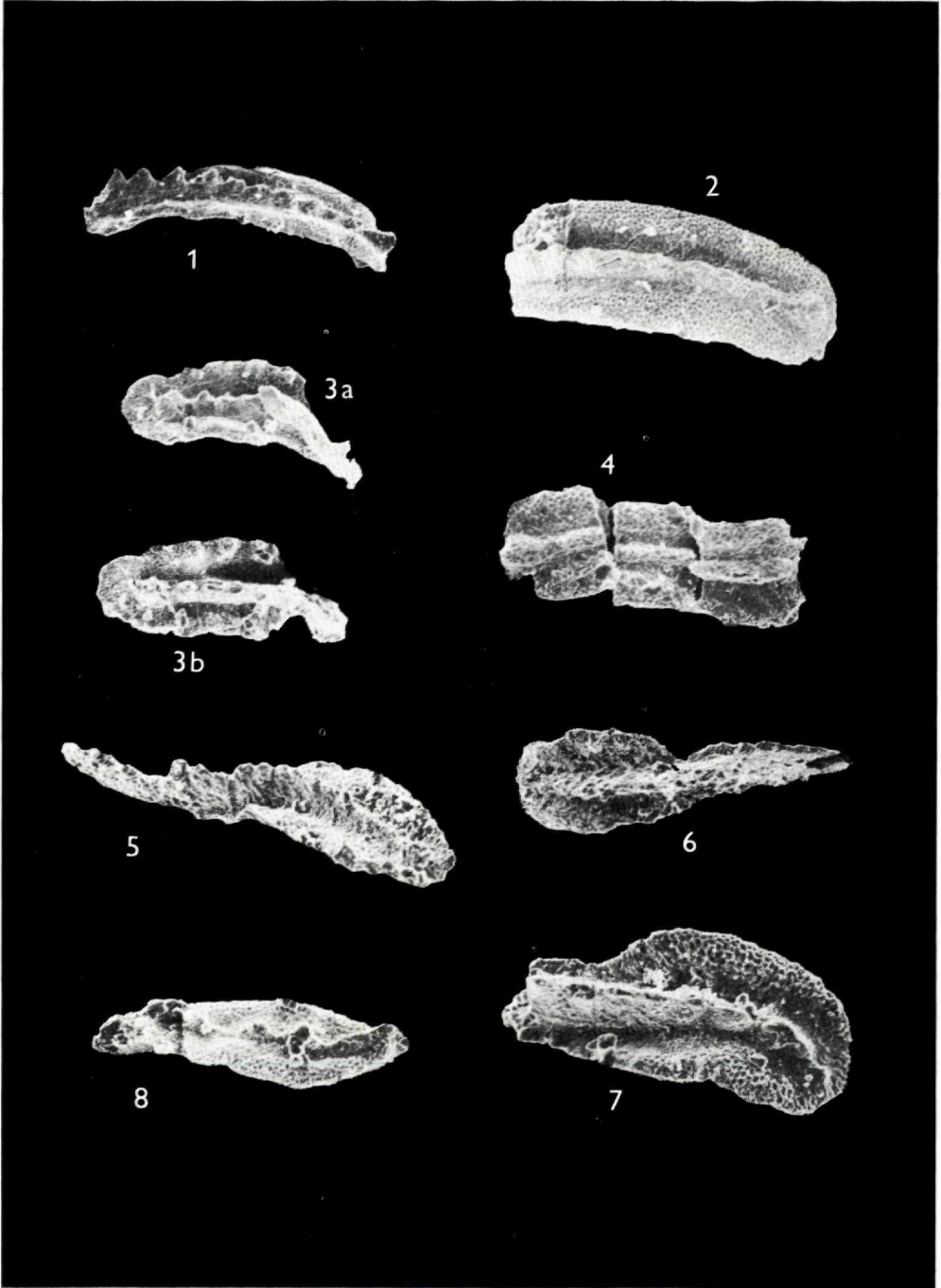


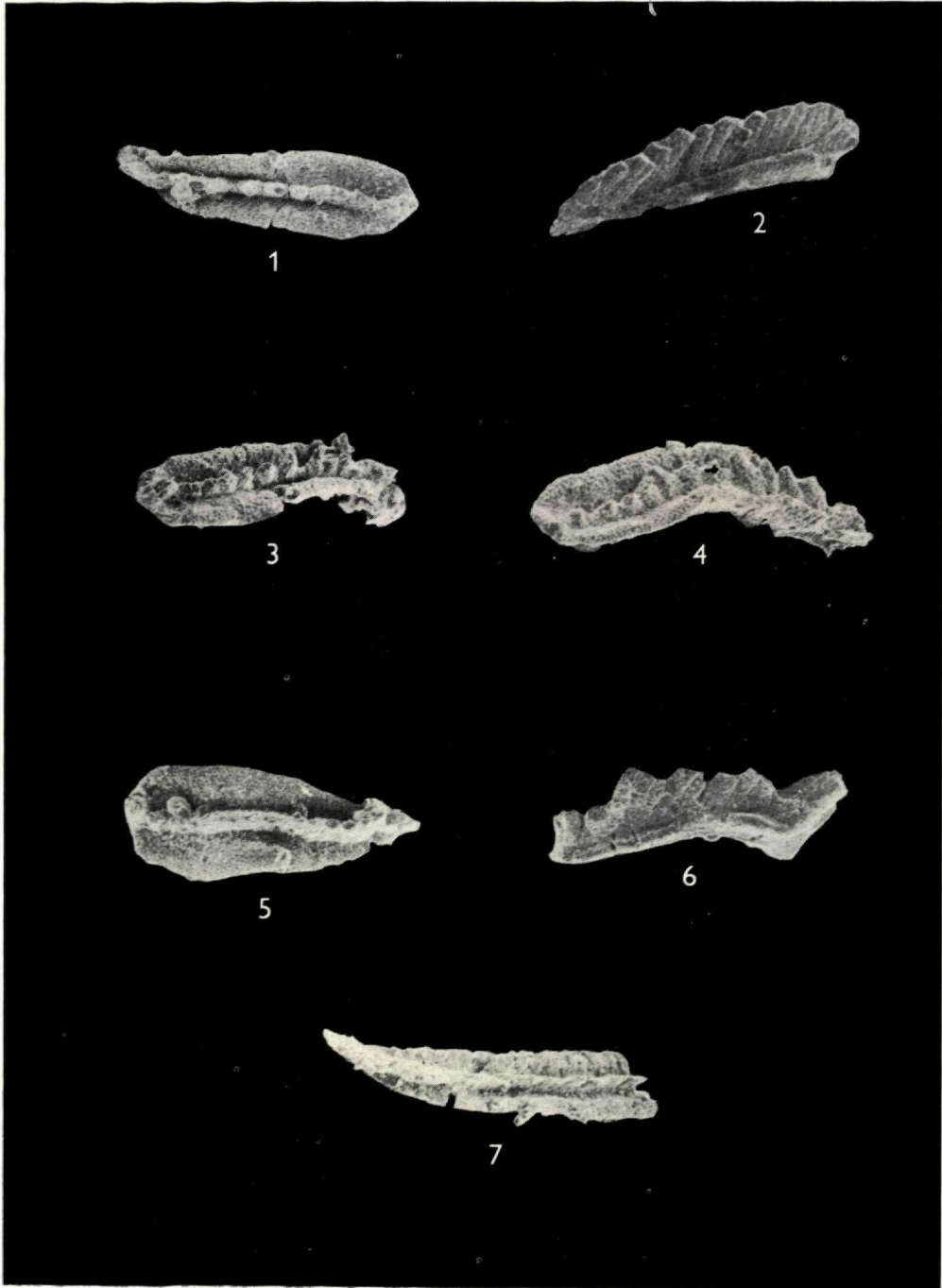


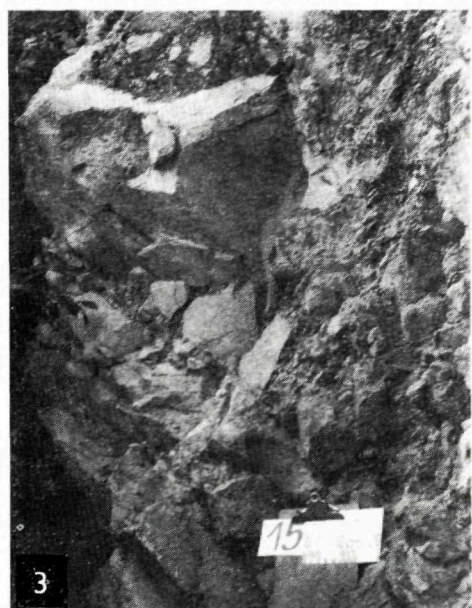


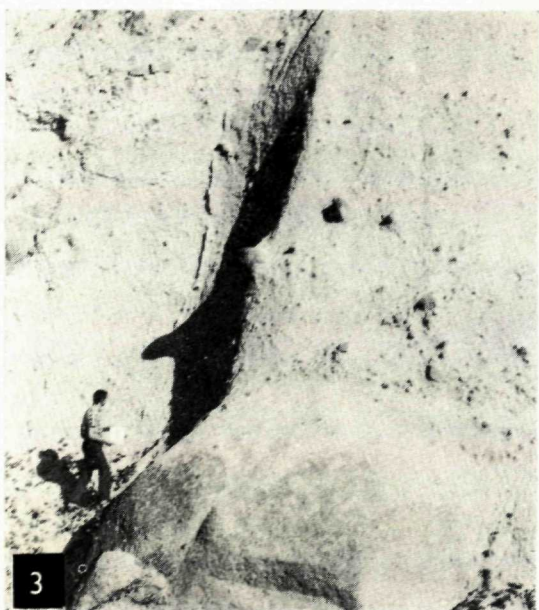




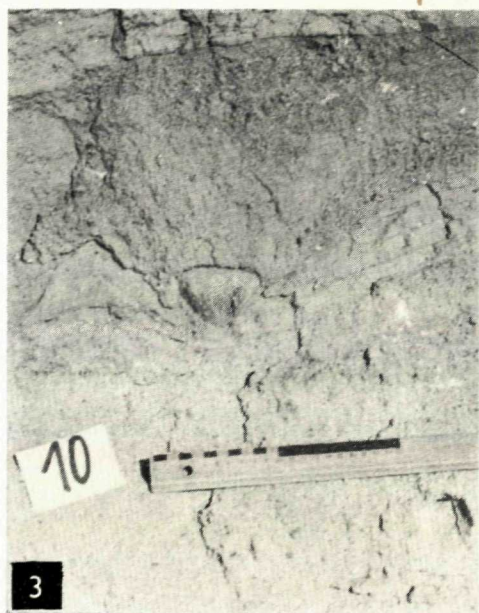
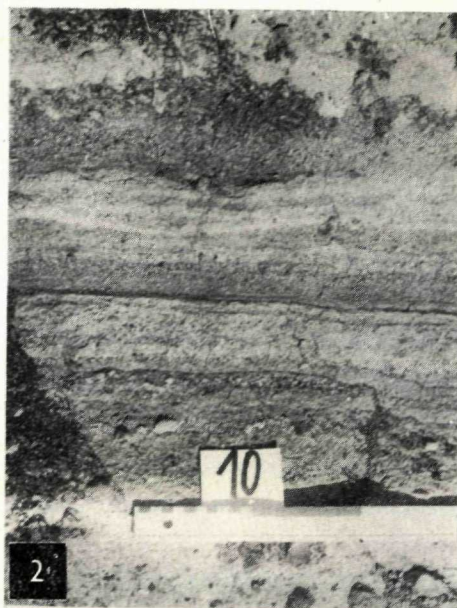


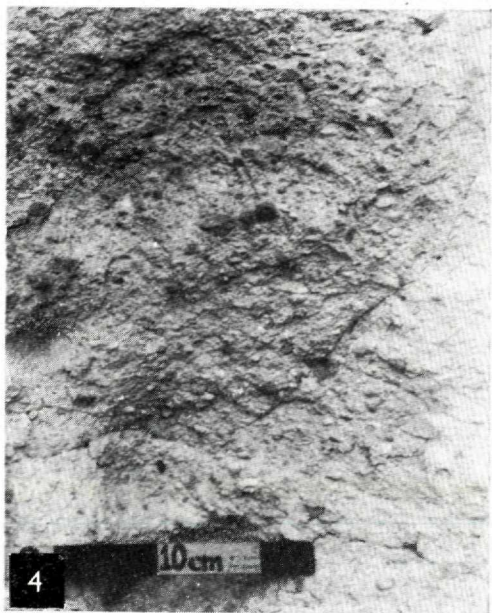
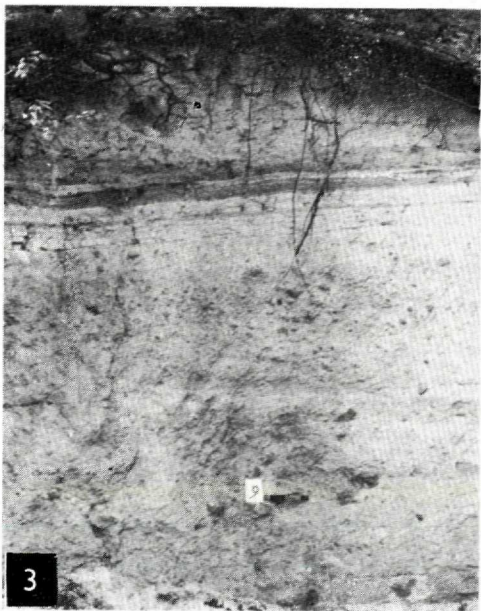




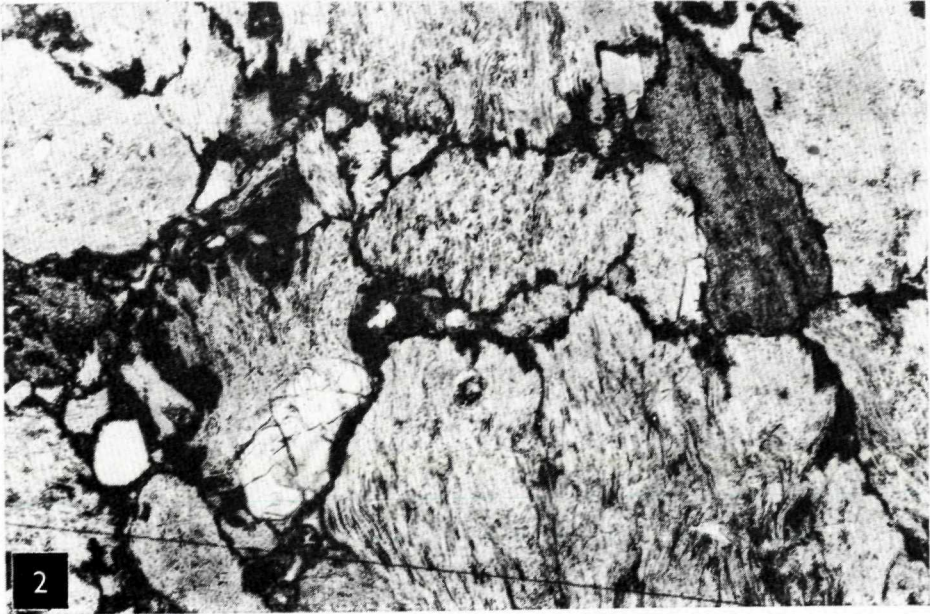
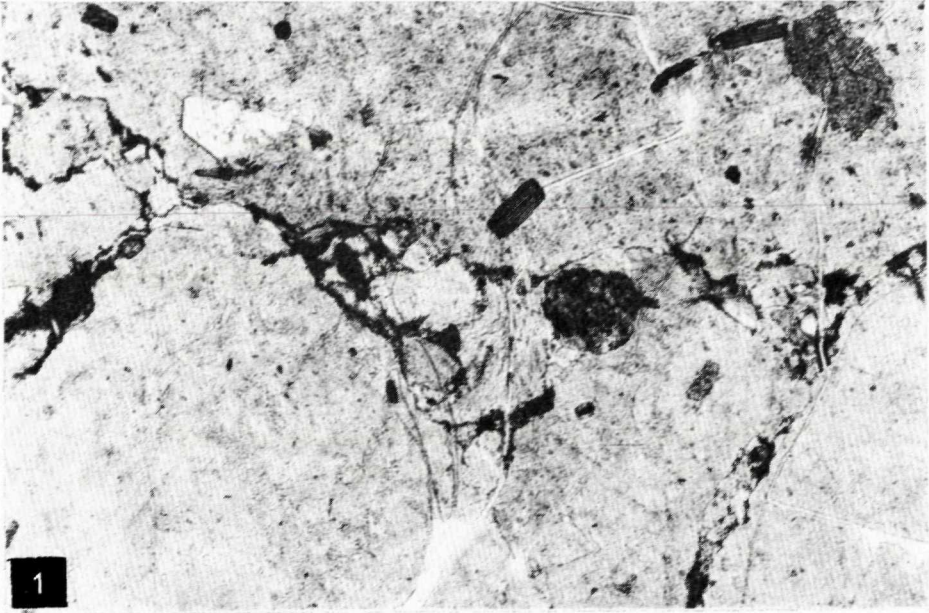


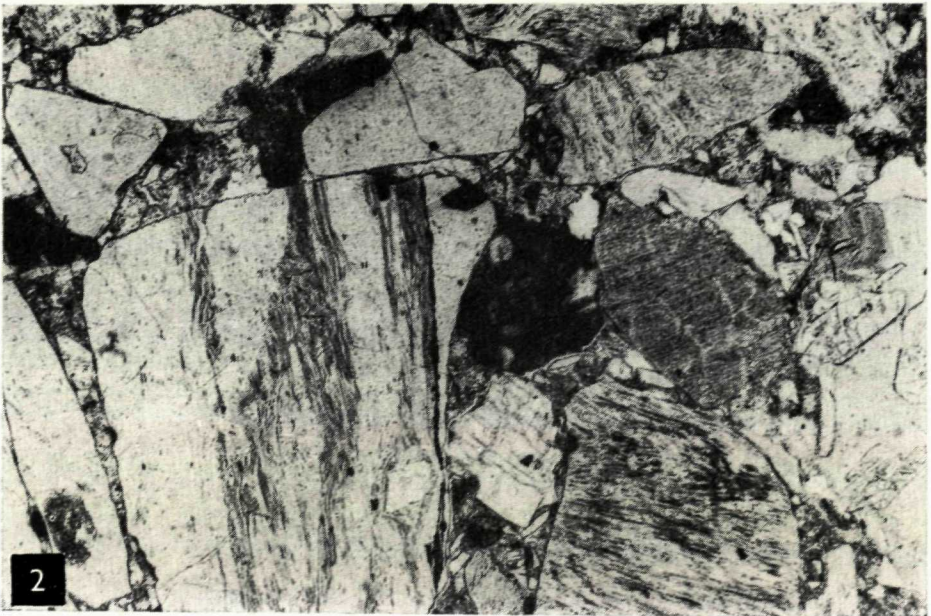
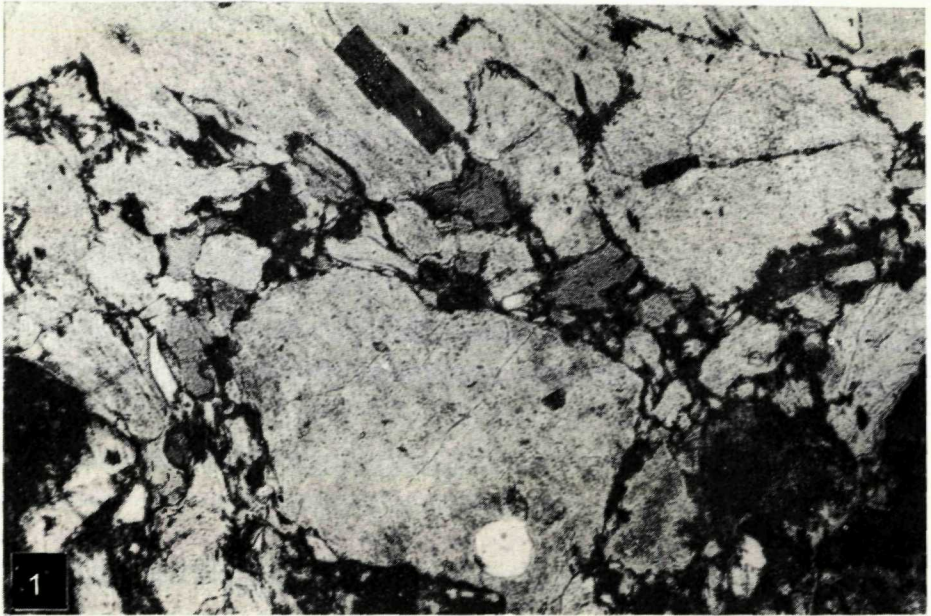


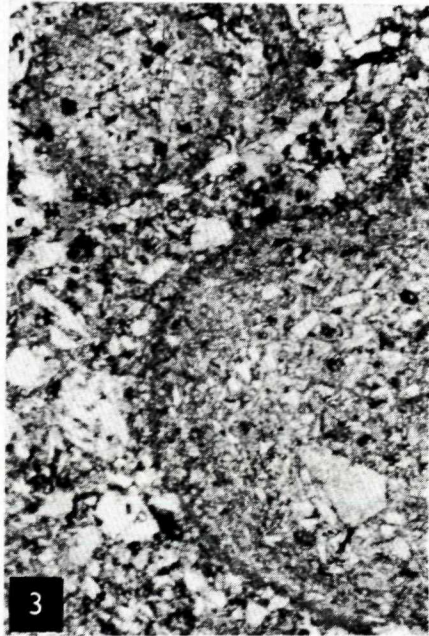
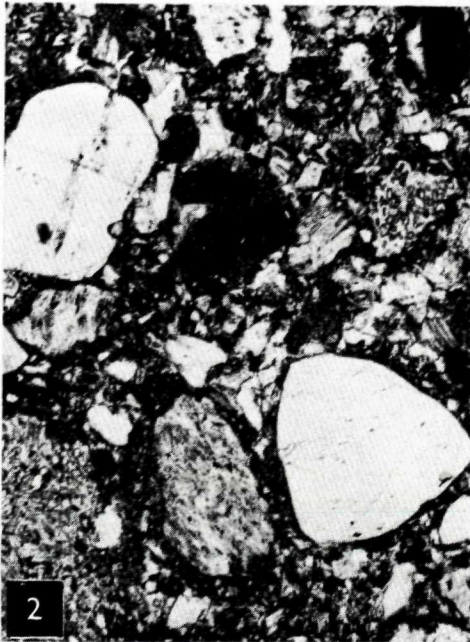
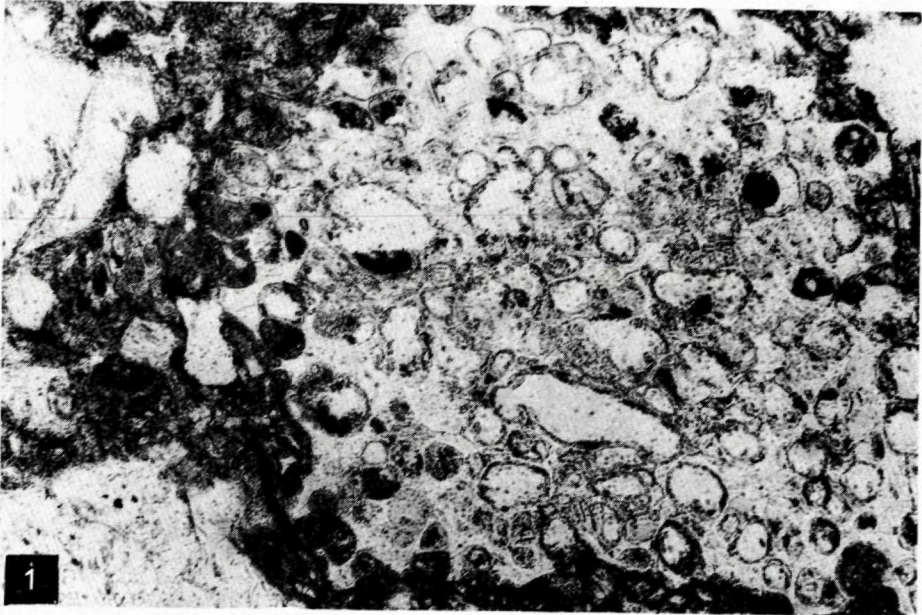


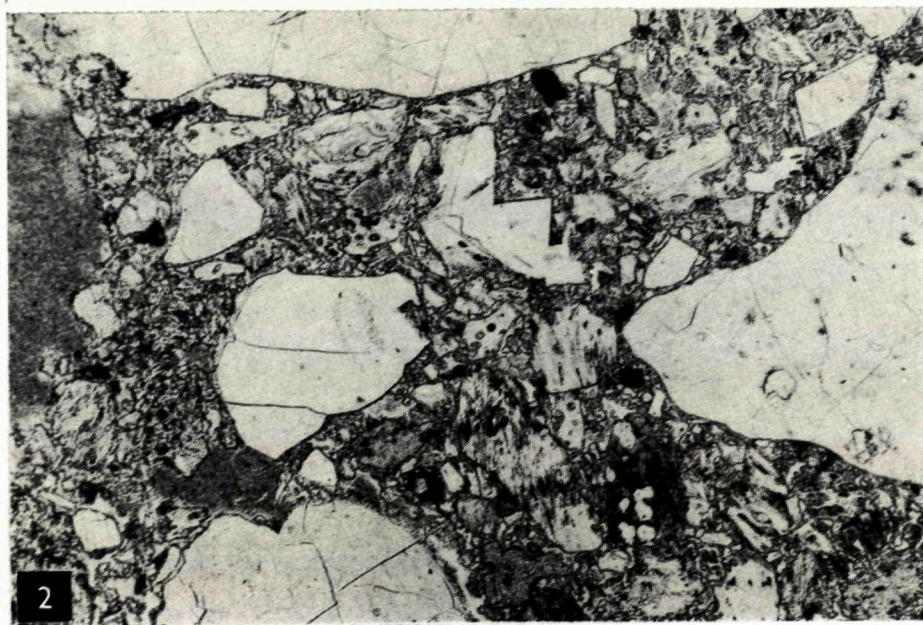
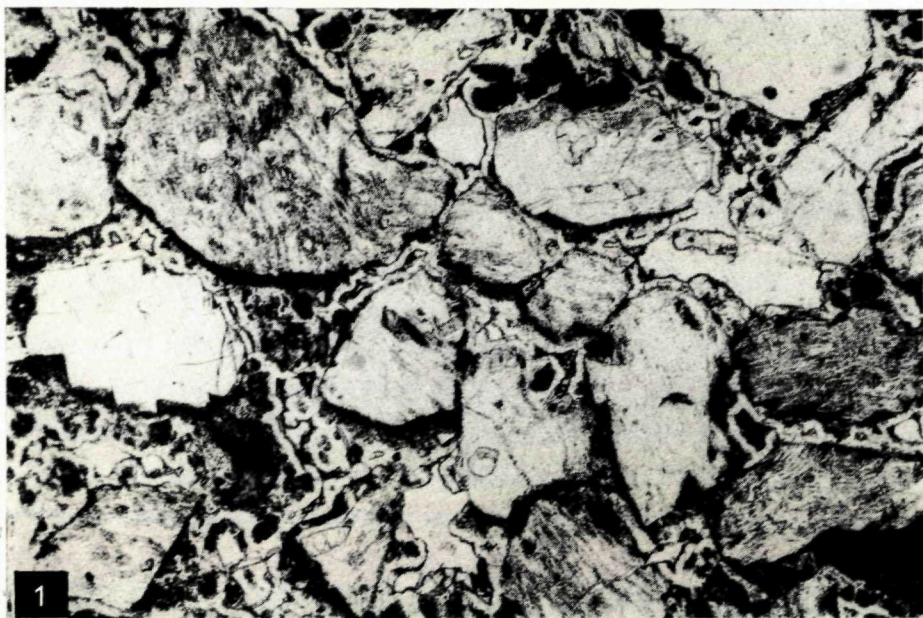


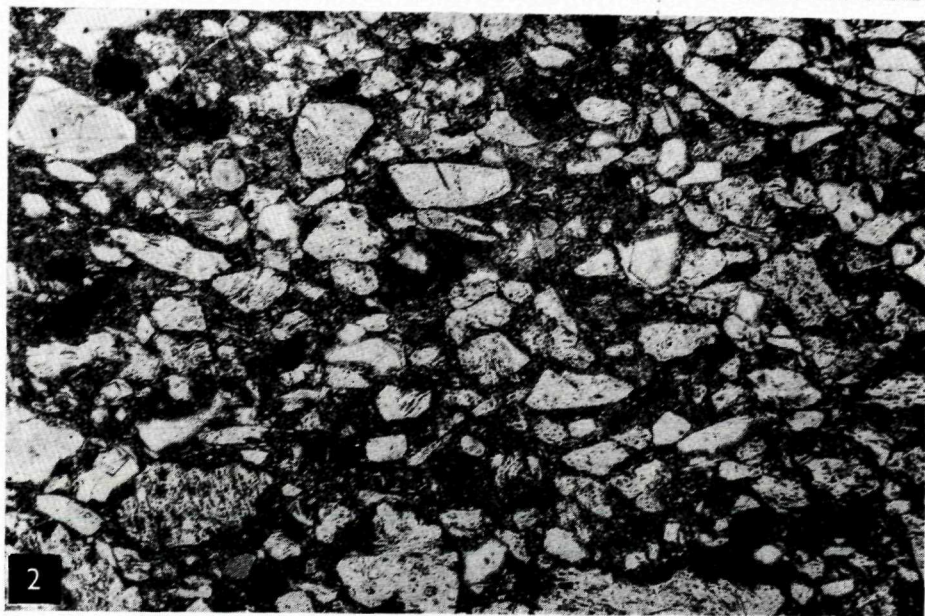
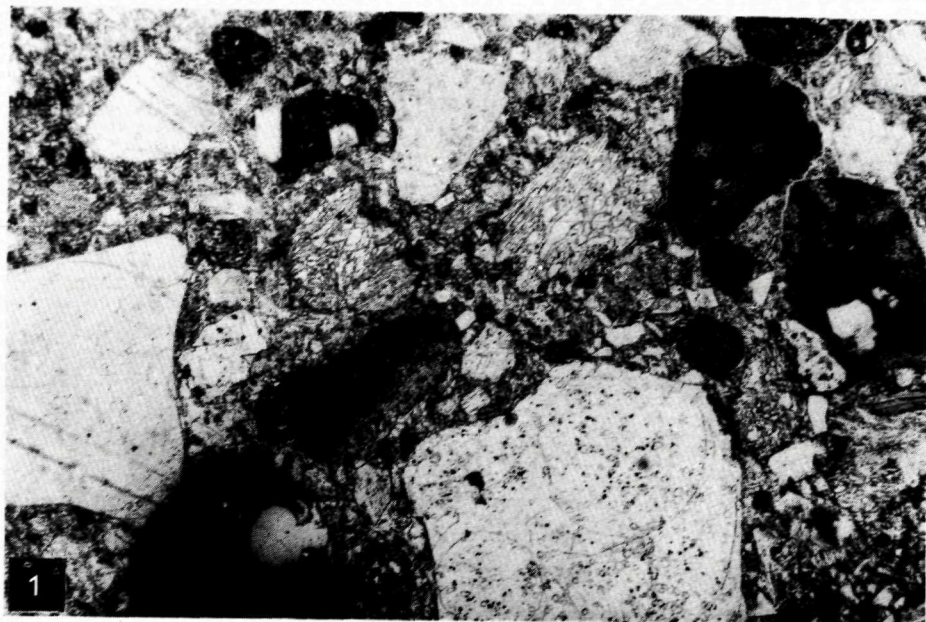




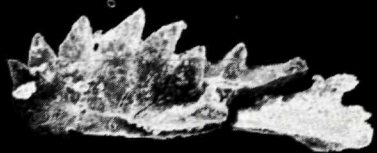




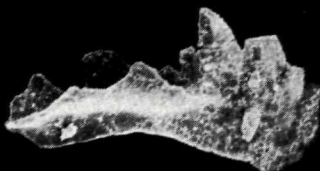




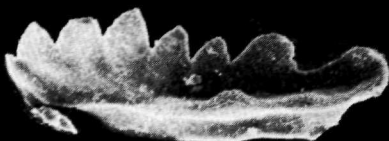




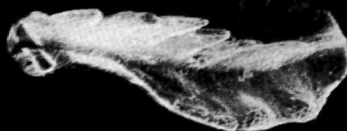
1



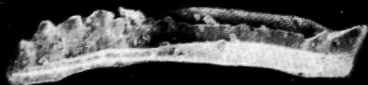
2



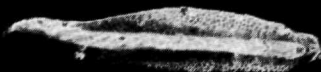
3a



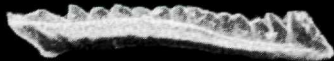
3b



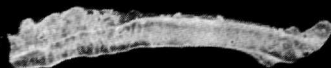
4a



4b



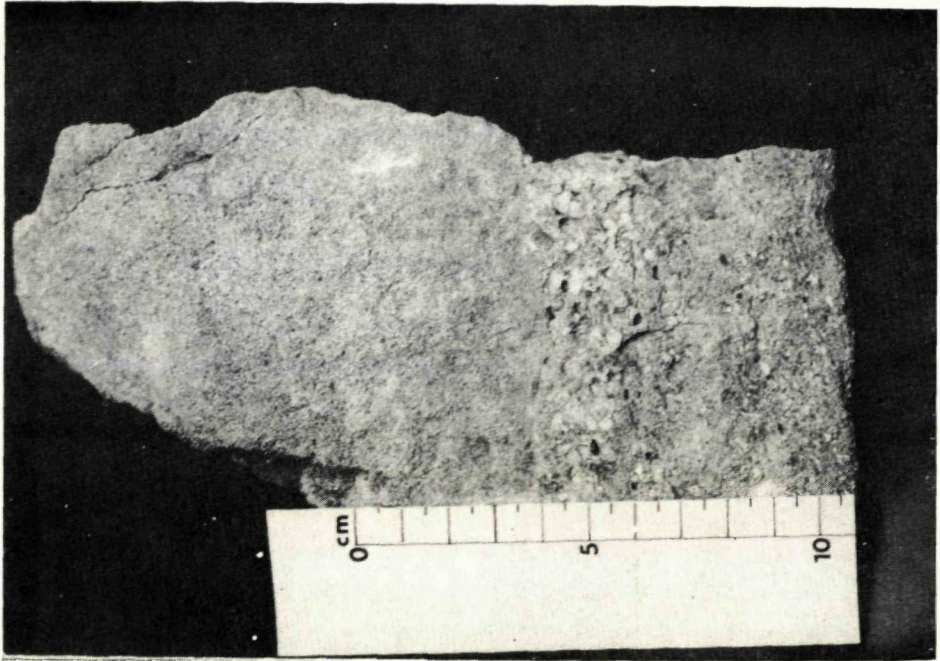
4c

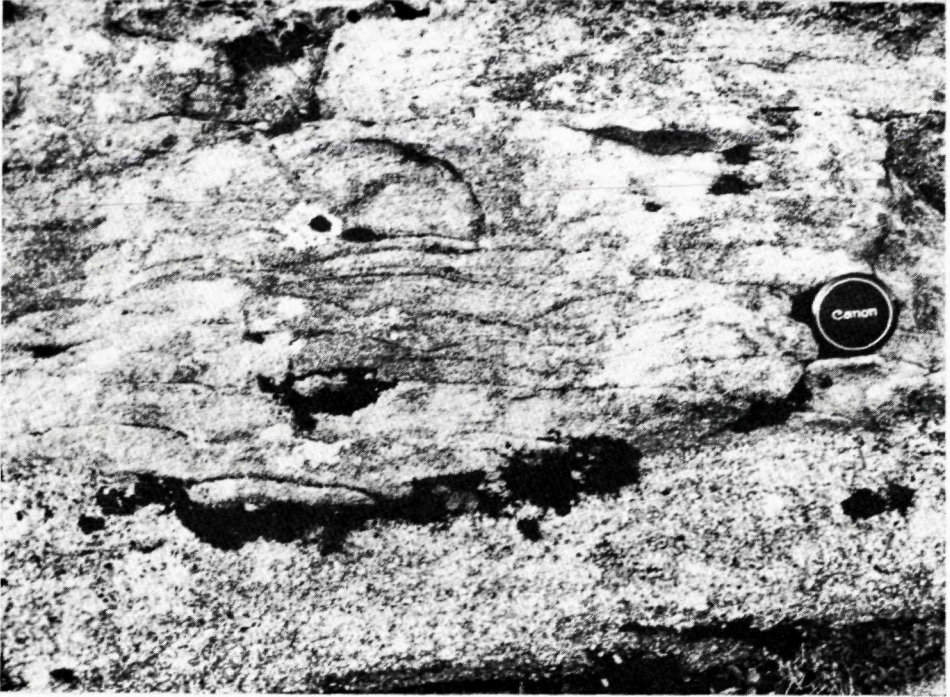


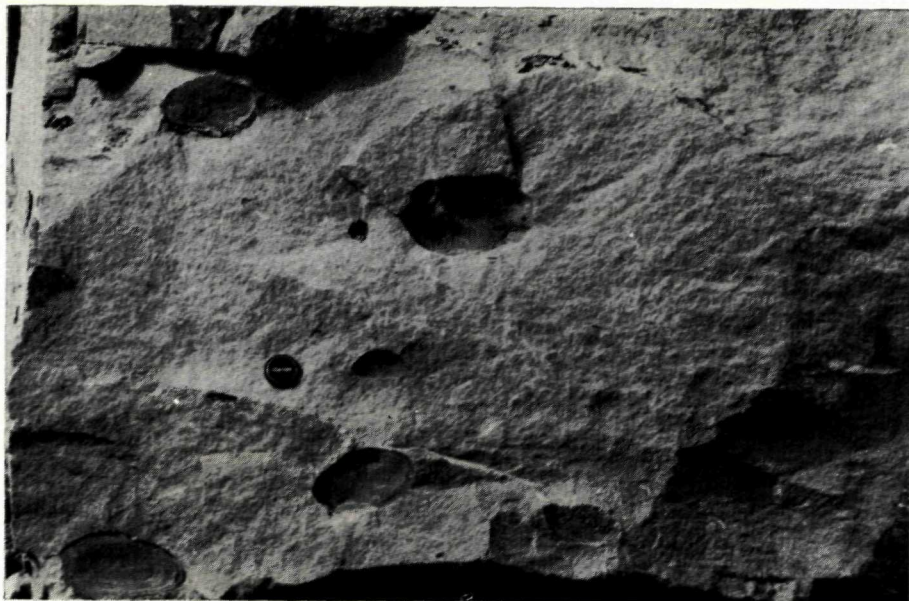
4d

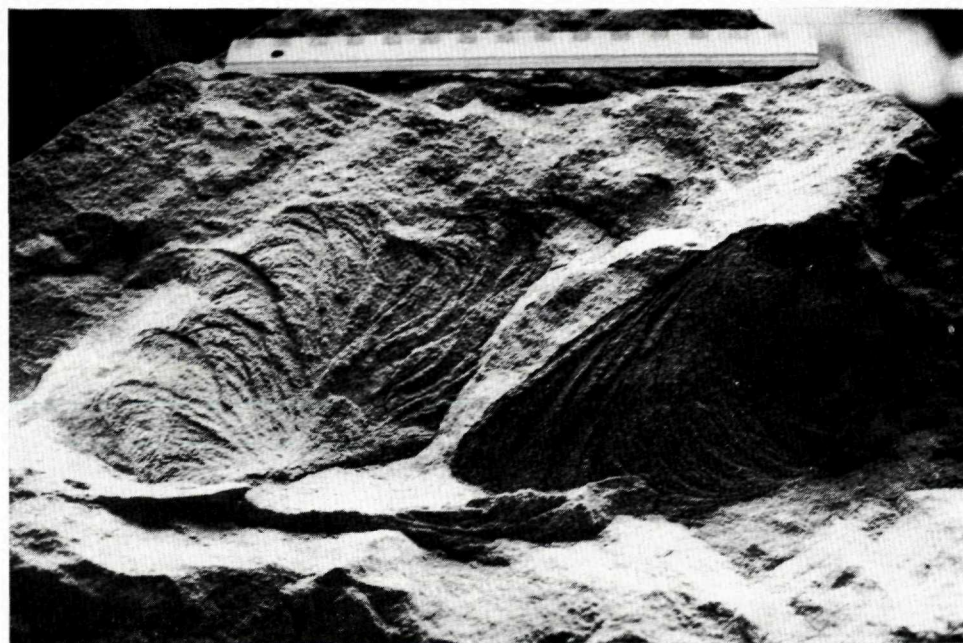
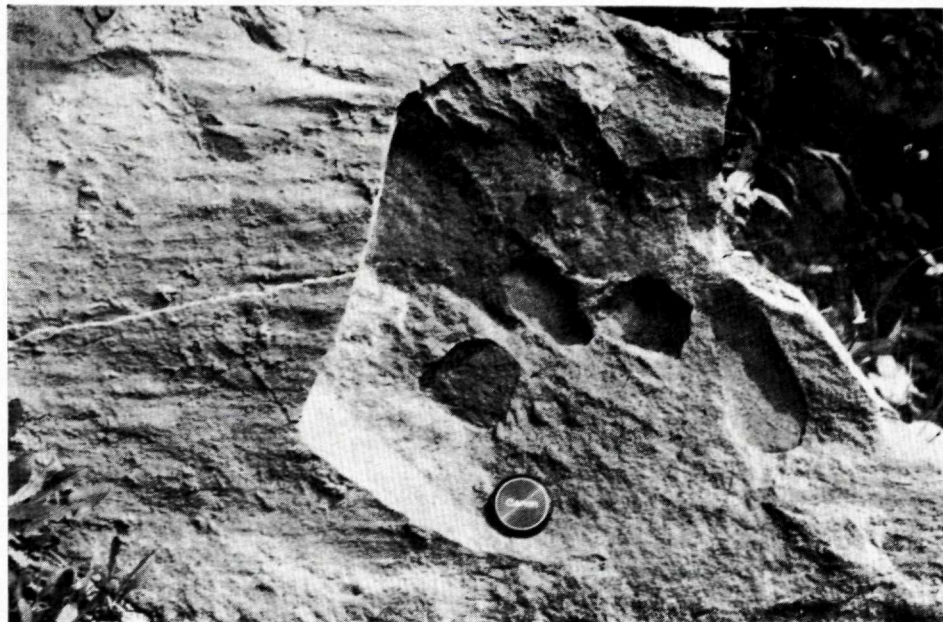


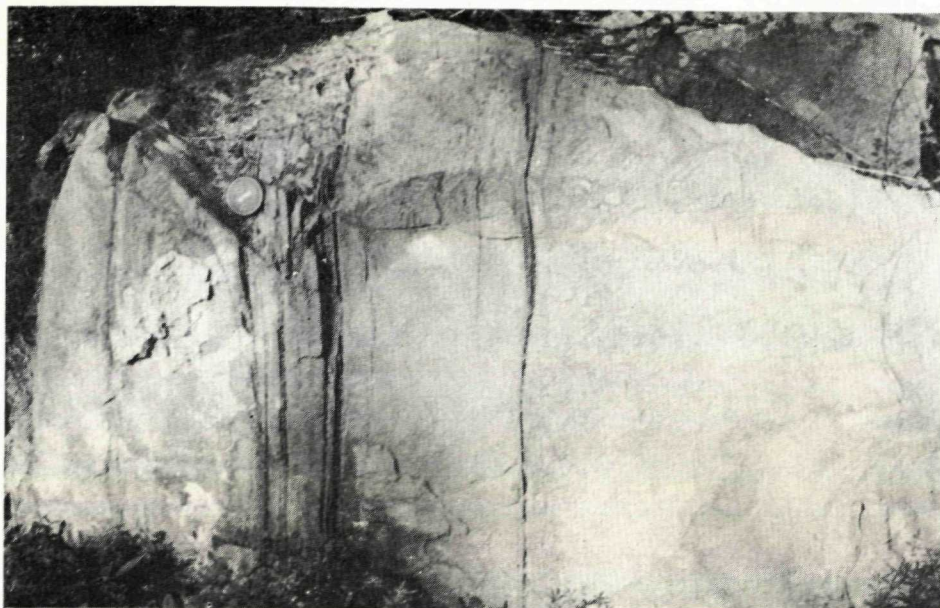


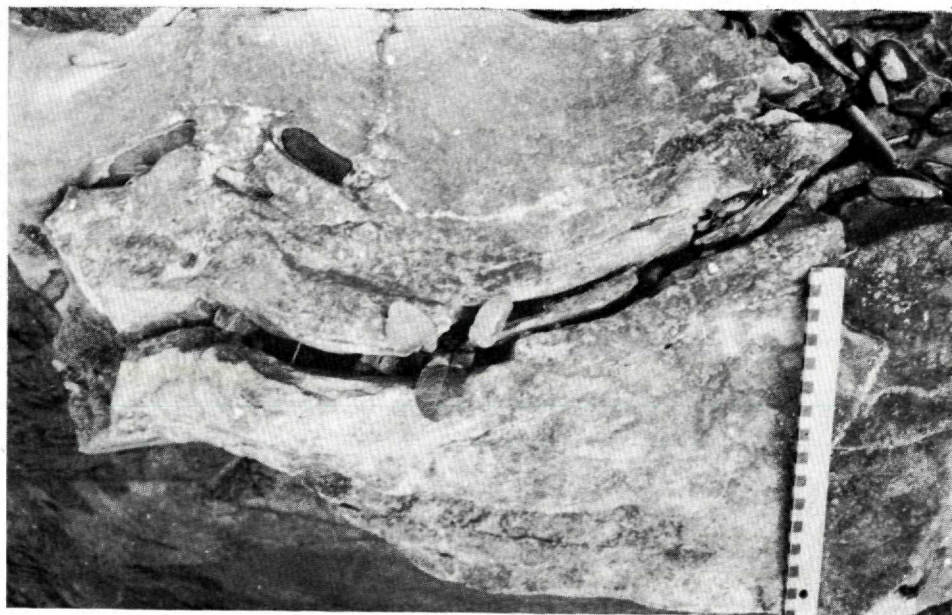


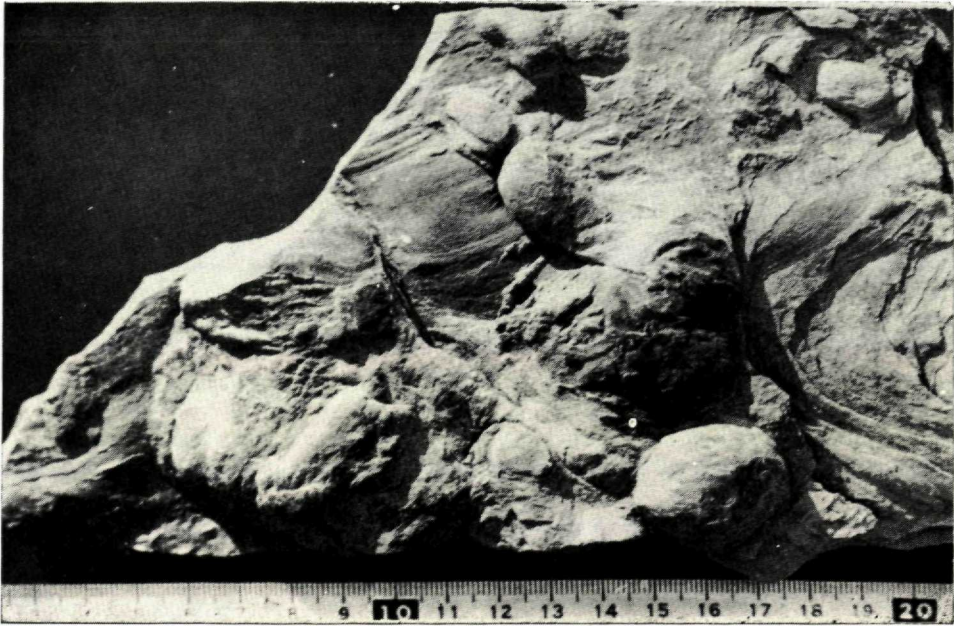


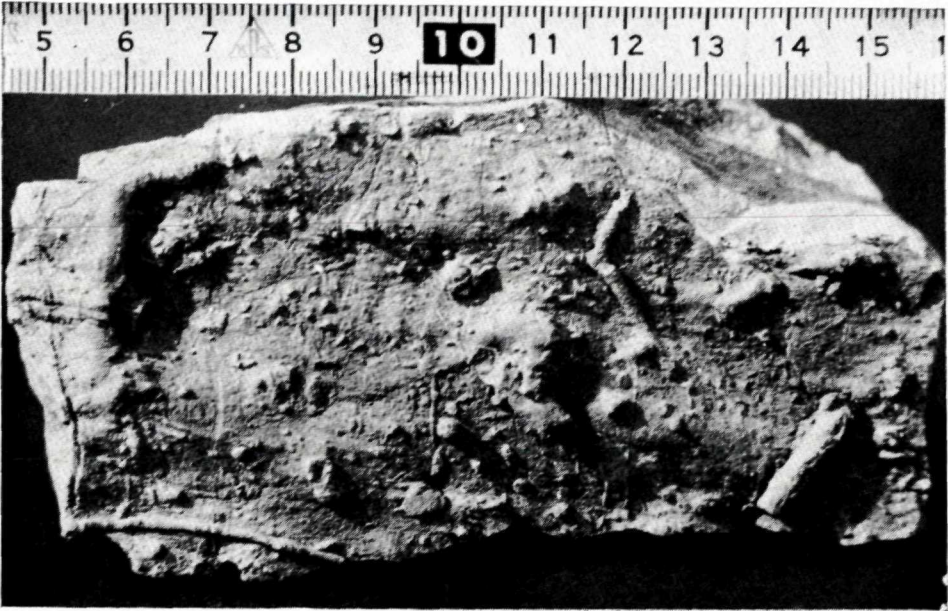


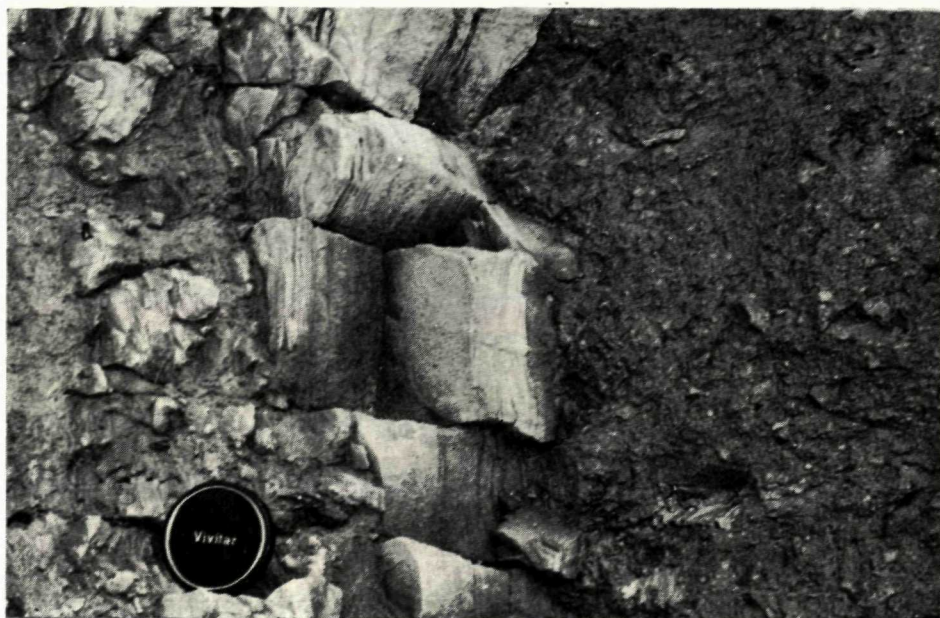
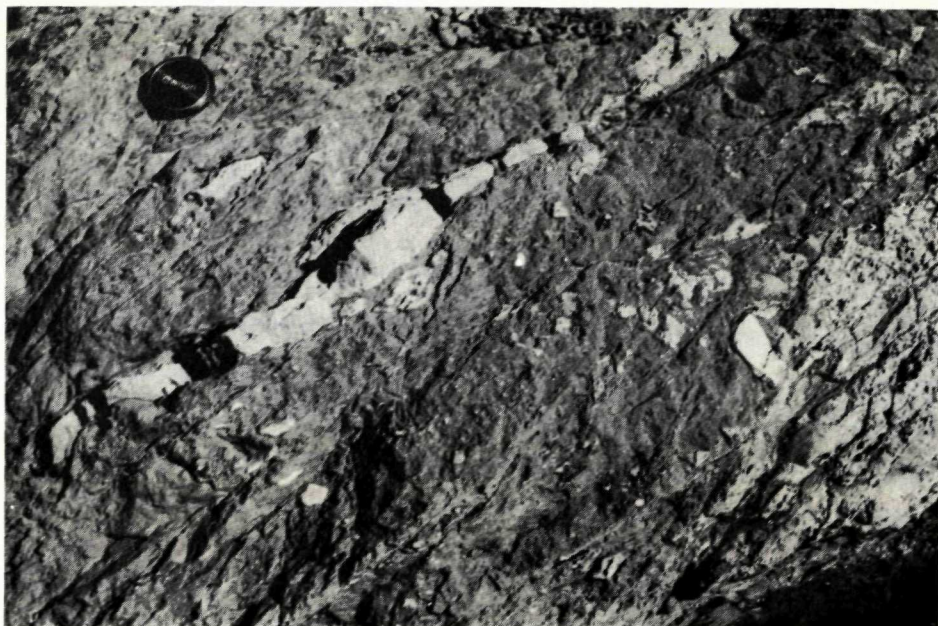


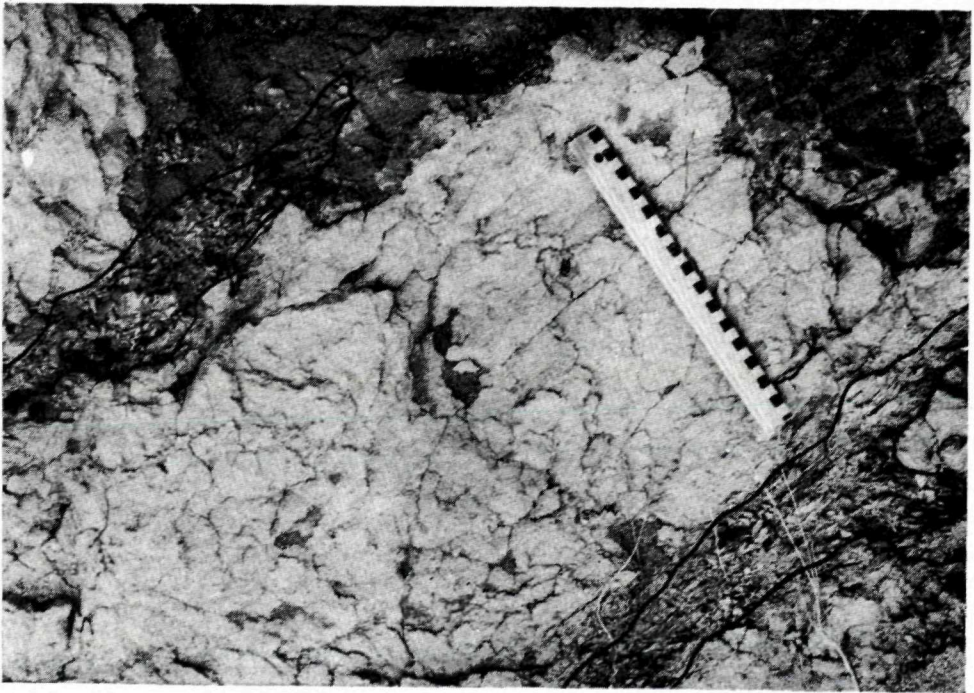


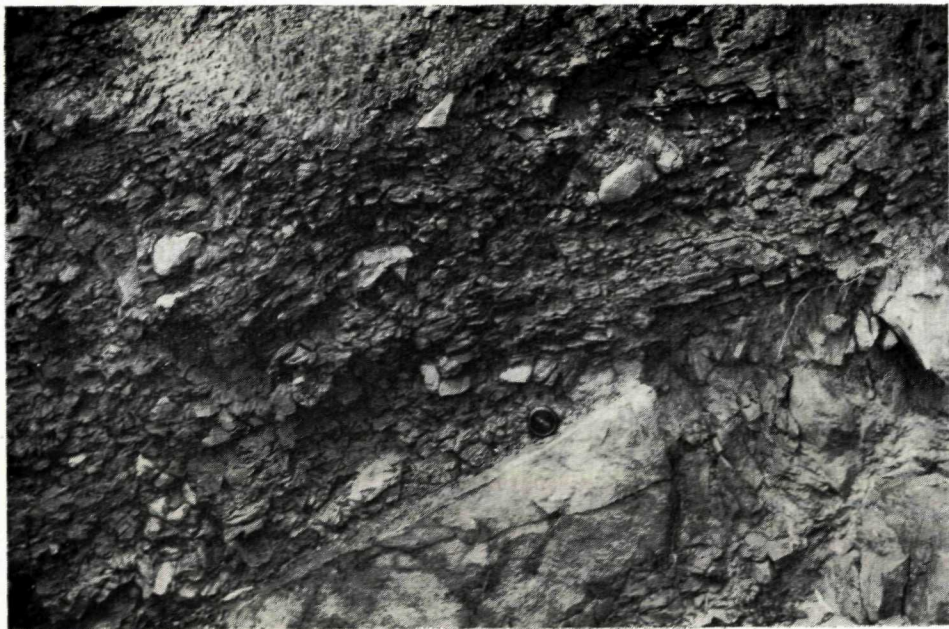


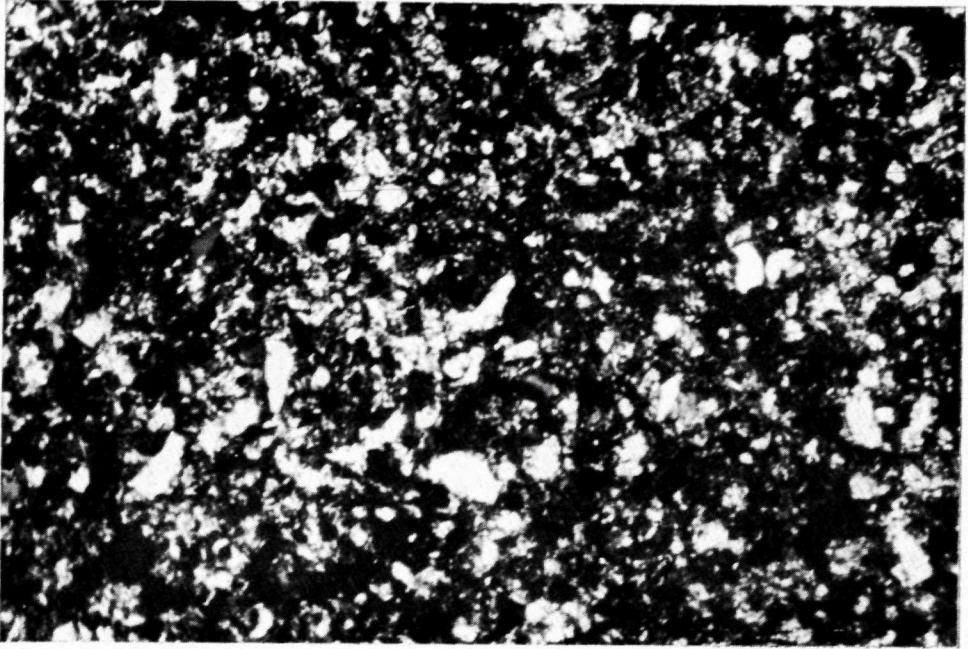


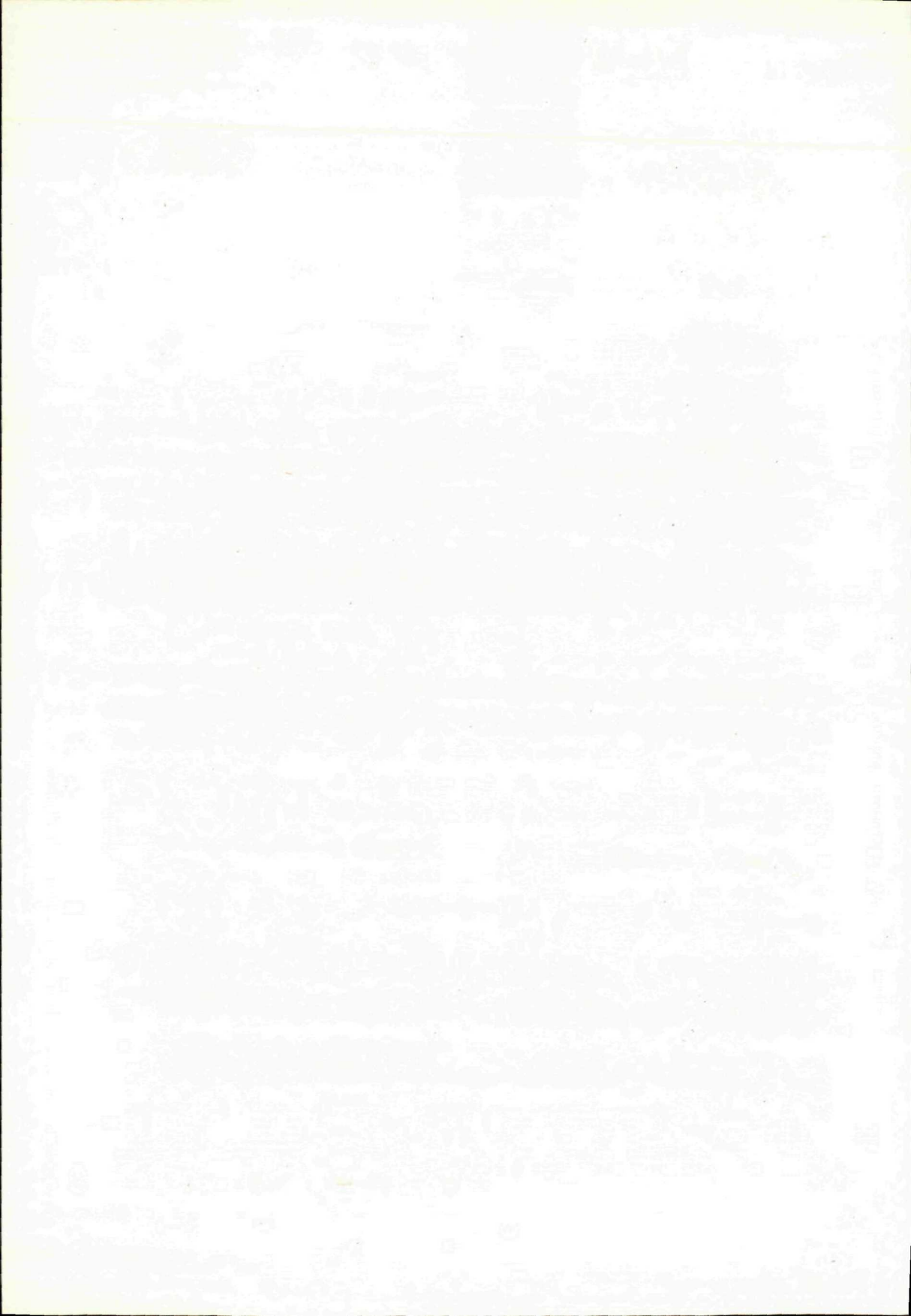






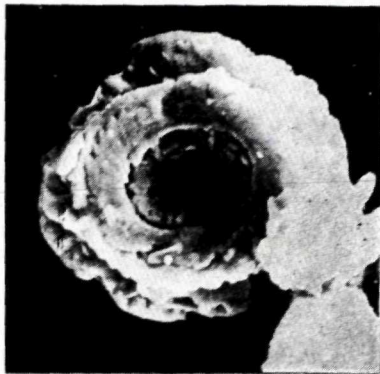




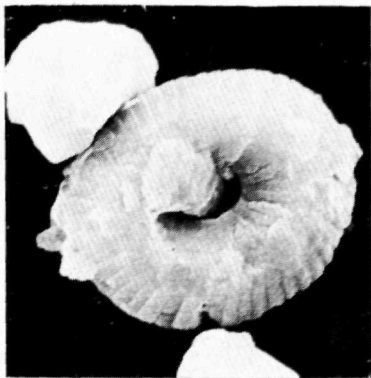




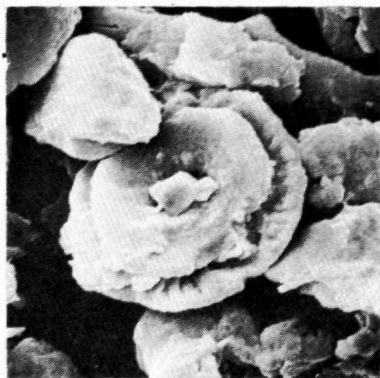
1



2



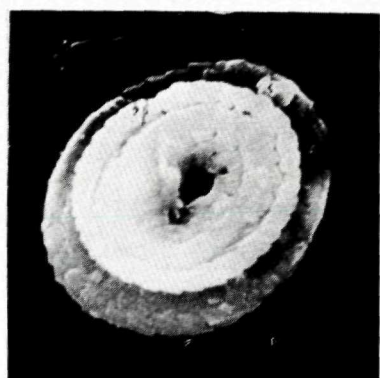
3



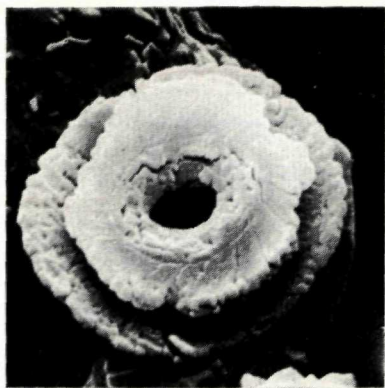
4



5



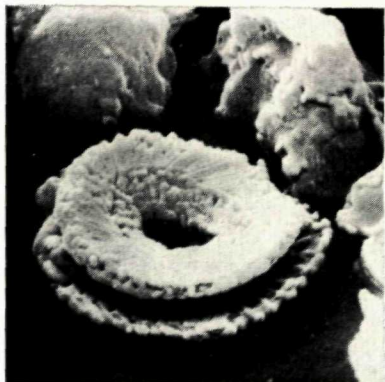
6



1



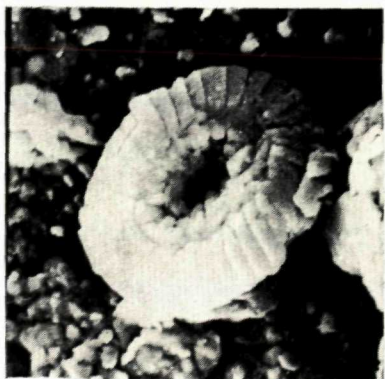
2



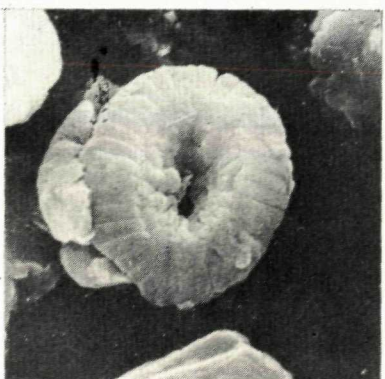
3



4



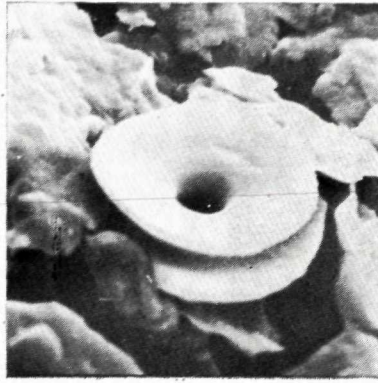
5



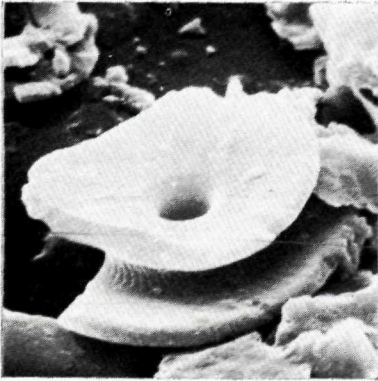
6



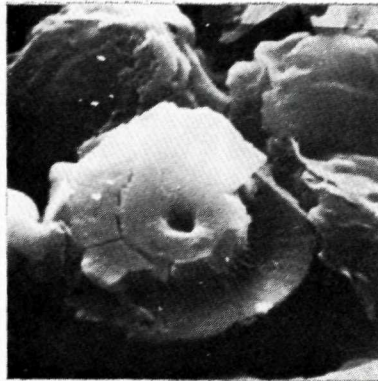
1



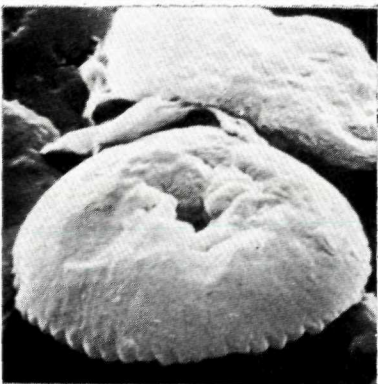
2



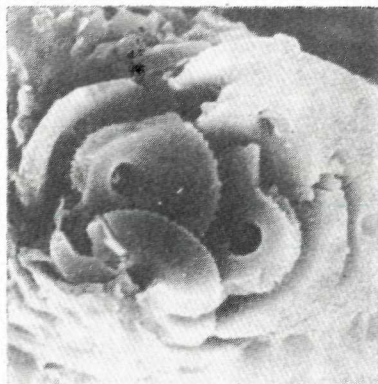
3



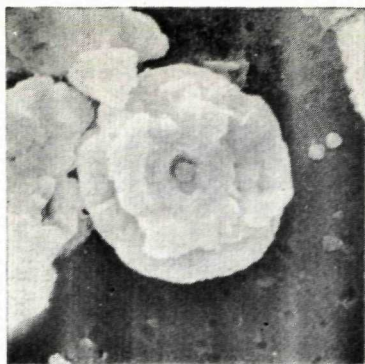
4



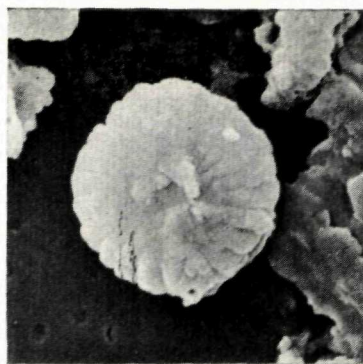
5



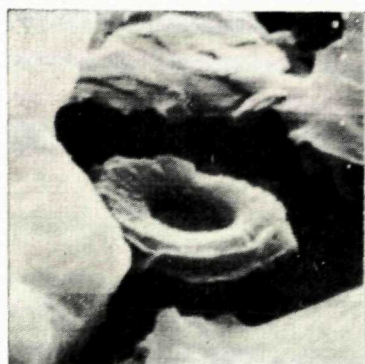
6



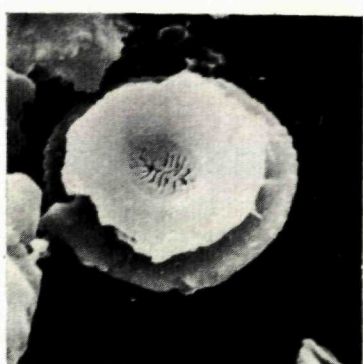
1



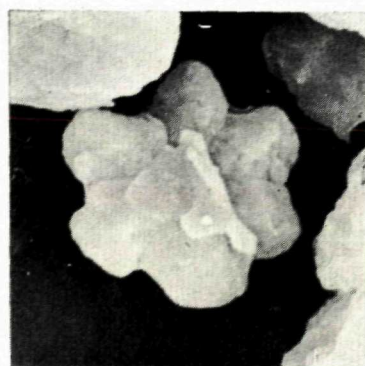
2



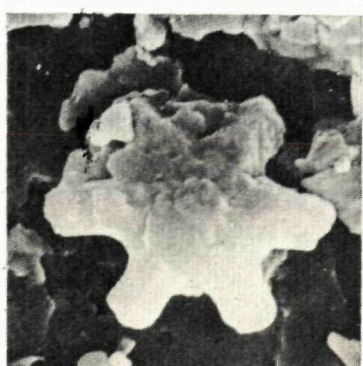
3



4



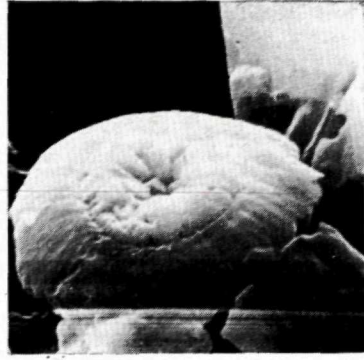
5



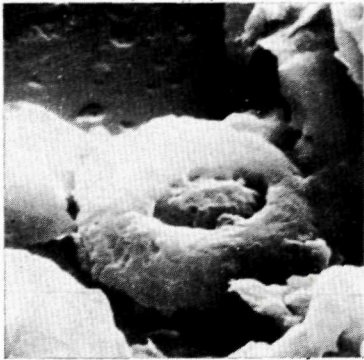
6



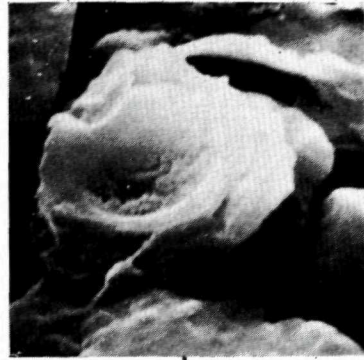
1



2



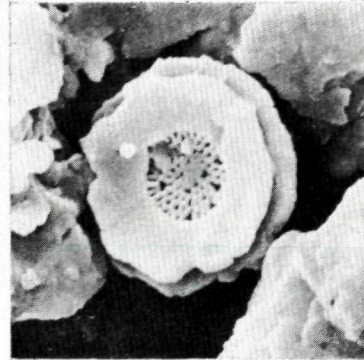
3



4



5



6

