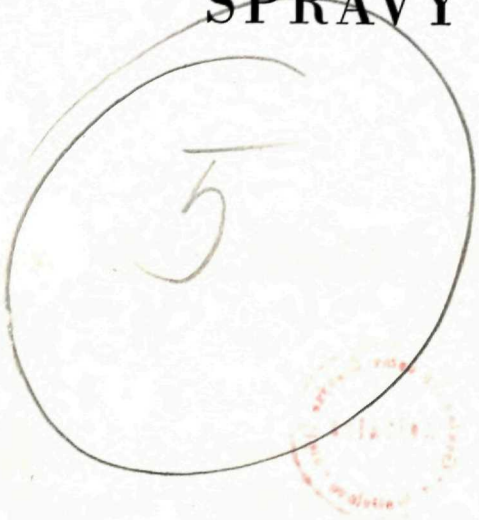
1 B 19 c

GEOLOGICKÉ PRÁCE

64/70

SPRÁVY 50



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1969

REDAKČNÁ RADA:

Dr. Augustín Began, CSc., dr. Edita Brestenská, dr. Oto Fusán, CSc., dr. Jozef Gubáč, Ing. Eugen Kullman, CSc., dr. Ondrej Samuel, CSc. (predseda redakčnej rady), dr. Laurenc Snopko, CSc., Ing. Ján Slávik, CSc.

VEDECKÝ REDAKTOR:

Dr. Ondrej Samuel, CSc.

1B19c

Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave Knižnica

32.-kčs

64/1970

© Geologický ústav D. Štúra, Bratislava 1969

OBSAH — CONTENTS — INHALT

1. Nemčok A.: Deformácie horských svahov — Mountain—Slope Deformations *(Pl. I—XII)* 5
2. Plička M.: Puklinatosť godulských vrstev v opěrném vrtu Staré Hamry 1A v Moravskoslezských Beskydech — Jointing in the Godula beds of the structural test borehole Staré Hamry 1A in the Moravian—Silesian Beskydy Mts. *(Pl. XIII—XVI)* 21
3. Kullmanová A. — Kochanová M. — Snopková P. — Samuel O.: O dvojakom veku „lunzských vrstiev" v podloží neogénu Viedenskej panvy — Zum Alter der Lunzer Schichten im Untergrund des Neogens vom Wiener Becken *(Taf XVII—XX)* 51
4. Gašparík J.: Podložné série neogénu Hornonitrianskej kotliny — Über die Untergrundserien des Neogens im Oberneutra—Tal 65
5. Rudinec R.: Poznámky k podložiu východoslovenskej neogénnej panvy — Bemerkungen zum vorneogenen Untergrund im Ostslowakischen Becken 71
6. Štohl J.: Veková a štruktúrno-geologická pozícia šobovských kremencov *(tab. XXX)* 81
7. Janáček J.: K stratigrafickému postavení a paleogeografii tortonského obzoru kamenné soli ve východoslovenské pánvi — Zur stratigraphischen Stellung und Paleogeographie des tortonischen Salzhorizontes im Ostslowakischen Becken 93
8. Janáček J.: Nové stratigrafické poznatky o pliocenní a pleiostocenní výplni centrální části Podunajské nížiny — Neue Ergebnisse über die Stratigraphie der jüngeren Sedimentfüllung im zentralen Donaubecken 113
9. Pevný J.: Middle Jurassic Brachiopods in the Klippen Belt of the Central Váh valley *(Pl. XXVII—XXIX)* 133
10. Czabalay B. L.: Gastéropodes du Sénonien en Slovaquie *(Pl. XXI—XXII)*. 161
11. Gašparík J.: Genéza piesčitých sedimentov v Turčianskej kotline a ich využitie 171

12. **Správy — Diskusia:** Kotásek J. — Krs M.: Detailní paleomagnetické studium permo-triasových hornin u Malužiné. — Eliáš K.: Dekrepitácia plyno-kvapalných uzavrenín vo vákuu. — Vaškovský I. — Karolusová E.: Prvý nález vulkanického popola v spraši ach komjatickej tehelne. — Lexa J.: Možnosti výskytu ryžovísk v alúviu Kremnického potoka. — Němejc F. — Knobloch E.: Spodnomiocenní květena z Lipovan u Lučence. — Lehotayová R. H.: Použitie elektrónovej mikroskopie v paleontológii pri výskume nanoplanktonu (*Tab. XXIII—XXVI*) 179

ARNOLD NEMČOK — JAROSLAV PAŠEK

DEFORMÁCIE HORSKÝCH SVAHOV

Abstrakt: Článok pojednáva o neobvyklých rozsiahlych gravitačných deformáciách vo vysokohorských rajónoch, ktoré postihujú skalné horniny, hlavne kryštalické bridlice, vo svahoch do hĺbok niekoľko sto metrov, v dĺžke aj niekoľko kilometrov; svahy sú porušené vo výške mnoho sto metrov od hrebeňov do dna údolí. Tieto deformácie vzbudili zvýšenú pozornosť až po katastrofálnom zrútení horského svahu do priehrady Vajont. Mimoriadnu pozornosť týmto deformáciám venovali hlavne rakúski geológovia. Tieto javy sú známe aj z južných Alp Nového Zealandu a v horskom masíve Chamar—Daban pri Bajkalskom jazere. Gravitačné deformácie horských svahov sa najvýraznejšie prejavujú pozdĺž hrebeňov hlbokými ryhami, skalnými stupňami, zdvojenými hrebeňmi. Preto neušli pozornosti našich geomorfológov, ktorí ich popísali z hrebeňov západnej časti Vysokých a Nízkych Tatier a z Malej Fatry. Ich vznik však pripisovali iným činiteľom — účinkom mrazu, ľadu a pod., ktoré sa na tvorbe gravitačných deformácií zúčastňujú len ako druhotní činitelia. Autori v článku uvádzajú na správnu mieru vznik gravitačných deformácií v slovenských Karpatoch. V Západných Tatrách zistili 33 lokalít porušených gravitačnými deformáciami. Mechanizmus porušenia podrobnejšie preštudovali na hrebeni Žiarske sedlo — Smrek, Rázstoka, Grešová, Poľská a Liptovská Tomanová.

Niektoré skalné hrebene a strmé svahy vysokých pohorí sú porušené rozsiahlymi deformáciami neobvyklého typu, ktoré postihujú horniny vo svahoch do hĺbok niekoľko sto metrov, v dĺžke kilometrov, a to aj vo výške mnoho sto metrov od hrebeňov až do dna údolí. Tieto zjavy boli sledované v geologickej literatúre, najmä rakúskej, už dávno. S ich vysvetlením si mnohí autori nevedeli rady, a označovali sa rozlične. Svojím rozsahom zvádzali k zaradeniu do tektonických javov (*svahová tektonika* — *Hangtektonik*; Sander — 1948). Morfologicky sa najnápadnejšie prejavujú v hornej časti horských svahov výskytom priebežných hlbokých trhlín, spôsobujúcich niekedy rozdvojenie hrebeňa [odtiaľ označenie *Doppelgrate* — Paschinger (1923, 1928), Stini (1926), Höhl (1953); *Bergzerreissung* — Ampferer (1939), Stini (1941);

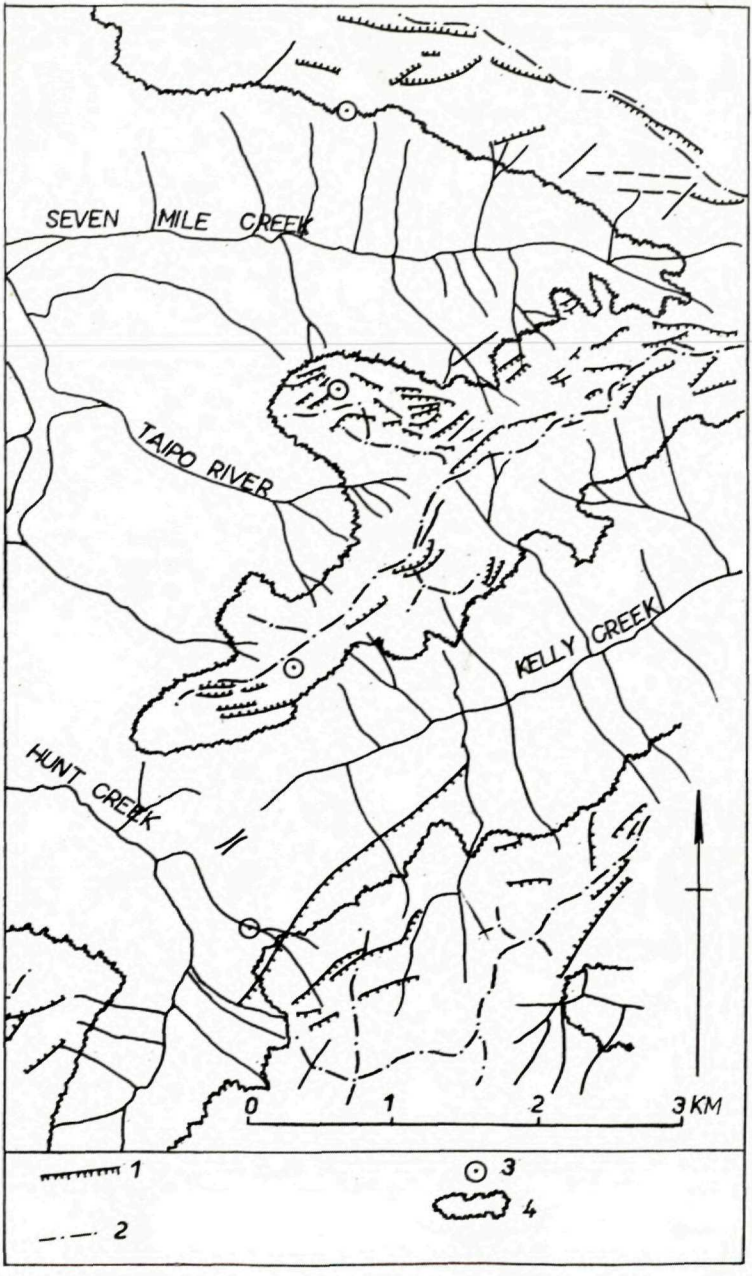
poslední dvaja spodnú časť označovali ako *Talzuschub*, čo môže budiť dojem, že ide o dva rôzne javy].

V južných Alpách Nového Zealandu, hlavne v pohorí Kelly Range a Arthur Pass študoval podobné javy Beck (1967). Na južnom ostrove Nového Zealandu sa vyskytujú aj v SZ časti pohoria Nelson (hrebene Paparoa Range), a pravdepodobne aj v južnej časi severného ostrova Nového Zealandu. *Zlomové ryhy* — ako ich autor nazýva — sa vyskytujú hlavne v oblastiach budovaných z málo odolných greywackov, argilitov, kryštalických bridlíc chloritovej a biotitovej zóny. V ortorulách, pararulách, granitoch a horninách staršieho paleozoika sa vyskytujú zriedkavo. Bývajú až 1 km dlhé a 10 m hlboké. Podstatná časť týchto rýh prebieha paralelne s hrebeňmi nad pásmom lesa (pozri obr. 1).

Podobný typ deformácií je známy aj v seizmickom rajone (9—10° MCS), budovanom z biotitických pararúl a tektonicky porušených granitov južne od Bajkalského jazera, hlavne na severnej časti horského hrebeňa Chamar—Daban, ktoré popísal Chromovskich (1964). Morfologické formy sú tu zhodné s deformáciami zistenými v rakúskych Alpách, na Novom Zealande i v slovenských Karpatoch: v hrebeňových oblastiach vodných predelov sa nachádzajú priamočiare alebo „kosákovité" ryhy, prebiehajúce po jednom svahu. Línie vodných predelov bývajú dvakrát preseknuté zosuvnými trhlinami, predstavujúcimi ryhy o dĺžke do 600 m, šírke do 25 m a hĺbke do 8—10 m. Masy skalných hornín sa zosúvajú vo forme blokov po systémoch tektonických a diagenetických puklín i po plochách vrstevnatosti a bridličnatosti. Vo vyklenutých frontálnych častiach zosunov sa v rozdrobených horninách, ktoré nie sú schopné sa dlho udržať na strmých sklonoch, formujú suťové kužele.

Pretože ide o seizmickú oblasť, považuje autor za hlavnú príčinu týchto deformácií zemestrasenie. V dobách seizmického pokoja pokračuje pohyb más vo forme *hlbinného lezenia* (glubinnaja polzučesť — creep), ktoré sa prejavuje neveľkým stlačením skalných blokov pod vplyvom „inerčných a gravitačných síl". Autor preto nazýva tieto deformácie *seizmicko-gravitačnými* a pripomína, že berie do úvahy súvislosť zosuvných javov nielen s mocnými podzemnými ostrasmi, ale aj so všeobecným regionálnym vyzdvihovaním bajkalského vysokohorského pásma.

V posledných rokoch sa s nepríjemnými dôsledkami týchto javov (následkom i len čiastočnej ich aktivizácie) stretla výstavba vodných diel. Preto vzbudili náležitú pozornosť hlavne po katastrófe *vo Vajonte*. Hlavne v rakúskych Alpách sa im venuje značná pozornosť v súvislosti s problémom stability svahov v zátopných oblastiach budovaných priehrad. Clar (1965) a Zischinsky (1966, 1967) tieto procesy zaraďujú ku gravitačným pohybom. Na rozdiel od *zosúvania* (Gleitung) ich označujú ako „*Sackung*".

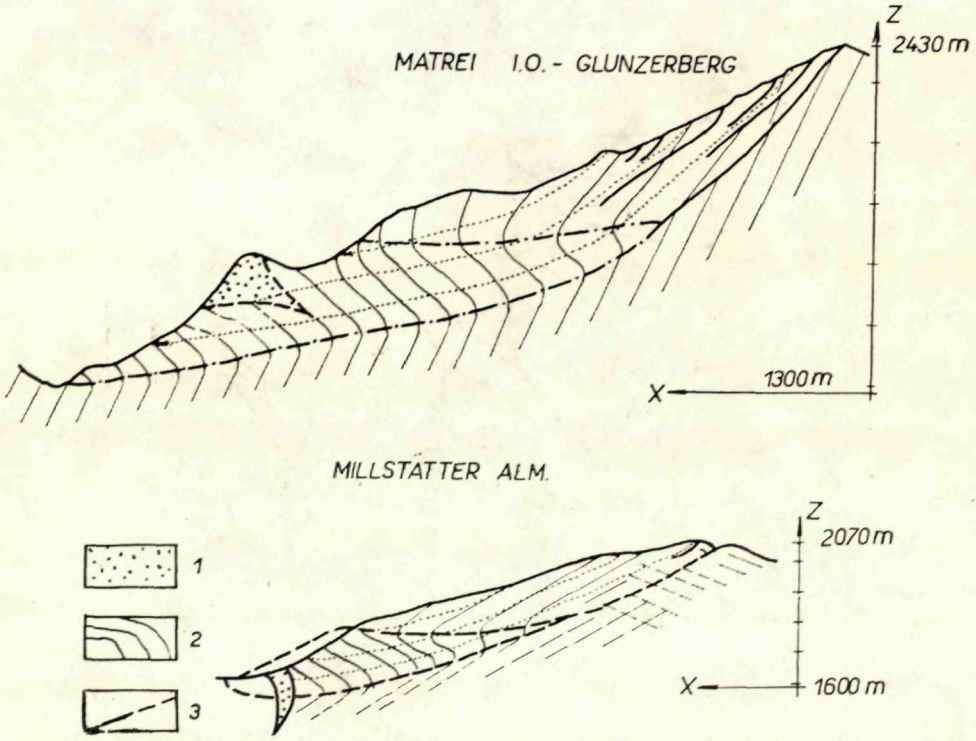


Obr. 1. Prehľadná mapa priebehu zlomových rýh v pohorí Kelly Range v južných Alpách podľa A. C. Becka. 1 — priebeh a smer sklonu zlomových rýh; 2 — hrebeňové línie; 3 — miesta zhotovenia leteckých snímok; 4 — hranica lesov.

Fig. 1. Map showing distribution of scarps on Kelly Range, Arthurs Pass (after A. C. Beck). 1 — Fault Scarps showing downthrow, 2 — Ridge lines, 3 — Air photograph centres, 4 — Bushline.

Tento proces (Sackung), slovensky by sa dalo provizórne povedať *hlbinné ohýbanie hornín*, prebiehal v údoliach prehĺbených ľadovcom, kde obidva údolné svahy boli hlboko podrezané a tým bola znížená ich stabilita; potom dochádzalo k pomalej stabilizácii, a to procesom, ktorý má povahu pomalej hlbinnej plastickej deformácie (creep), a ktorému podliehajú i pevné skalné horniny. Tieto deformácie postihujú svahy tvorené len určitými typmi hornín, ktoré majú obdobné pevnostné a reologické charakteristiky (hlavne pararuly, svory, fylity, migmatity, diaftority a mylonity). Vo väčšine prípadov sú vrstvy v pôvodnej polohe strmo vztýčené a týmto procesom sa ohýbajú akoby obrovským hákovaním. Pritom spravidla nevznikla v celom rozsahu deformácie šmyková plocha, ale k deformáciám dochádza po diferenciálnych ploškách vo vnútri porušeného masívu (pozri obr. 2).

Porušenie stability a jej následné vyrovnávanie začína v mieste jej naj-



Obr. 2. Profily svahmi hrebeňa Putzkögele pri osade Matrei a hrebeňa Millstätter Alm pri obci Radenthein v rakúskych Alpách podľa U. Zischinského. 1 — masívne karbonáty; 2 — priebeh mechanicky odlučných plôch; 3 — potenciálne a vytvorené šmykové plochy.
Fig. 2. Sections of the slopes of the ridge Putzkögele (Matrei) and Millstäter Alm (Radenthein) in Austrian Alps (after U. Zischinsky); 1 — massive Carbonate rocks, 2 — mechanical effective sets of discontinuities, 3 — potential and developed sliding planes.

Príl. 1. **Prehľadná mapa výskytov gravitačných deformácií v Západných Tatrách.**
1 — ryhy, skalné stupne — výchozy šmykových plôch v hrebeňových oblastiach; 2 — svahy porušené gravitačnými deformáciami.

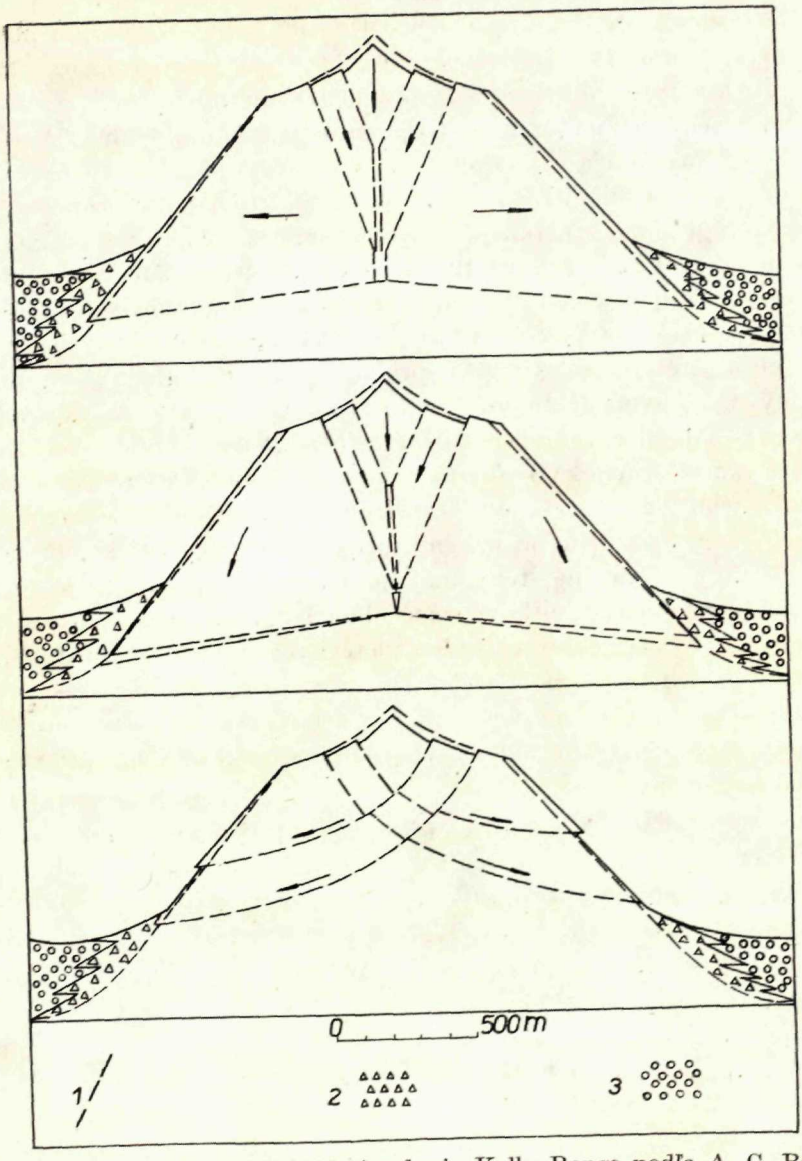
Encl. 1. **Map showing distribution of gravitational deformations in areas of the Western High Tatras:**
1 — scarps, furrows i. e. outcrops of shear planes and cracks, 2 — slopes disturbed by gravitational deformations.

väčšieho oslabenia, t. j. v dolnej časti svahu pozdĺž hrany vysunutej nad dnom údolia vyhĺbeného ľadovcom. Deformácia sa tu prejavuje stlačením a zhrnutím hornín, poprípade ich nahrnutím do vytlačených valov. Údolie býva nápadne zúžené. Zhrnuté valy deformujú jeho prírodnú ľadovcovú formu písmena U. Miestami možno vo východoch sledovať *gravitačné „zvrásnenie"* vrstiev do mierne vyklenutých antiklinál a synklinál. Dominujúci prvok, podľa ktorého sa dá geologickými metódami zostrojiť obraz ohýbania svahu, sú *S — plochy foliacie* a ich orientácia vzhľadom k neporušenému podložiu. Vyššie vo svahu sú deformácie morfologicky zreteľnejšie; uvoľnením päty svahu sa smerom nahor zväčšujú možnosti transportu. V hornej časti svahu potom môže pohyb dosiahnúť max. rozsah, pretože tu nastáva kvalitatívna zmena: pohyb sa deje už po šmykových plochách, využijúc strmo uklonené plochy deliteľnosti ako predurčenej šmykovej plochy. Preto sú morfologické tvary týchto javov na hrebeňoch najzreteľnejšie. Obvykle priamo na hrebeni, alebo pod ním je svah roztrhaný výraznými trhlinami, predstavujúcimi odkryv šmykových plôch. Pohybom pozdĺž nich vznikli pozdĺžné *odlučné steny*, sledujúce pararelne prebiehajúce skalné stupne. Vo väčšine prípadov prebiehajú trhliny až za hrebeň do odvráteného svahu, takže pohyb zasiahol i vlastný hrebeň, rozdvojený alebo rozčlenený takto pozdĺžnymi ryhami (príp. mohutnými priekopovými depresiami). Trhliny a odlučné steny mávajú vo svahu typický pôdorys v tvare podkovovitých oblúkov, cirkov, jasne obmedzujúcich zhora porušené svahy. Tieto poruchy bývajú dobre viditeľné z leteckých snímok, lebo vznikajú väčšinou vo výškach nad pásmom lesov. Horniny v porušenom pásme nenesú na prvý pohľad znaky veľkého porušenia. Ponechávajú si svoju textúru; sú uvoľnené, nakyprené, smery a sklony vrstevnatosti či bridličnatosti značne nepravidelné.

Kým v dolnej časti svahov nachádzame jasné prejavy ohýbania — *hlbinného creepu*, odkryvy šmykových plôch v hornej časti svahov a na hrebeni svedčia o tom, že ide o *počiatok zosúvania*. Povrchným pozorovaním môže vzniknúť dojem, že ide o dva javy; je to však jeden proces typu hlbinného ohýbania.

Beck (1967) vylučuje možnosť kontinuálneho porušenia, t. j. ohýbania hornín a tvorenia gravitačných vrás v takých krehkých skalných horninách. Deformácie v južných Alpách na Novom Zealande považuje za „fakticky pasívne" rozpadanie a diskontinuálne posúvanie blokov ako výsledok účinkov gravitácie v ľadovcovom reliéfe.

Typický morfologický profil pre väčšinu horských hrebeňov južných Álp vymodelovaný ľadovcom má tvar podobný pagode. V tomto profile na základe extrapolácie smerov a sklonov šmykových plôch zostrojil Beck tri možné riešenia mechanizmu deformácie (pozri obr. 3). Predpokladá, že po ústupe ľadovcov, ktoré vypĺňali údolia, sa stal horský hrebeň prinajmenšom poten-



Obr. 3. Schematické profily hrebeňmi pohoria Kelly Range podľa A. C. Becka. Tri alternatívy ukazujú mechanizmus tvorenia rýh. 1 — šmykové plochy; 2 — fanglomeráty; 3 — štrky.

Fig. 3. Sections showing alternative mechanism for formations of scarps (after A. C. Beck) 1 — Fault planes, 2 — Fanglomerate, 3 — gravel.

ciálne nestabilný, a že sa priebehom času najvyššia časť takého hrebeňa — pravdepodobne diskontinuálne — *zrútila vo forme klinových blokov*. Pri prvej alternatíve sa bočné bloky pohli horizontálne, smerom do údolí a vrcholové časti hrebeňa poklesli vo forme klinov smerom nadol do uvoľneného priestoru. Druhá alternatíva predpokladá *rotačný pohyb periférnych blokov hrebeňa*, spojený so zaklinením vrcholových blokov smerom do vnútra masívu, a konečne tretia *zosunutie blokov hrebeňa po križujúcich sa šmykových plochách*, smerujúcich do obidvoch údolí (poslednú alternatívu považuje za málo pravdepodobnú).

Charakter deformácií horských hrebeňov a svahov najlepšie ozrejmí niekoľko prípadov z rakúskych Álp.

Na strmom svahu chrbta Millstäter Alm, S od obce Radenthein (Kärnten), asi na kóte 1 600 — 1 700 je otvorené ložisko magnezitu, sčasti dobývané povrchovým lomom, sčasti po banícky. Ťažba sa tu od samého začiatku stretávala s nepriaznivými geologickými pomerami. Vlastné ložisko i okolité horniny (granatické svorové ruly) sú postihnuté rozsiahlymi deformáciami. Kým v širokom okolí sú vrstvy monoklinálne strmo vztýčené, v tejto časti svahu sú výrazne ohnuté smerom po svahu; výsledná deformácia sa podobá mohutnému hákovaniu vrstiev siahajúcemu až do hĺbky okolo 200 m pod povrchom. Deformácie tu boli odkryté lomom; celkový geologický profil bol doplnený z dokumentácie štôlní a šachiet.

Porušený svah má výšku 450 — 600 m, priemerný sklon 18°. Deformácia svahu sa najvýraznejšie prejavuje v hrebeni, ktorý je v dĺžke asi 1 km zdvojený priekopou, 25 m hlbokou a až 120 m širokou. Svah pod ňou je rozdelený výraznými trhlinami na dva čiastkové oblúky — cirky. V dolnej časti severnejšieho oblúka sú zreteľné „vyvrásnené" valy, niekoľko metrov vysoké, vyklenuté nad paralelnými depresiami. V odkryvoch možno sledovať postupné zmeny v sklone vrstiev a z nich vykonštruovať čiastkové „vrásy" o polomere zhruba 10 m. Ide o fosílny zjav; k pohybu došlo v údolnom svahu, podrezanom ľadovcom, ktorého roztopením svah stratil oporu. Niet dôkazov, že by pohyb pokračoval podnes. Mimoriadne tlakové pomery v štôlňach však nasvedčujú na doznievanie tohto pohybu.

Otvorením lomu a vyťažením ložiska sa vo svahu nad lomom porušila stabilita časti rozvoľnených hornín. Do pohybu sa dostalo asi 30 mil. m^3 hornín obmedzených asi 300 m nad lomom radom stále sa otvárajúcich trhlín. Pohyb sa geodeticky sleduje. Aj keď ide (v porovnaní s celým porušeným masívom) o povrchové zosúvanie, jeho rozmery sú také veľké, že sa nedá uvažovať o jeho sanácii. Preto bola práca v lome zastavená, a ťažba sa obmedzila len na podzemie, ktorého vstupy a objekty sa vybudovali mimo dosah možného zosunutia. V stenách lomu sa dá dobre pozorovať rozvoľnenie a nakyprenie hornín fosílnymi deformáciami. Steny sa zavaľujú, horniny rýchle rozpadajú.

Vo východnom Tirolsku, SV od obce Mattrei je ďalší takýto príklad (pozri obr. 2). Južné svahy Putzkögele (2 430 m), budované svormi a fylitmi, sú v širokom rozsahu porušené. Tesne pod vrcholom porušujú svah (o sklone priemerne 29°), strmé (60°) odlučné steny, zakrivené do podkovovitého pôdorysu. V údolnej časti sú svahy nápadne vyklenuté. V eróznej strži potoka hlboko zarezaného do porušených hornín možno sledovať zmeny v uložení hornín. V oblasti vrchola vystupujú, rovnako ako všade v okolí, strmo uklonené plochy bridličnatosti (60° po svahu). Pozdĺž potoka sa však sklony menia až na 30 — 60° do svahu. Tu je teda dokonale preukázané zložité ohýbanie vrstiev

do hĺbky 200 až 300 m. V dolnej časti svahu vo vypuklom čele sú svahy podnes značne nestabilné. Svedčia o tom početné zosuny.

Tieto zjavy môžu byť nebezpečné v brehoch údolných nádrží napr. v zátopovej oblasti vodného diela Gerlos — Durlassboden, kde skalná hrádza bola vybudovaná v nepriaznivých pomeroch. Obidva údolné svahy nesú stopy porušenia rôznymi svahovými pohybmi. Pravé krídlo hrádze bolo založené na zosunuté bloky hornín, pod ktorými sa vrtmi zistilo 130 m prehĺbené údolie vyplnené riečnymi náplavami. Už pri projektovaní bolo známe, že brehy tejto nádrže sú málo stabilné. Po katastrófe na Vajonte vznikli aj tu obavy; povolenie na napustenie hrádze sa dalo až po preskúmaní stability svahov. Ako podklad pre riešenie zmapoval zátopnú oblasť v mierke 1:10 000 Zischinsky. V mape podrobne analyzoval morfologické formy a rozlíšil celý rad svahových javov.

V pravom svahu nad hrádzou ide znovu o rozsiahle ohýbanie vrstiev, inde o bežné zosúvanie sutín a zvetralín. Svahy sa geodeticky sledujú.

Podobná situácia je i na vodnom diele Gepatsch v údolí Kaunertal. Nádrž ohrozujú svahové pohyby. Hrádza typu Rockfill, 153 m vysoká, je vybudovaná v hlbokom horskom údolí. Nebezpečný je ľavý svah tvorený pararulami. Na hrebeni nad svahom aj na leteckých snímkach vidno výrazné zdvojenie chrbta, rad pararelných trhlín a stupňov vo svahu. Dno údolia je v úseku 2 km dlhom zúžené zo 450 m na 150 m. Z morfológie svahu vyplýva, že okrem mohutného ohýbania vrstiev vznikol v dolnej časti svahu aj zosun, ktorého vek sa podarilo určiť rozborom C^{14} z kusa dreva vo vrte pod zosunutými hmotami, ktoré je staré 4 000 rokov.

Tu sa obavy potvrdili, pretože asi mesiac po napustení nádrže (v septembri 1964) sa vo svahu objavili nové trhliny a na pozorovacích bodoch bol nameraný pohyb. Nádrž sa preto vypustila a zatiaľ sa nenapúšťa na plné vzdutie. Pre štúdium pohybov sa začalo s detailným geologickým prieskumom svahu a meraním pohybu. Do svahu sa vyrazili štyri štôlne až 240 m dlhé a vyhĺbili sondy. Vrty prešli zosunutým materiálom, podarilo sa v nich preukázať šmykovú zónu reaktivizovaného zosunu.

Pohyb sa sleduje jednak geodeticky na povrchu, jednak mechanickým zariadením vo štôlňach pomocou meracích drôtov a hadicovej vodováhy.

Podobné javy sa môžu vyskytovať aj v iných vysokohorských oblastiach s podobnými geologickými a geomorfologickými pomermi; v ČSSR je to oblasť *Vysokých a Nízkych Tatier, Malej Fatry a ďalších jadrových pohorí*. Geológovia mohli morfologické formy týchto zjavov interpretovať ako prejavy tektoniky, ktoré mohli značne komplikovať ich pracovné hypotézy, ale inakšie sa s nimi bližšie zaoberať nemuseli. Za to však geomorfológovia popisujú niektoré zvláštne morfologické formy, iste spôsobené gravitačnými procesmi.

V Liptovských holiach si podobné zjavy všimol Lukniš (1-964), ktorý ich hodnotil ako *formy mrazového zvetrávania*. Z hrebeňa Zábrate (1 700 m), vytvoreného ako hladký neširoký chrbát podťatý z obidvoch strán ľadovcovou činnosťou, popisuje „jazvy" — dlhé úzke zníženiny, založené na trhlinách, hlboké 1,5 — 3,0 m, v ktorých bývajú jazierka a bariny. Smery jazev odpovedajú celkovým tektonickým smerom. Prebiehajú buď priamo alebo zalomene podľa tektonických puklín. Pozdĺž trhlín sú stupienky zníženiny; jeden z nich je zvlášť nápadný, strmý, vytvárajúci až 7 m vysoký skalný svah. Podľa Lukniša sú známe tieto zjavy v silne stlačených sericitických rulách s bridličnatým rozpadom. Stretol sa s nimi aj inde v Liptovských holiach, ale i v Malej Fatre a v pohorí

Babej Gory. Vysvetľuje ich roztváraním trhlín na tektonických poruchách mrazom. Hrebeň Zábrate je však celkom určite porušený gravitačnými deformáciami.

Mazúr (1964) si všíma rozpadu hrebeňov v Malej Fatre a popisuje tzv. *združené hrebene* na bridliciach keupra.

Kunský (1954) popisuje medzi iným formy, ktoré označuje ako *puklinové alebo skalné cuesty*, ktoré zreteľne vidno i v mapách 1:25 000. Na plochých hrebeňoch a v sedlách západnej časti Nízkych Tatier vystupujú nápadné skalné steny, až 3 m vysoké, ktorých čelá sú vždy strmé. Ich úpätie je lemované osypmi. Pred čelom paralelne prebiehajú pozdĺžne depresie s vlhkomilnou vegetáciou, pripomínajúce ploché pretiahnuté závrty. Smery „cuest" odpovedajú smerom puklín; vystupujú ojedinele alebo vo dvoch i viacerých paralelných radoch za sebou. Čelá „cuest" mávajú príkre sklony (65° i viac). Zvlášť nápadné sú vo veľkých formách, kedy robia dojem tektonických poklesov. Kunský vysvetľuje ich vznik postupným vsakovaním jemnejších frakcií zvetranín a ich vyplavovaním pozdĺž puklín.

Koštialik (1958) popisuje tiež formy, ktoré môžu mať súvislosť s gravitačnými deformáciami; sú to *„blokové švy"* na niektorých miestach Vysokých a Belanských Tatier, hlavne však *„združené hrebene"* na hrebeni od Košiara po Širokú. Ich vznik vysvetľuje rozširovaním puklín na mylonitových zónach po zamŕzaní vody.

Gorek (1954, 1958) zistil vo Vysokých Tatrách nápadné formy reliéfu, ktoré, ako sa ukázalo, boli prejavmi mohutných gravitačných procesov.

Na základe týchto údajov v literatúre a po zoznámení sa s gravitačnými deformáciami v rakúskych Alpách sme sa bližšie zamerali na západnú časť Vysokých Tatier. Morfologicky najzreteľnejšie sa tieto zjavy dali zistiť už pozorným štúdiom máp v mierke 1:25 000 a hlavne prehliadkou stereoskopických leteckých snímok. Takto získané poznatky sme si overili v teréne.

V západnej časti Vysokých Tatier, v Liptovských holiach sme zatiaľ zaznamenali 33 lokalít svahových deformácií typu hlbinného ohýbania (pozri príl. 1). Plošným rozsahom najväčšie sú: južný svah Salatína, JV svahy Telcáriek, JZ svahy Zábrate, záp. svahy Volovca, vých. svahy Ráztok a Smreka, sev. svah Pyšného sedla, JZ svah Grešovej, juž. svahy Smrečín, Poľskej a Liptovskej Tomanovej, Štrkov, sev. svah Kopy Kondrackej, záp. hrebene Veľkej Kopy atď.

Najvýraznejšími znakmi porušenia hrebeňových oblastí sú odkryvy šmykových plôch buď pod hrebeňmi, alebo pozdĺž hrebeňov, prejavujúce sa ako hlboké paralelné ryhy, trhliny a skalné zrázy. Najinštruktívnejšie príklady sa nachádzajú na východných svahoch Ráztoky a Smreka, na JZ svahu Grešovej a na JV svahu Poľskej a Liptovskej Tomanovej.

Masív Ráztoky a Jaloveckej Kopy

Deformácie typu *hlbinného ohýbania* vystupujú na východnom svahu hrebeňa Ráztoky a Jaloveckej Kopy, ktorý sa tiahne od hlavného hraničného hrebeňa Liptovských holí. Od tohto hraničného hrebeňa sa oddeľuje na vrchole

Baníkov (kóta 2 178) ako ostrý hrebeň, spadajúci príkrymi zrázmi na obidve strany do ľadovcových kotlov cez kótu 2 141 Prieslop, odkiaľ strmo spadá do Jaloveckého sedla (kóta 1 856). Ďalej pokračuje na JZ pomerne plochým hrebeňom cez Jaloveckú Kopu (kóta 1 937) na Ráztoku (kóta 1 947), odkiaľ sa potom rozčleňuje na niekoľko výbežkov postupne klesajúcich do doliny. Východné svahy hrebeňa sa strmo skláňajú do Žiarskeho údolia. Maximálna relatívna výška svahu z dna Žiarskeho údolia po vrchol Ráztoky je cca 800 m. Plošný rozsah porušeného svahu je 2 000 m (S—J) × 1 400 m (V—Z) (pozri obr. 5).

Morfologické porušenie a pohyb skalného masívu sa najmarkantnejšie prejavujú pozdĺž hrebeňa; menej výrazné sú deformácie v strednej a dolnej časti východného svahu Ráztoky. Ryhy a skalné stupne, predstavujúce odkryté šmykové plochy, sa tiahnu pozdĺž hrebeňa v oblúku vyklenutom smerom na západ. Začínajú sa pozvoľne vyvíjať z trhliny, ktorá prebieha po bočnom JV hrebeni Ráztoky a smerom na sever sa stáva hlbokou roklinou, v okolí Ráztoky rozčlenenou na stupňovité skalné zrázy a sústavu trhlín. Od Ráztoky smerom ku Jaloveckej Kope stupne a trhliny postupne miznú a objavujú sa znovu pod hrebeňom okolo Jaloveckého Sedla (pozri príl. 2). Porušenie svahu má teda dva oblúkovité — podkovovité vrcholy, ktoré však vzájomne korešpondujú: pod Ráztokou a pod Jaloveckým sedlom. Výšky skalných zrázov, t. j. šmykových plôch, sú max. 40—60 m. V týchto miestach mal pohyb skalných más po šmykových plochách najväčšie rozmery.

Stredná časť svahu je nepravidlene zvlnená a v dolnej časti vyklenutá smerom do údolia. Takáto nepravidelná morfológia svahu sa vytvorila na monotónnom pararulovom podklade, na ktorom sa inde (napr. na juh od popisovaného územia) vymodelovali pravidelné hladké svahy so súvislým spádom a priamočiarym odtokom povrchových vôd. Nad dnom údolia v spodnej — čelnej časti porušeného svahu, porastenej lesom, sa vytvorili početné lavinózne ryhy. Ich vznik súvisí s porušením a rozvoľnením skalného podkladu, ktorého povrchová vrstva pri zaťažení snehom sa dáva do pohybu vo forme snehovo-skalných lavín. Lavinové polia zvýrazňujú pásy zničeného lesa so skalnými stržami pri úpätí svahov. Z týchto znakov sa dá usúdiť, že ide o staré, fosílne porušenie svahu.

Geologická stavba územia je nasledovná: hrebeň Ráztoky, Jaloveckej Kopy a Prieslopu budujú granodiority a kremenné diority, ležiace subhorizontálne na zóne pozdne orogenných migmatitov. Migmatity a granodiority tvoria morfologicky vypreparovanú trosku Ráztoky a Jaloveckej Kopy, oddelenej od hlavného magmatického granitoidného telesa Jaloveckým sedlom. Strednú a spodnú časť svahu buduje komplex biotitických a dvojsľudných pararúl s polohami kvarcitických rúl.

Deformácia typu hlbinného ohýbania postihla hlavne rulový komplex. Pohyb, ktorý sa v spodnej časti v hĺbke masívu prejavil ako ohýbanie vrstiev, má v hornej časti svahu pri hrebeni (v hrebeňovej oblasti) charakter pohybu po šmykových plochách. Odkryté šmykové plochy smerujú pozdĺž styku granodioritovo-migmatitového a rulového komplexu. Úložné pomery porušenej a neporušenej časti rulového komplexu na východnom svahu Ráztoky sú zložité a nepodarilo sa nám ich dosiaľ presnejšie stanoviť, hlavne pre nedostatok odkryvov. Maximálnu hrúbku porušenia predpokladáme cca 200 m.

Masív Veľkého vrchu a Smreka

Horský hrebeň Žiarske sedlo-Smrek-Veľký vrch-Baranec a jeho východné svahy boli prvé, kde sme deformácie gravitačných procesov študovali. Tento horský hrebeň sa oddeľuje od centrálneho hraničného hrebeňa na kóte 2 125 (Plačlivé) a tiahne sa smerom k juhu, kde vrcholí najvyššou kótou 2 184 (Baranec). Jeho východné svahy, spadajúce strmo do Jamnickej doliny, sú rozčlenené tromi ľadovcovými údoliami, resp. kotlami.

Plošná rozloha porušených svahov a hrebeňa je cca 1 700 × 1 200 m, max. hrúbka porušených más cca 150 — 200 m, max. relatívna výška z bočných údolí na hrebeň 300 — 350 m (pozri príl. 3).

Deformácie sú aj tu najlepšie viditeľné na hrebeni, rozťatom hlbokými ryhami (3—7 m) a skalnými stupňami. S ohľadom na uvedené rozčlenenie hrebeňa je celkový obraz porušenia východného svahu veľmi komplikovaný. Deformácia sa sčasti podriadila tejto morfológii. Oba bočné hrebene, oddelené navzájom ľadovcovými kotlami, vystupujú staticky vo funkcii podpier; usmernili tak miestne pohyby čiastkových más medzi hrebeňmi do údolia. Hlavný smer pohybu v južnej časti hrebeňa Smreka je JV, v strednej časti hrebeňa (kóta 2 027) východný a v severnej časti smerom na SV. Prirodzene, tieto tri celky nie sú od seba navzájom oddelené, ale spolu súvisia, takže miestami prekonali masy kombinovaný pohyb po šmykových plochách vo dvoch smeroch. Takéto križovanie smeru pohybu je dobre viditeľné medzi stredným a severným úsekom hrebeňa, ktorý je rozsekaný na kryhy posunuté v dvoch smeroch: V—Z a JZ—SV (pozri príl. 3).

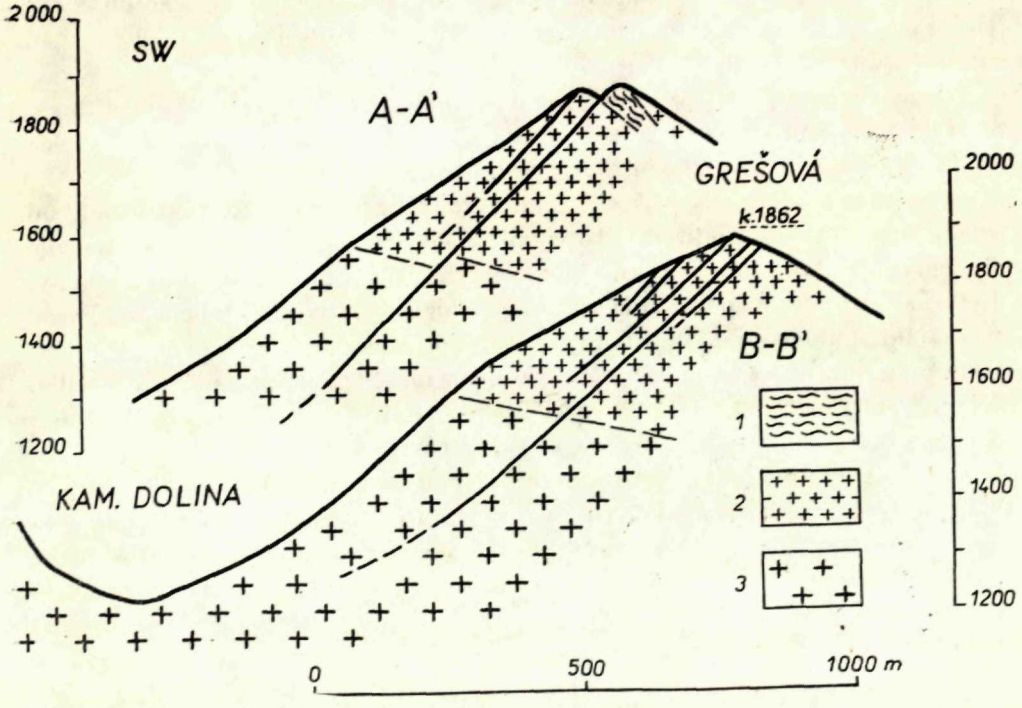
Stredné a dolné časti troch porušených celkov na východnom svahu už nevykazujú také jasné znaky pohybu a deformácie ako v hrebeňovej oblasti. V južnej časti pod Smrekom sú popresekávané pararelne prebiehajúcimi ryhami a trhlinami V—Z smeru, ktoré pokračujú po bočnom hrebeni, vybiehajúcom smerom na východ. Gravitačné deformácie postihli teda aj tento bočný hrebeň. Inakšie sú svahy celkove nepravidelne zvlnené, ich úpätie konvexne vyklenuté smerom do bočných údolí a horniny v týchto partiách silno porušené.

Presnejší obraz o porušení východného svahu hrebeňa Žiarske sedlo — Baranec môže poskytnúť len podrobný prieskum úložných pomerov (smery foliácie a lineácie) celej oblasti.

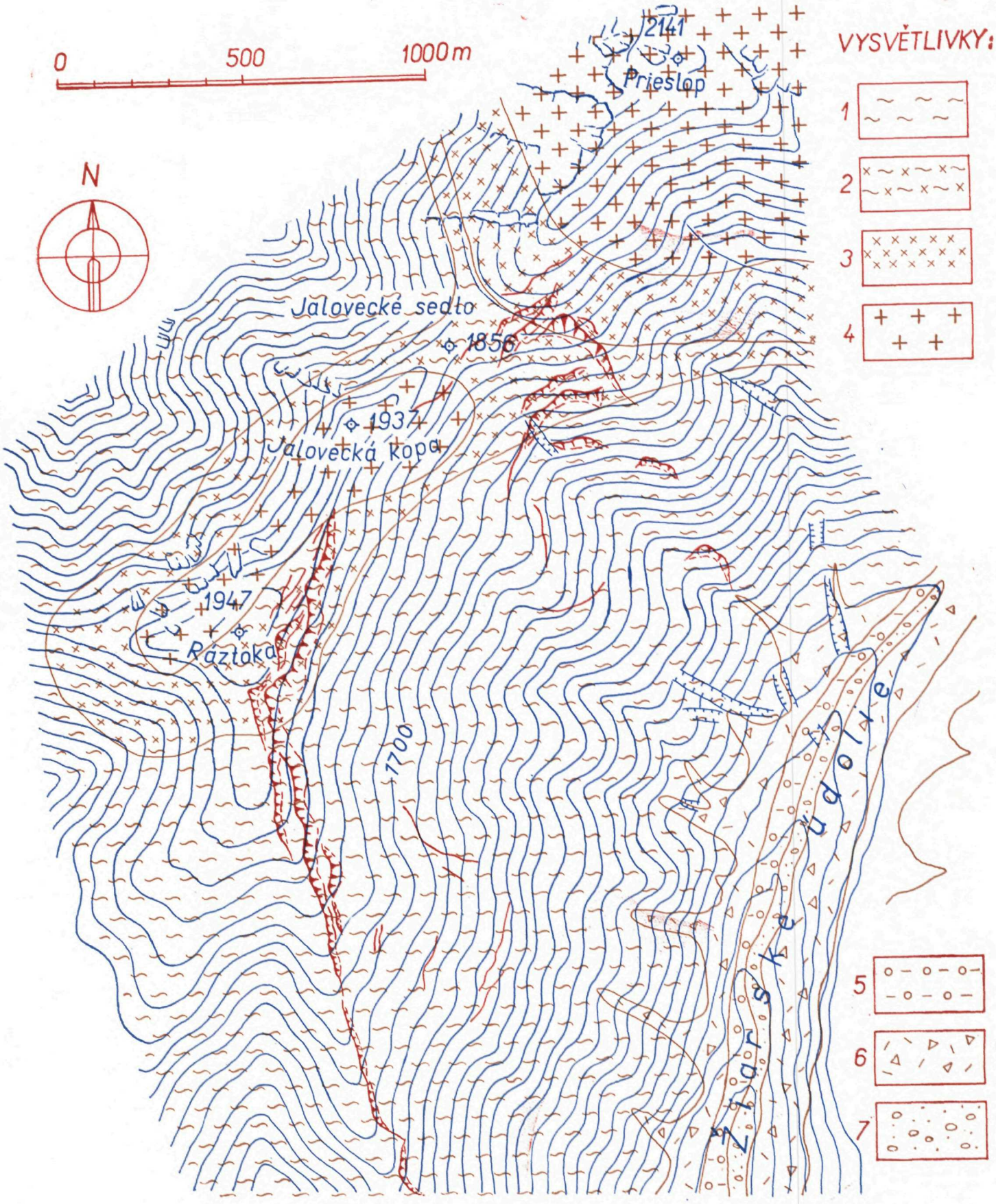
Gravitačné procesy — hlbinné ohýbanie prebehli i tu na komplexe biotitických a dvojsľudných pararúl s polohami amfibolitov, ktoré na severe hraničia s intruzívnym telesom kremenných biotitických dioritov a granodioritov hlavného hrebeňa Západných Tatier; na juhu sa ponárajú pod migmatity a granodiority masívu Veľkého vrchu a Baranca.

Horský hrebeň Grešová

Vybieha z centrálneho hrebeňa Západných Tatier od masívu Kamenistá (kóta 2 127) JJV smerom a klesá cez kóty 1 911, 1 896 a 1 862 k Podbansku. Hlbinným ohýbaním je porušený prakticky celý západný svah, vrátane



Obr. 4. Profily AA′ a BB′ jz svahom hrebeňa Grešovej.
1 — autometamorfované aplity, pegmatity a leukokrátne granitoidy okrajového pásma; 2 — biotitické kremenné diority až granodiority (karbon); 3 — biotitické a dvojsľudné pararuly (proterozoikum).
Fig. 4 Sections AA′ and BB′ of the SW slope of the ridge of Grešová; 1 — autometamorphic aplites and pegmatites, 2 — quartz diorites and granodiorites, 3 — paragneisses.

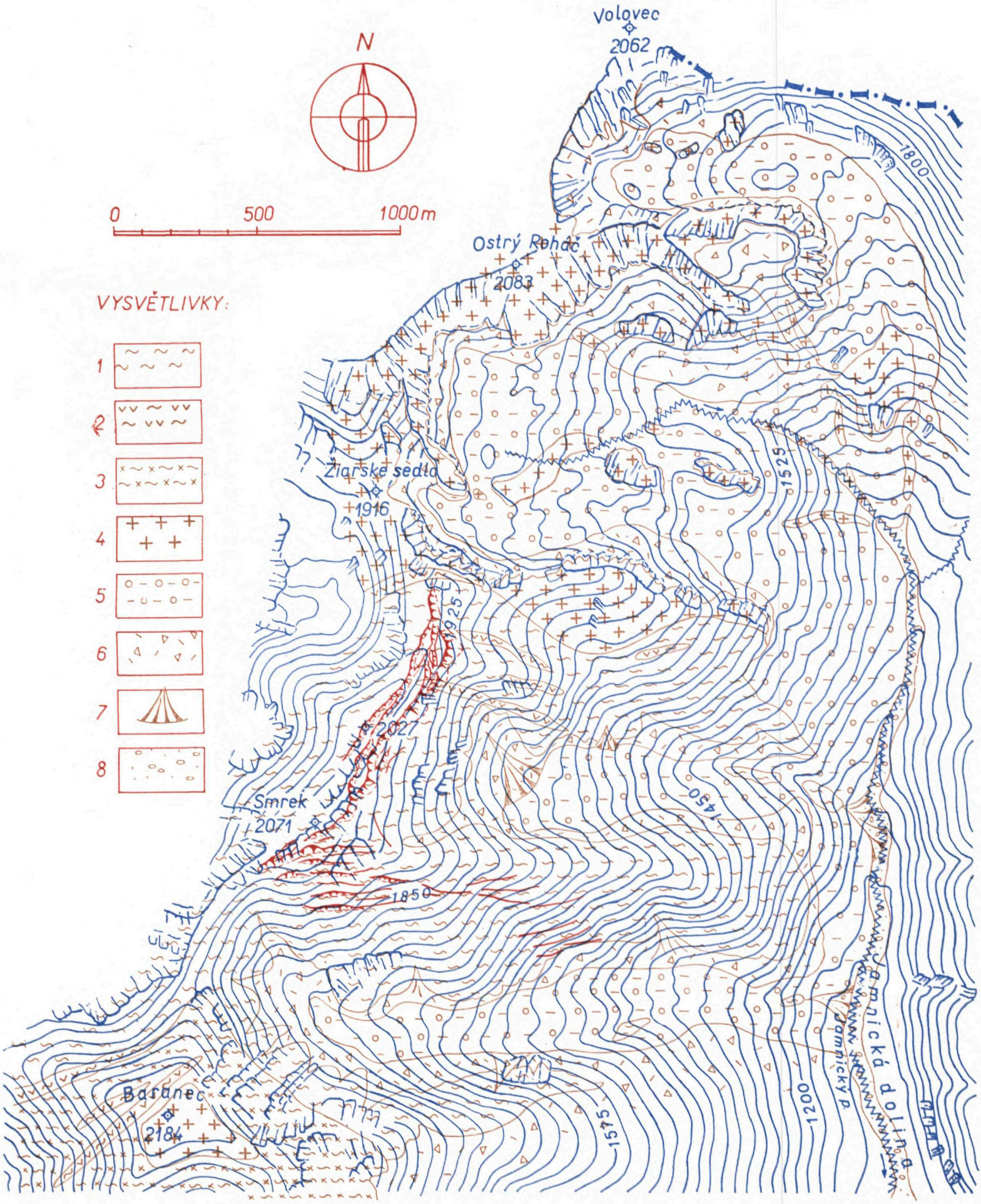


Príl. 2. **Schematická mapa masívu Ráztoky a Jaloveckej Kopy.** 1 — biotitické a dvojsľudné pararuly; 2 — pozdnoorogenné migmatity (proterozoikum — tatranské séria rulová); 3 — syntetické granity a granodiority; 4 — biotitické kremenné diority až granodiority (karbon); 5 — glaciofluviálne a morénové uloženiny; 6 — svahové sutiny a suťové kužele; 7 — riečne náplavy (kvartér).

Encl. 2. **Map of the massif Ráztoky and Jalovecká kopa;** 1 — biotitic and two—mica paragneisses and 2 — late orogenic migmatites (Proterozoic — Tatrian gneiss series); 3 — syntectic granites and granodiorites and 4 — quartzbiotitic diorites to granodiorites (Carboniferous); 5 — glaciofluvial and morainic deposits, 6 — slope debris and debris cones. 7 — river deposits. — alluvium.

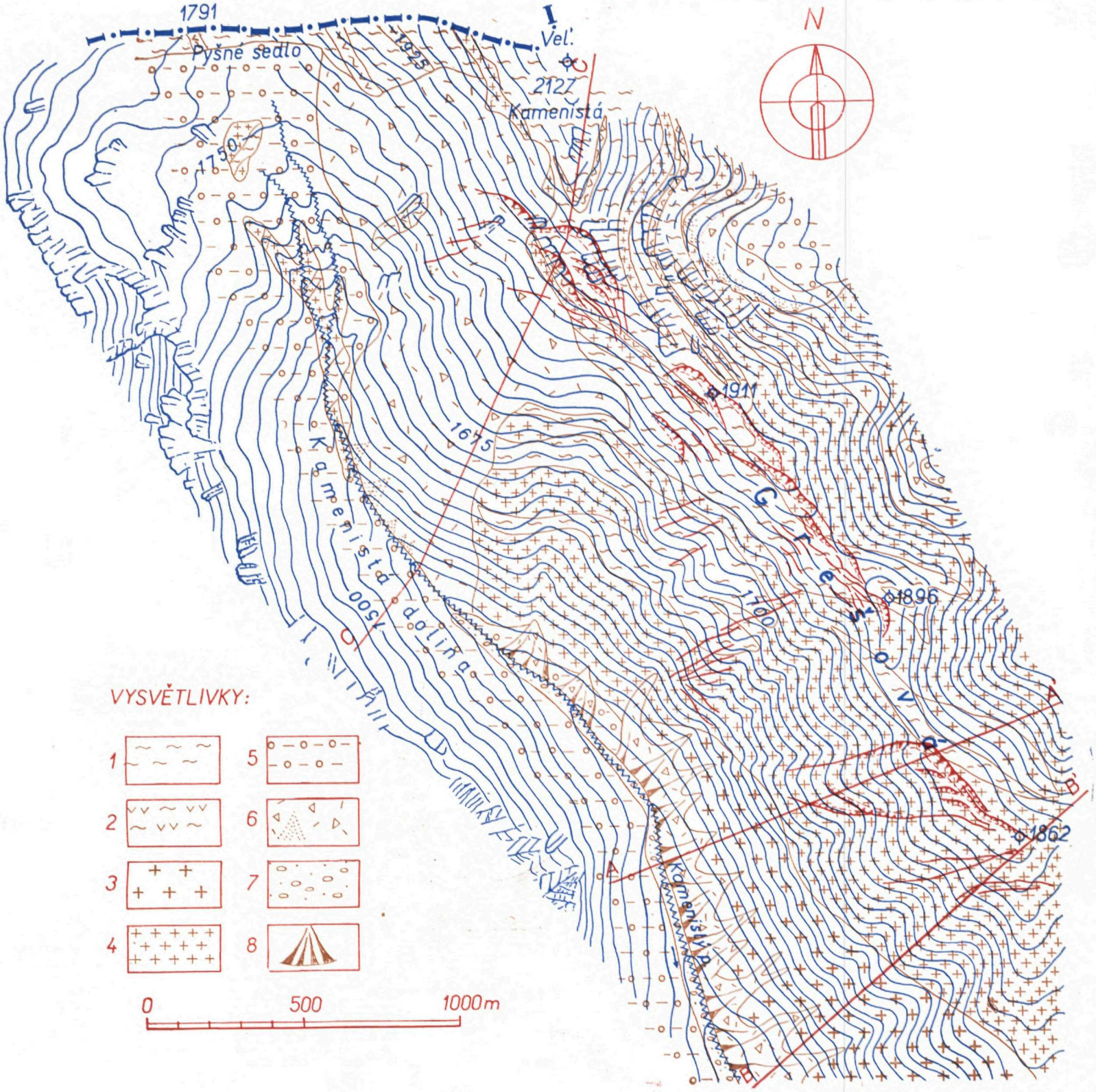
Príl. 3. **Schematická mapa masívu Veľkého Vrchu a Smreka.** 1 — biotitické a dvojsliedne pararuly; 2 — amfibolity; 3 — pozdnoorogenné migmatity (proterozoikum — tatranská séria rulová); 4 — biotitické kremenné diority až granodiority (karbon); 5 — morénové uloženiny; 6 — svahové sutiny a sutové kužele; 7 — náplavové kužele; 8 — riečne náplavy (kvartér).

Encl. 3. **Map of the massif Velký Vrch and Smrek;** 1 — biotitic and two—mica paragneisses, 2 — amphibolites and 3 — late orogenic migmatites (Proterozoic — Tatrian gneiss series); 4 — quartz-biotitic diorites to granodiorites (Carboniferous); 5 — morainic deposits; 6 — slope debris and debris cones; 7 — alluvial cones; 8 — river deposits.



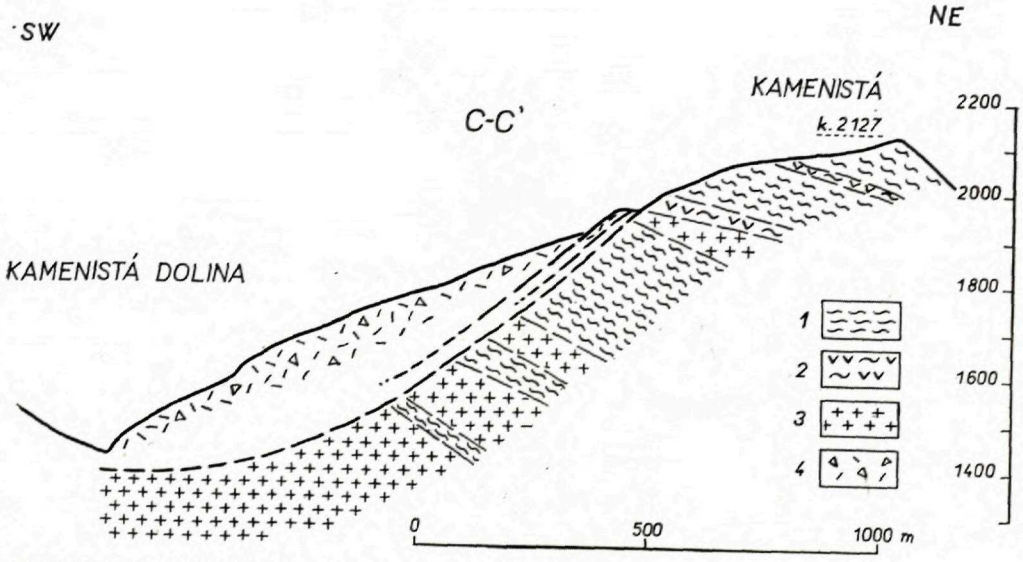
Príl. 4. **Schematická mapa hrebeňa Grešovej.**
1 — biotitické a kremité pararuly; 2 — amfibolity (proterozoikum); 3 — biotitické kremenné diority a granodiority; 4 — autometamorfované leukokrátne granitoidy, aplity a pegmatity okrajového pásma (karbón); 5 — glaciofluviálne a morénové uloženiny; 6 — svahové sute a suťové kužele; 7 — riečne náplavy; 8 — náplavové kužele (kvartér).

Encl. 4. **Map of the ridge of Grešová;**
1 — biotitic and quartzy paragneisses and 2 — amphibolites (Proterozoic); 3 — quartz-biotitic diorites and granodiorites and 4 — autometamorphic aplites and pegmatites (Carboniferous); 5 — glaciofluvial and morainic deposits; 6 — slope debris and debris cones, 7 — river deposits—alluvium, 8 — alluvial cones.



rozlámanej posunutej a poklesnutej vrcholovej časti hrebeňa od úpätia končiara Kamenistá až po kótu 1 862 (pozri obr. 5). Relatívna výška západného svahu z dna Kamenistej doliny po hrebeň je 600 — 700 m, rozsah porušenej časti svahu a hrebeňa cca 3 000 m (SZ—JV) × 1 100 ÷ 1 300 m (SV—JZ); predpokladaná max. hrúbka porušenia svahu 200 — 250 m.

Deformácia svahu hlbinným ohýbaním nie je súvislá, ale tvorí tri celky, medzi ktorými sú úseky svahu a najmä jeho hrebeň neporušené. Diferenciácia pohybu más závisela na geologickej stavbe svahu a na mechanických vlastnostiach hornín. Najvýraznejšie znaky deformácie južnej časti hrebeňa predstavuje cca 30 m hlboká ryha, ktorá začína pod kótou 1 862 najprv ako trhlina, potom sa podstatne rozširuje a šikmo pretína hrebeň (pozri obr. 5). Hlavnú ryhu doprevádzajú menšie ryhy a trhliny. JV stena vlastnej ryhy predstavuje odkryv šmykovej plochy, po ktorej sa zosunula hrebeňová oblasť. Smer hlavnej šmykovej plochy južnej časti hrebeňa Grešovej je SZ—JV so sklonom cca 60° k JV. Najväčší pohyb vykonali masy hornín pri SZ ukončení ryhy, kde je výška odkrytej šmykovej plochy 30 m; smerom na JZ sa postupne zmenšuje, čo značí postupné vyznievanie pohybu.



Obr. 5. Profil CC' južným svahom masívu Kamenistej.
1 — biotitické a dvojsľudné pararuly; 2 — amfibolity (proterozoikum); 3 — autometamorfované leukokrátne granitoidy, aplity a pegmatity okrajového pásma (karbon); 4 — svahové sutiny.

Fig. 5. Section CC' of the S—slope of the massif Kamenistá; 1 — biotitic and two-mica paragneisses, 2 — amphibolites, 3 — autometamorphic aplites and pegmatites, 4 — slope debris.

Okrem hrebeňovej oblasti známky pohybu a deformácií nachádzame i na svahu vo forme rýh a trhlín, ktorých pôvod nemožno odvodzovať ani z geologickej stavby, ani z geomorfologického vývoja svahu. Prebiehajú šikmo po svahu, niektoré naznačujú diferenciáciu pohybu a ohraničujú bloky, na ktoré sa pohybujúce masy vo vrcholovej oblasti hrebeňa rozpadli.

Dolná — čelná časť svahu je doslova rozbrázdená lavinóznymi ryhami a skalnými stržami, čo svedčí o rozvoľnenosti a porušenosti skalného podkladu. Strednú časť hrebeňa Grešovej medzi kótami 1 896 a 1 911 porušuje systém pararelne prebiehajúcich trhlín, rýh — skalných stupňov, znamenajúcich odkryv šmykových plôch (pozri príl. 4), a to po JZ i SV strane hrebeňa. Sklony šmykových plôch sú cca 70 ° JZ.

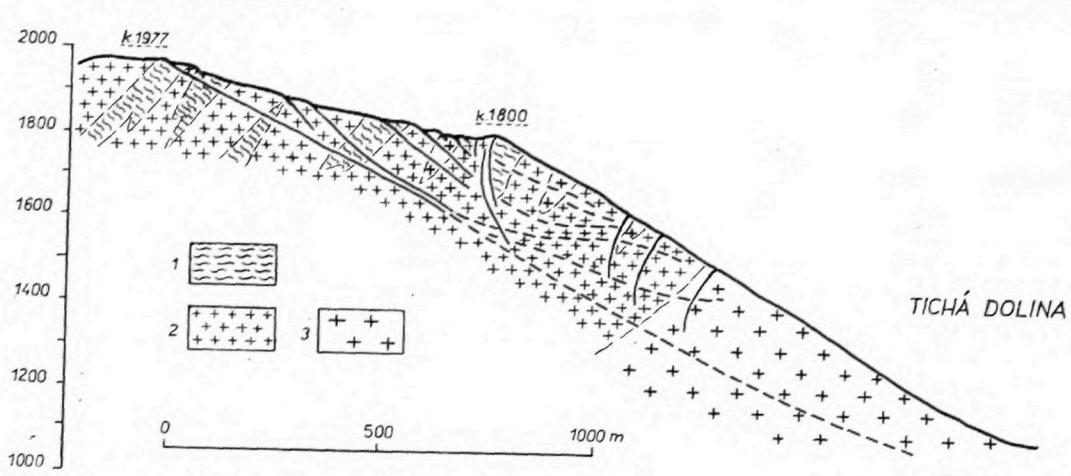
Za touto sústavou hrebeňových deformácií nasleduje cca 200 m dlhý úsek hrebeňa bez znakov porušenia. V mieste, kde začína hrebeň prudko stúpať do štítu Kamenistej, sa znovu objavujú vysoké skalné zrázy, stupne a ryhy, majúce typicky podkovovitý tvar odlučných hrán zosunov. Max. výška týchto skalných zrázov a stupňov je 50 — 70 m; z toho môžeme usudzovať, že pohyby boli v týchto partiách z celého JZ svahu Grešovej najväčšie. Morfologické formy strednej a spodnej časti svahu majú typický, nepravidelne zvlnený a do údolia vyklenutý tvar, zreteľne porušujúci bývalú ľadovcovú formu písmena U (pozri príl. 4). Čelná vyklenutá časť svahu pod Kamenistou strmo spadá priamo do Kamenistého potoka, ktorý ju obteká. V tomto úseku je hlboko zarezaný; z porušeného svahu sa sype uvoľnený skalný materiál priamo do koryta a príval vôd hlavne pri búrkach odnáša ho do nižších polôh údolia. Hneď pod spomínaným oblúkom, v rozšírenom údolnom dne je v rencentom alúviu nahromadené množstvo tohto materiálu. Všetky uvedené zistenia nepochybne dokazujú recentnú aktivizáciu pohybu SZ časti svahu hrebeňa Grešovej.

Hrebeň Grešovej a jeho JZ svahy, ktoré sa porušili hlbinným ohýbaním, majú komplikovanú geologickú stavbu. Podstatnú časť buduje okrajové pásmo leukokrátnych granitoidov s pruhmi biotitických a dvojsľudných pararúl a amfibolitov metamorfovaného plášťa. Mocné pruhy pararúl budujú hlavne hrebeňovú oblasť Grešovej a masív Kamenistej. Horniny sú miestami mylonitizované. Podložie tvoria biotické kremenné diority a granodiority, ktoré vystupujú pri južnom ukončení hrebeňa (pozri príl. 4). Gravitačné deformácie — hlbinné ohýbanie — sú viazané na pásmo leukokrátnych granitov s pruhmi pararúl.

Poľská a Liptovská Tomanová

Najmohutnejšiu deformáciu typu hlbinného ohýbania v Západných Tatrách sme zistili v masíve Poľskej Tomanovej (kóta 1 977), pokračujúcej od centrál-

neho hraničného hrebeňa smerom na východ do masívu Liptovskej Tomanovej (kóta 1 840). Deformácie sledujú uzáver mohutného ľadovcového kotla Vyšné Nohavice, zovretého od západu bočným hrebeňom nad Širokou, tiahnucim sa od Poľskej Tomanovej smerom na JJV. Maximálny výškový rozdiel z dna Tichej doliny po hrebeň Tomanovej je cca 800 m. Plošná rozloha porušeného územia je cca 1 700 m (S—J) × 1 000 ÷ 1 200 m (V—Z), max. hrúbka porušenia svahu 250 — 300 m (pozri obr. 6).



Obr. 6. Profil JV svahom Poľskej Tomanovej.
1 — biotitické a dvojsľudné pararuly (proterozoikum); 2 — kremenné diority až granodiority; 3 — automatamorfované leukokrátne granitoidy, aplity a pegmatity okrajového pásma (karbón).
Fig. 6. Section of the SE slope of Polská Tomanová: 1 — biotitic and two-mica paragneisses, 2 — quartz diorites and granodiorites, 3 — autometamorphic aplites and pegmatites.

Najvýznamnejším znakom porušenia územia je ryha, ktorá presekávajúc hrebeň Poľskej Tomanovej, vybieha jednak VSV smerom na Liptovskú Tomanovú, jednak na juh po západnom svahu hrebeňa nad Širokou. Dĺžka ryhy na hrebeni medzi Poľskou a Liptovskou Tomanovou je cca 800 m, na západnom svahu hrebeňa nad Širokou cca 1 000, max. výška steny ryhy 7 m. Ryha je stopou bazálnej šmykovej plochy, pozdĺž ktorej došlo k pohybu vrcholových partií masívu Tomanovej smerom na JV do Tichej doliny.

Hlavnú ryhu doprevádza sústava ďalších rýh, skalných stupňov a trhlín na hrebeni medzi Poľskou a Liptovskou Tomanovou i v celej vrcholovej oblasti bočného hrebeňa nad Širokou. Sú odrazom diferenciácie pohybu más rozpadnutých na jednotlivé bloky a kryhy. Z prieskumu a trhlín na hrebeni

nad Širokou sa dá zostrojiť pomerne jasný obraz gravitačnej deformácie vrcholových partií hrebeňa (pozri príl. 5).

Z bočného priemetu ryhy do profilu vedúceho cez hrebeň nad Širokou jasne vidno, do akej hĺbky masívu sa udial pohyb po šmykovej ploche.

Dolné časti svahov nad Tichou dolinou nenesú zreteľné znaky porušenia; zdá sa, že pohyb tu postupne vyznieva. Deformácia svahu je viazaná na okrajové pásmo leukokrátnych granitoidných hornín — aplitov a pegmatitov, so zvyškami metamorfovaného plášťa, reprezentovaného pruhmi biotitických a dvojsľudných pararúl. Pod ním v dolných častiach svahov nad Tichou dolinou vystupujú biotitické kremenné diority až granodiority a nad ním na hrebeni Tomanovej spodnotriasové kremence (pozri obr. 6).

Záver

Charakter popísaných javov a ich morfologické formy nasvedčujú, že ide o zvláštny druh *gravitačných procesov*, väčšinou značných rozmerov, ku ktorým došlo v horských svahoch, tvorených pevnými skalnými horninami určitých vlastností. Každý z týchto zjavov má svoju určitú špecifičnosť, svoj originálny „deformačný plán", pretože vznik a priebeh procesu ovplyvnili miestne podmienky morfologické i geologické. Napriek tomu možno podať obecnú charakteristiku hlavných rysov, spoločných pre všetky známe prípady, ktoré sú prejavom rozsiahlych gravitačných procesov, jedného z typov svahových pohybov.

V podstate ide o postupné vyrovnávanie stability svahu, narušenej vonkajšími, niekedy i vnútornými geologickými činiteľmi. K opätovnej stabilizácii, v podstate teda k prirodzenému navráteniu telesa alebo jeho časti do rovnovážneho stavu, dochádza v rôznych horninách rôznym spôsobom. Tento proces sa prejavuje na svahu rôznym druhom pohybu, závislým na morfologických a geologických pomeroch, hlavne však na charaktere pretvárania hornín, čo pravda závisí od mechanických vlastností hornín a celých masívov. Ide o rad svahových javov od *tečenia* (mury, sufozívne javy, stekutenie) cez bohatú škálu *zosunov* (v užšom slova zmysle) v zeminách až k *pohybom postihujúcim skalné horniny*. Tu opäť prichádza k diferenciácii: v horninách špecifických pevnostných a pretvárnych vlastností a určitých štruktúrnych a textúrnych prvkov (napr. bridličnatosť, systémy puklín, obsah orientovaných minerálov, mylonitizácia) sa stabilita vyrovnáva procesom *hlbinného ohýbania*; takto dochádza k deformáciám typu „*Sackung*". V horninách obdobných vlastností, avšak porušených výraznými súvislými, obyčajne plošne rozsiahlymi plochami deliteľnosti, ktoré pri vhodnom smere a sklone môžu slúžiť ako šmykové plochy, prebieha *pohyb po týchto plochách* (posúvanie a zosúvanie po predurčených plochách a p.). Konečne v pevných skalných horninách,

ktorých masív je porušený nepravidelnou sieťou plôch deliteľnosti, pozdĺž ktorých sú vzájomné spoje častíc značne oslabené, porušenie stability sa prejavuje *padaním uvoľnených častí*, resp. vo veľkom meradle *skalným zrútením*. Pre úplnosť spomenieme ešte prípady neporušených skalných masívov pevných hornín, ktorých rovnováha je taká značná, že nemôže byť narušená.

Z dostupnej literatúry i zo štúdia v Západných Tatrách je zrejmé, že gravitačné deformácie sa dajú zhrnúť do viacerých modelov, keď už nechceme tvrdiť, že každé porušenie je sui generis. V závislosti na konfigurácii terénu, celkovej geologickej stavbe, úložných pomeroch, fyzikálno-mechanických vlastnostiach hornín a pri kombinácii hlbinného ohýbania s posúvaním po šmykových plochách, sa gravitačnými pohybmi vytvorila *celá škála deformačných modelov*.

Vo výnimočných prípadoch, hlavne v oblastiach, kde nenachádzame v stredných a dolných častiach svahov znaky porušenia, sa rozpad horského hrebeňa udial v zmysle Becka (l. c.). Rozpad hrebeňa je však teoreticky možný nielen pri obojstrannom horizontálnom odsune, alebo rotácii periférnych blokov, ale i vtedy, keď sa odsunie alebo pootočí len jeden z periférnych blokov hrebeňa. Naprostá väčšina príkladov z rakúskych Alp, Vysokých a Nízkych Tatier dokazuje, že gravitačné deformácie postihujú len jeden svah, a to i vtedy, keď šmykové plochy pretínajú vrcholovú oblasť hrebeňa po obidvoch stranách. Gravitačný pohyb más vo vrcholovej oblasti však smeroval len na jednu stranu, lebo je vždy predisponovaný plochami deliteľnosti. Sklony väčšiny šmykových plôch, ktorých priebeh zaznamenal v mape z južných Álp na Novom Zealande Beck (1967), tiež smerujú len na jednu stranu horských hrebeňov. Príklad takéhoto gravitačného porušenia poskytuje u nás deformácia Poľskej a Liptovskej Tomanovej.

Najčastejšie modely sa vytvárajú procesmi hlbinného ohýbania s *následným posúvaním más po šmykových plochách*. Tieto modely sú pravdepodobne v prírode najčastejšie. Ako zaujímavý vyzdvihujeme model gravitačného porušenia horského hrebeňa Žiarske sedlo — Baranec. Dva bočné hrebene, vybiehajúce z hlavného hrebeňa, spôsobili komplikovanú diferenciáciu ohýbania a zosúvania más. Šmykové plochy sa vytvorili nielen v smere hlavného hrebeňa, ale i naprieč ním, skláňajúc sa do bočných údolí. Vrcholová časť hrebeňa sa rozpadla naprieč hlavným hrebeňom prinajmenšom na tri celky. Aj dva bočné hrebene sa rozpadli nielen v priečnom, ale i v pozdĺžnom smere.

Ďalšie modely gravitačného porušenia sa môžu odvodiť *od postupnej premeny potenciálnych šmykových plôch na skutočné šmykové plochy*, resp. na predlžovanie existujúcich šmykových plôch smerom z hrebeňovej oblasti k údoliu. Ako vieme, pri gravitačnom porušení horského hrebeňa existuje bazálna šmyková plocha vytvorená v hrebeňovej oblasti a viacero čiastkových šmyko-

vých plôch v samotných porušených masách. Šmykové plochy sa vytvorili následkom hlbinného ohýbania, resp. zosadania spodnej časti svahu; vo väčšine prípadov sa tento proces javí ako ukončený a svah stabilizovaný. Je však možné, že napr. vplyvom preťaženia snehom, zvetrávaním, zemetrasením atď. sa pohyb hlavne po šmykových plochách obnoví, resp. že sa existujúce šmykové plochy rozšíria a predĺžia smerom do údolia, príp. vzniknú nové. Pritom už gravitačné porušenie svahu dostáva charakter zosunu alebo skalného zrútenia. Takýto model gravitačného pohybu predstavuje deformácia hrebeňa Grešovej pod masívom Kamenistej. Morfologické formy svahu pripomínajú zosun; súčasné deformovanie čela a jeho zosýpanie do koryta potoka svedčia o jeho aktivizácii.

Podobný model gravitačného porušenia aktivizovaného zemetrasením odpovedá *„seizmicko-gravitačným" deformáciám*, ktoré uvádza z južného Pribajkalska Chromovskich (1964).

Najvýznamnejšia, a z praktického hľadiska najdôležitejšia pri rozbore týchto javov, je *otázka ich veku a posúdenie možnosti ich reaktivizácie*. Zásadne ide o *proces fosílny*, ktorý musel logicky začať po roztopení vysokohorských ľadovcov. Podľa vonkajších znakov sa dá usúdiť, že svahy vcelku už dnes dosiahli rovnovážneho stavu. Aj keď sme v troch prípadoch uviedli znaky mladších pohybov (nadmerné tlakové pomery v štôlňach v Radentheime, recentné zosúvanie vo svahu pod Grešovou a seizmicko-gravitačné zosuny v Pribajkalsku), domnievame sa, že ide skôr o druhotný jav. K pohybu by mohlo dôjsť po násilnom porušení stability v čiastkovej časti; išlo by však o bežný typ svahového pohybu, a nie o deformáciu rázu hlbinného ohýbania, majúcu charakter veľmi pomalého, postupného pohybu. Doznievanie pohybov dodnes nemožno celkom vylúčiť, ale ani dokázať bežnými technickými prostriedkami. Aj keby sa namerali určité pohyby (určite nepatrné), ťažko by bolo rozhodnúť, ktorému faktoru ich prisúdiť.

Výsledné formy, ktorými sa proces hlbinného ohýbania prejavuje na povrchu, sú bezpochyby *výsledkom spoluúčasti aj ďalších činiteľov*. Procesy *denudácie* mohli v narušených partiách intenzívne postupovať. Skalné masívy rozvoľnené hlbokými deformáciami podliehali intenzívnej *erózii*, porušené časti svahov sú zbrázdené výmoľmi. K zvýrazneniu povrchových foriem prispievajú aj *mrazové procesy*, ktoré vo vysokohorskom pásme môžu byť zvlášť intenzívne. Pôsobenie mrazu je významným faktorom modelujúcim vysokohorský reliéf; jeho pôsobením si niektoré formy porúch, hlavne trhliny, ryhy a skalné steny zachovajú svieži ráz. Ide však o druhotný, spolupôsobiaci faktor, ktorý sám o sebe nemôže podmieniť vznik popisovaných deformácií.

Deformácie vysokohorských svahov, spôsobených hlbinným ohýbaním, sú v tesnom vzťahu k *tektonike*. K deformácii dôjde vždy v miestach, alebo

plochách oslabenia súdržnosti horninového masívu. Je teda pochopiteľné, že pri tomto procese boli často využité *tektonické predispozície*. Sú to však javy druhotné, následné, s tektonickými procesmi priamo nesúvisiace. Gravitačnou interpretáciou nápadných dislokácií, zistených vo vysokohorských oblastiach, sa naopak môžu ľahko vysvetliť nepravidelnosti, nezapadajúce do miestnych tektonických schém. Gravitačné deformácie, zaberajúce rozsiahle plochy hrebeňov a svahov, môžu často dezorientovať geológov — mapérov pri výskume v horských oblastiach. Nie je možné precízne vysledovať na porušenom svahu litologické celky, priebeh foliácie a lineácie napr. v kryštalických bridliciach a pod. Rozpad hrebeňov zapríčiňuje okrem iného i nepresnosti v zememeračskej sieti vysokohorských oblastí.

Omnoho väčší význam má však *výklad vzniku týchto javov* a hlavne *posúdenie ich stability v dnešných podmienkach* vývoja svahov *z hľadiska inžinierskej geológie*, hlavne v súvislosti s projektovaním priehrad v horských údoliach, kde nutno posúdiť možnosť prípadnej reaktivizácie porušeného svahu vzdutím, resp. poklesom alebo kolísaním vody v nádrži. Ako vidieť z nádrže Gepatsch, môže dôjsť skôr k obnoveniu pohybu častí svahu než celku. Vedľa stability ide potom aj o ohrozenie nádrže možným zvýšením priesaku horninami rozrušenými fosílnymi pohybmi.

Pri projektovaní komunikačných stavieb, ciest, železníc, lanoviek, vedení vysokého napätia, diaľkovodov, tlakových potrubí je opäť aktuálne posúdenie diela z hľadiska stability svahov. Pritom treba hodnotiť kvalitu základovej pôdy stožiarov a väčších objektov zakladaných na porušených horninách, postihnutých svahovými deformáciami. Ešte závažnejšie je posúdenie geologických podmienok pre razenie tunelov, alebo vodohospodárskych štôlní. V horninách, deformáciami silne porušených, sa vyskytujú ťažkosti — nadvýlomy, zvýšené tlaky, závaly, priesaky atď. Napokon lokalizácia gravitačných deformácií umožňuje predvídať miesta budúcich možných katastróf — náhlych skalných zrútení, ktoré pri vhodných podmienkach vznikajú práve na miestach fosílnych deformácií.

Toto technicko-geologické zhodnotenie gravitačných deformácií by malo viesť inžinierskeho geológa k určitému obecnému záveru: aby si totiž odnavykol automaticky sa dívať na svahy vo vyvrelinách, alebo kryštaliniku vôbec, ako na niečo absolútne solídneho a bezpečného. Lebo v určitých pdmienkach aj tieto horniny mohli podľahnúť svahovým deformáciám, ktoré podstatne znížili ich pôvodne dobré inžiniersko-geologické vlastnosti.

Lektoroval dr. B. Lešku, CSc.

Katedra geotechniky SVF SVŠT,
Bratislava
Geologický ústav ČSAV
Praha

LITERATÚRA

[1] Clar E., 1965: Über den geologischen Gegensatz von Gestein und Fels. Mitteilungen des Institutes für Grundbau und Bodenmechanik, Technische Hochschule Wien, Hft. 6, Wien. — [2] Clar E. — Weiss P., 1965: Erfahrungen im Talzuschub des Magnesit-Bergbaues Millstätter Alpe. Berg. u. Hüttenm. M. A. Leoben, 110, Hft. 12. — [3] Gorek A., 1954: O vzájomnom postavení kryštalických bridlíc a žúl v západnej časti Vysokých Tatier. Geologický zborník V/ 1—4, Bratislava. — [4] Gorek A., 1958: Geologické pomery skupiny Červených vrchov, Tomanovej a Tichej doliny. Geologický zborník IX/ 2, Bratislava. — [5] Chromovskich V. S., 1964: Seizmogravitacionnoje opolzni južnogo Pribajkalja. Materialy soveščanija po voprosam izučenija opolznej i mer borby s nimi. Izdatelstvo Kievskogo Universiteta, Kijev. — [6] Koštialik J., 1958: Geomorfologické pomery doliny Javorinky vo Vysokých Tatrách. Geograf. časopis SAV, 10, Bratislava. — [7] Kunský J., 1954: Ke geomorfologii žulového jádra nízkotatranského. Rozpravy ČSAV, 64, řada MPV, 1, Praha. — [8] Lukniš M., 1954: Príspevok k poznaniu foriem mrazového zvetrávania skál v Západných Karpatoch. Zbor. čs. spol. zeměpis., 59. Praha. — [9] Lukniš M., 1955: Geomorfológia a kvartér Studenovodskej doliny v Tatrách. Geograf. čas. SAV, 7, Bratislava. — [10] Mazúr E., 1954: K formám rozpadu hrebeňov v Malej Fatre. Geograf. čas. SAV, 6, Bratislava. — [11] Rybář J. — Nemčok A., 1968: Landslide Investigation in Czechoslovakia. Proceedings of the Ist Session of the International Association of Engineering Geology, Praha. — [12] Zischinsky U., 1966: On the deformation of high slopes. Proceedings of the Ist Congress of the International Society of Rock Mechanics, Vol. II, Lisboa. — [13] Zischinsky U., 1967: Bewegungsbilder instabiler Talflanken. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17 Bd., Wien. — [14] Zischinsky U., 1967: Zur Anwendbarkeit der Kontinuumsmechanik. Veröffentlichungen des Institutes für Bodenmechanik und Felsmechanik der Techn. Hochschule Fridericiana in Karlsruhe, Heft 27, Karlsruhe. — [15] Beck A. C., 1967: Gravity faulting as a mechanism of topographic adjustment. Journ. Geol. and Geophis. Soc., vol. II. N. Zealand.

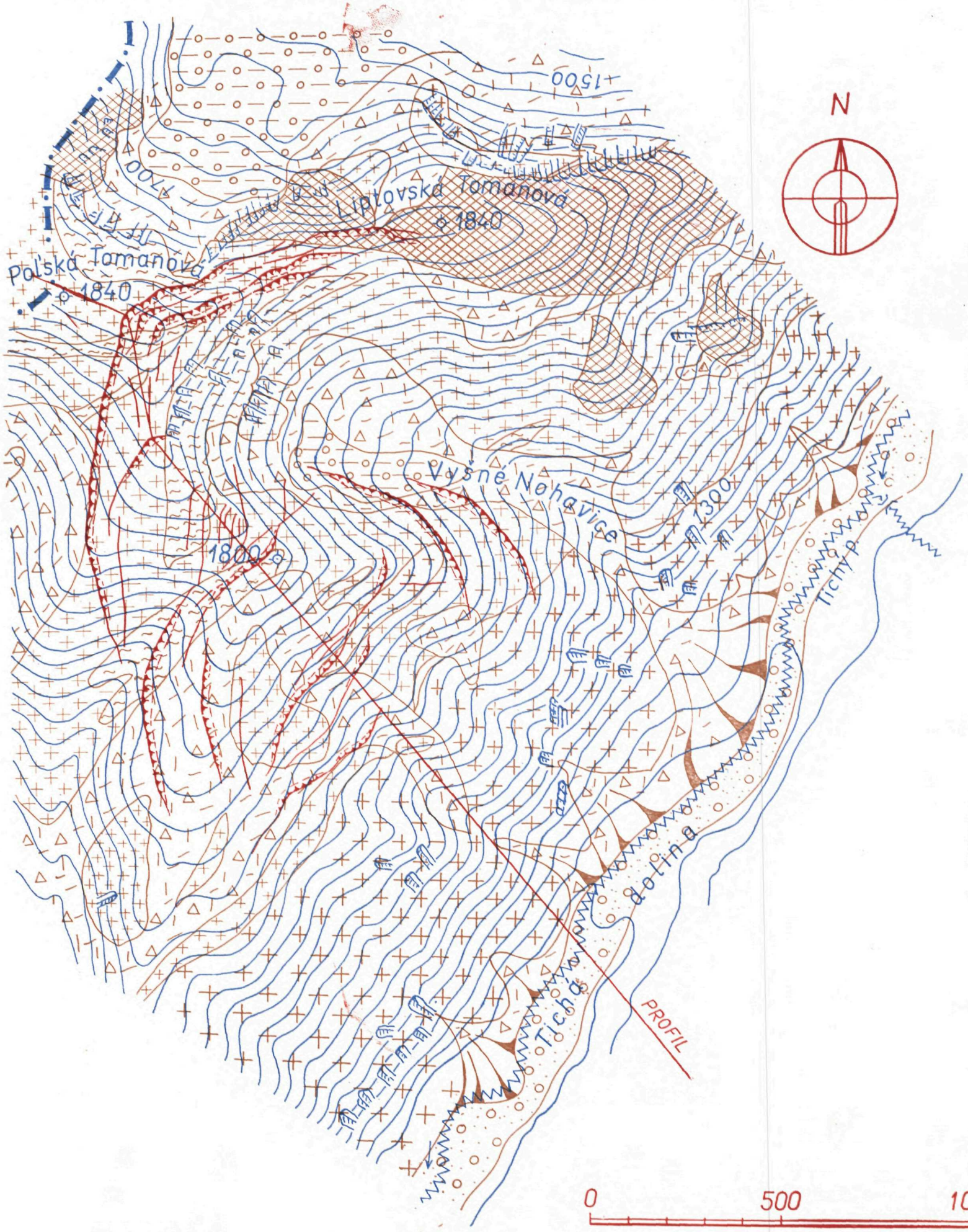
MOUNTAIN—SLOPE DEFORMATIONS

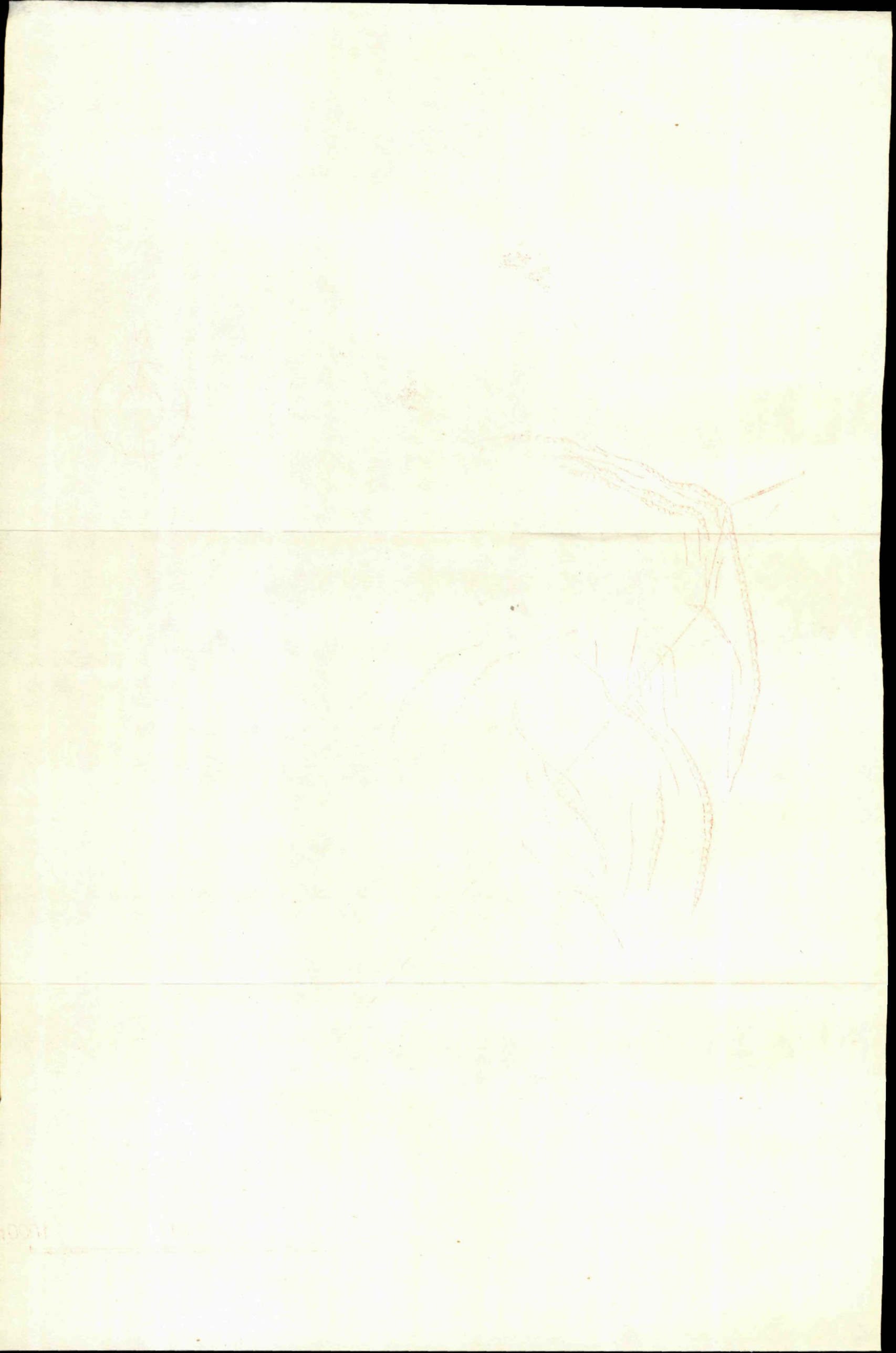
ARNOLD NEMČOK – JAROSLAV PAŠEK

Some mountain ridges and steep slopes of high mountains are disturbed by striking deformations of an unusual type, which somewhat resemble giant landslides. Their most obvious surface features are huge linear cracks and trenches that commonly extend along slopes near the tops of ridges. These deformations are very extensive, affecting the slopes in areas several kilometers long and many hundred meters high, and attaining a depth of several hundred meters; they have been induced by gravitational processes. In Austrian literature they are called „Sackung"— the corresponding term in English could be „deep-seated continuous creep" — and are described from the Alps. Some authors classify them as tectonic phenomena, others as slope movements. Recently, they have been the subject of a detailed study in Czechoslovakia because of the danger of their reactivation in the banks of water reservoirs. This process of deformation took place in glaciated valleys, where both sides of the valley were oversteepened by glaciation. In rocks which are of analogous strength and rheologic character, particularly in paragneisses, schistose gneisses, mica schists, magmatites and phyllites, topographic readjustment of the slope after glaciation has proceeded by a slow deep-seated process — creep — which can occur in solid rocks. In most places where slopes have been deformed, the original steeply dip-

Príl. 5. **Schematická mapa masívu Poľskej a Liptovskej Tomanovej.**
1 — biotitické a dvojsľudné pararuly (proterozoikum); 2 — biotitické kremenné diority až granodiority; 3 — autometramorfované leukokrátne granitoidy, aplity apegmatity okrajového pásma (karbón); 4 — kremence (spodný trias); 5 — glaciofluviálne a morénové uloženiny; 6 — svahové sutiny a sutové kužele; 7 — riečne náplavy (kvartér).

Encl. 5. **Map of the massif Polská and Liptovská Tomanová;**
1 — biotitic and two—mica paragneisses (Proterozoic); 2 — quartz—biotitic diorites to granodiorites and 3 — autometamorphic leucocratic granitoides, aplites and pegmatites of the marginal zone (Carboniferous);
4 — quartzites (esp. Triassic); 5 — glaciofluvial and morainic deposits, 6 — slope debris and debris cones, 7 — river deposits—alluvium.





ping rock layers have been bent downslope. Generally, no single shear plane has developed at the base of the deformed material, but deformation instead took place on differential small shear planes inside the disturbed mass.

The reduction of stability and its subsequent compensation begins in the place of greatest weakness, namely in the lower part of the slope along the edge above the valley. Here, the deformation is represented by squeezing and folding of rocks or by their accumulation into bulged ramparts. The valley usually is narrowed, as the bulged ramparts distort its natural U—shaped form.

In places, slightly cambered anticlines and synclines of rocks appear in the outcrops. The main feature that makes possible the construction of the picture of the deformation by geological methods, is the orientation of the S—planes of foliation with respect to the undisturbed bedrock. The higher uphill the more morphologically distinct the deformations are. As a result of the release of the foot of the slope, the movement increases upslope. In the upper part of the slope, the greatest movement is attained because of a qualitative change: the movement occurs along the episting shear planes. For this reason, pronounced topographic evidence of movement is next developed in the highest parts of the slope. Usually, just at the crest of a ridge or close below it, the slope is split by conspicuous cracks which form along shear planes. As a result of movement along these cracks, steep scarps are forming parallel rock steps. In most places the cracks transgress the ridge crests encroaching upon the slope of the other side of the crest. This implicates that the crest also was influenced by the movement, as a result of which it was cut by two or more furrows. The plan of the cracks is typically horeshoe—like in form, distinctly limiting the disturbed slopes.

These deformed crests are easily visible on aerial photos. In the zone of disturbance, to a depth of as much as several hundreds meters, the rocks do not show at first sight any mark of larger disturbance. They keep their original structure, although it is always apparent that they have been burst and softened, and the dips and strikes of bedding and cleavage show great irregularities.

In the lower parts of the slopes distinct marks of deep-seated creep are to be found, but in the upper part and in the resp. crest areas the shear planes can be traced, documenting the beginning of sliding movements. Hereby, the impression may be created that there are two phenomena. Nevertheless, it is only one process, namely deep-seated creep.

A. C. Beck (1967) excludes the possibility of existence of a continual disturbance, i. e. creep of rocks as development of gravity folding, in such brittle rocks. He attributes the deformation in the South Alps in New Zealand to „factually passive" disintegration and discontinuous block shifting, resulting from gravity effects in glacially sculptured areas.

Characteristic examples of these features are described by Ulf Zischinsky (1966, 1967). Analogously, it can be assumed that this type of phenomena occurs also in other high mountain regions. In Czechoslovakia, their existence can be presumed in the Carpathians, which represent the continuation of the Alpine system. The topographic forms that indicate similar features in the Carpathians are mentioned in the literature. By the study of aerial photos as well as by field research this type of gravity process was documented for roughly 33 localities in the western part of the High Tatras. Inspite of the specificity of the described examples, they may be characterized as follows.

In the main, there is always gradual readjustment of slope stability impaired by exogenic and sometimes also endogenic geological factors. The compensation of stability, i. e. natural restoration of a body or part of a body to its state of equilibrium, occurs in different rocks in a specific manner. Outwardly, this process is represented by various

types of movement depending on morphological and geological conditions and especially on mechanical properties of rocks and rock masses. We can trace a continuous series of slope features beginning with flowage (mud streams, suffosive phenomena), over a rich scale of landslides up to the movements affecting the rocks.

In rocks of specific strength and deformability character, with certain structural and textural properties (cleavage, system of joints, content of oriented sheet—minerals, mylonitization), the stability compensates by the process of deep-seated creep; a deformation of the „Sackung" type develops. In rocks with analogous properties disturbed in addition by prominent continuous and extensive planes, the movement takes place along these planes (gliding, sliding along the predisposed planes, etc.). In solid rocks whose mass is broken by an irregular network of planes of separation, the reduction of stability is followed by falls of loosened parts or possibly by break down on a large scale.

Finally, let us mention the undisturbed rock masses or solid rocks, whose equilibrium is so absolute that it cannot be threatened. These deformations can be grouped into several typical models. Rarely, where no marks of deformation are to be found in the middle and lower part of the slopes, the disintegration of the slope occurred in accordance with A. C. Beck's theory. Observation shows that, as a rule, only one of the slopes of a ridge is disturbed in this way. The deformations of Polská Tomanová Hill and Liptovská Tomanová Hill may serve as examples. The most frequent, however, are the deformations caused by deep-seated creep, as by most of the described localities.

Sometimes the re-activation of movements in a part of the slope can occur, as described from the ridge of Grešová below Kamenistá Hill.

The most significant and in a practical respect most important the problem connected with the analysis of these phenomena is the question of their age and the estimate of the possibility of their reactivation. In the main, this typed slope readjustment is a fossil process which took place after the retreat of the glaciers in high mountains. From the outward evidence we can deduce that in general the slopes at present have reached the equilibrium state. In two situations indicating younger movement (excessive pressure conditions in the galleries in Radenthein and recent sliding of debris on the slope below Grešová Hill), we consider this process probably as a secondary phenomenon. The movement might be induced by disturbing of stability in limited areas. It would not be, however, a deformation of the type deep-seated creep, typified by very slow, continuous long—term movement, but only a common type of slope movement.

The continuance of these movements up to the present time cannot be excluded; however, we are not able to prove it either in positive or a negative sense by the aid standard technical means. Despite the fact that certain fairly slight movements have been ascertained by measuring, it would be difficult to determine their cause.

The resulting land forms, representing on the surface the process of deep—seated continuous creep, are doubtless the result of additional processes. In the disturbed zones, denudation could progress very rapidly. The rock masses, loosened by deep deformation, were exposed to intense erosion, sothat the disturbed parts of the slopes are deeply furrowed. The surficial forms certainly are accented also by frost processes, which in the high mountains can be very intense. The effects of frost action are a significant factor in sculpturing of the high mountain; under its influence, some forms of deformation especially the cracks, furrows and rock walls, keep their vivid nature. Nevertheless, the frost is only a secondary factor, being not sufficient to clarify satisfactorily the origin of the described deformations.

Deformations of high mountain slopes induced by deep-seated creep are closely connected with tectonics. The deformation always occurs in weak areas or planes of weakening in the rock masses. It is understandable that this process often made use of tectonic predisposition. These deformations are, however, secondary features related in no way to tectonic processes. On the contrary, by interpreting outstanding dislocations as caused by gravity, the irregularities inconsistent with local tectonic patterns can be easily clarified.

These types of gravitational deformation, affecting extensive areas of ridges and slopes, might mystify mapping geologists surveying the geologic and tectonic structure in high mountainous regions. It is impossible to trace exactly the causes of different types of rock in the disturbed slopes, the course of foliation and lineation in crystalline schists, etc. The disintegration of ridges causes, apart from other features, inaccuracy in geodetic measurement of high mountainous regions. An engineering geologist ought to get rid of the habit of considering slopes underlain by solid rocks as absolutely solid and safe. Under certain conditions also those rocks might be disturbed by slope deformations, which substantially reduce their original strength.

Revided by Dorothy H. Radbruch.

Vysvetlivky k tab. I—XII

Aerofoto 1. Celkový pohľad na hrebeň Žiarske sedlo — Smrek a jeho východné svahy. Svetlé rýhy na hrebeni sú východy šmykových plôch. Diferenciáciu pohybu naznačujú priečne rýhy — rebrá pod Smrekom.

Aerofoto 2. Celkový pohľad na porušený hrebeň Grešovej a jeho JZ svahy.

Foto 3. Pohľad na hrebeň od Smreka smerom k Žiarskemu sedlu. Tmavé steny rýh prebiehajúcich po ľavej (Z) strane hrebeňa sú východy šmykových plôch, po ktorých hrebeň poklesol smerom do prava (V) do Jamnickej doliny. (Foto J. Pašek).

Foto 4. Pohľad na vrchol Smreka zo severu. Oblúkovitý uzáver odlučnej steny dokazuje, že hrebeň poklesol do ľava (V) smerom do Jamnickej doliny (Foto A. Nemčok).

Foto 5. Pohľad na úsek hrebeňa južne od Žiarskeho sedla. Dva systémy šmykových plôch podmienili vznik krýh poklesnutých jednak rovnobežne, jednak naprieč hrebeňom (Foto A. Nemčok).

Foto 6. Detail najhlbšieho úseku rýhy severne od koty Smrek. Pravá porušená skalná stena predstavuje východ šmykovej plochy (Foto. A. Nemčok).

Foto 7. Detail rýh — rebier znamenajúcich diferenciáciu pohybu na svahu hrebeňa pri Žiarskom sedle (Foto A. Nemčok).

Foto 8. Pohľad na kotu 1862 na hrebeňi Grešovej, ktorej vrchol je posunutý smerom do prava (JZ). (Foto A. Nemčok).

Foto 9. Stredná časť hrebeňa Grešovej. Pohľad smerom na JV na systém rýh a trhlín. Hrebeň je posunutý smerom do prava (JZ). (Foto A. Nemčok).

Foto 10. Dolná časť svahu hrebeňa Grešovej pod Kamenistou. Nápadne zvlnený povrch svahu pripomína zosun (Foto A. Nemčok).

Aerofoto 11. Celkový pohľad na Poľskú a Liptovskú Tomanovú. Svetlé pruhy medzi obidvoma kotami a na južnom svahu Poľskej Tomanovej sú východy šmykových plôch a trhlín.

Foto 12. Celkový pohľad na hrebeň Poľskej Tomanovej z Liptovskej Tomanovej. Na obr. je vidieť niekoľko rýh pretínajúcich hrebeň, zvýraznených snehom, pozdĺž ktorých hrebeň niekoľkonásobne poklesol do ľava (J). (Foto A. Nemčok).

Explanations to the Plates I—XII

Air phot. 1. General view of the ridge Žiarske sedlo — Smrek and its eastern Slopes. White furrows on the ridge represent outcrops of shear planes. System of small furrovs — ribs on the eastern slope of Smrek signs differential small shear planes inside the disturbed massif.

Air phot. 2. General view of the disturbed ridge of Grešová.

Phot. 3. View the ridge from Smrek to Žiarské sedlo. Dark walls of the furrows to be seen on the left (western) side of the ridge represent outcrops of shear planes, along which the ridge moved down to the right (eastwards) into the Jamnická dolina dell. (Photograph by J. Pašek).

Phot. 4. View of the top of Smrek from the north. Terminal cambering of the scar documents the movement of the ridge downward to the left (eastward) into the Jamnická dolina. (Photograph by A. Nemčok).

Phot. 5. View of the ridge south of Žiarske sedlo. Dark walls represent two systems of shear planes along which the ridge mowed down to the left (eastwards). (Photograph by A. Nemčok).

Phot. 6. Detailed view of the deepest part of the furrow north of Smrek. The disturbed right wall represents an outcrop of a shear plane. (Photograph A. Nemčok).

Phot. 7. Detailed view of furrows — ribs on the disturbed mass. (Photograph by A. Nemčok).

Phot. 8. View of the Elevation Point 1862, whose top is shifted to the right i. e. to the south-west. (Photograph by A. Nemčok).

Phot. 9. Middle part of the ridge of Grešová. View to the SE of a system of furrows and cracks. The ridge is shifted to the right, i. e. to the SW. (Photograph by A. Nemčok).

Phot. 10. Lower part of the ridge of Grešová below Kamenistá. Strikingly undulated surface of the slope resembles a landslide. (Photograph by A. Nemčok).

Air phot. 11. General view of the ridge of Poľská and Liptovská Tomanová. System of furrows between two elevation points represent outcrops of shear planes and cracks.

Phot. 12. General view of th ridge of Poľská Tomanová from Liptovská Tomanová. The furrows on the northern slope (left from the ridge) accented by the snow are the planes slong which the ridge severaltimes moved down to the left, i. e. southward. (Photograph by A. Nemčok).

MIROSLAV PLIČKA

PUKLINATOST GODULSKÝCH VRSTEV V OPĚRNÉM VRTU STARÉ HAMRY—1A V MORAVSKOSLEZSKÝCH BESKYDECH

Úvod

V rámci výzkumu hlubinné stavby předhlubně a flyšového pásma Karpat (z. část) byl pro Ústřední ústav geologický v Praze prohlouben v r. 1965—1966 Geologickým průzkumem v Ostravě vrt Staré Hamry—1A, který dosáhl konečné hloubky 2705,10 m. (Vrt *Staré Hamry—1A* vyhloubily v r. 1954—1956 Československé naftové doly v Hodoníně jen do hloubky 1242 m). Plynulým jádrováním v intervalu hloubek 1242,00 — 2705,10 m byl získán dokonalý obraz jak o litologickém vývoji, tak také o puklinatosti godulských vrstev až do konečné hloubky vrtu.

Pro studium puklinatosti hornin byl vrt Staré Hamry—1A mimořádně vhodný. Zisky vrtných jader byly stoprocentní, jádrování plynulé a odběr jedenácti orientovaných jader dovolil vlastně orientaci celého vrstevního komplexu godulských vrstev, zastižených vrtem. Tím byla dána možnost stanovení orientace puklinových systémů ve vrtu dle světových stran, směr pohybu po puklinových nebo zlomových plochách a pod. Kromě morfologie a geneze makropuklin byla částečně věnována pozornost i mikropuklinám. Studium výplně puklin na vrtbě *Staré Hamry—1A* prováděl současně B. Šmíd (Ústřední ústav geologický, Praha).

Studium puklinatosti hornin v jádrech vrtu St. Hamry—1A metodicky navazuje na dřívější práce (Pličk a 1966, 1966a). Metodická část je podrobně rozvedena v práci o výzkumu puklinatosti hornin v jádrech vrtu *Slavkov—2, Nesvačilka—3 a Mikulov—1* (Pličk a 1965); uvádíme proto jen některé nové nebo pozměněné postupy. Ze stejných důvodů upouštíme od přehledu literatury. Podrobný popis vrtných jader, který jsme měli při zpracovávání puklinatosti hornin ve vrtu Staré Hamry—1A k dispozici, provedl Z. Roth v r. 1965—1966 (Roth 1967). Ze zmíněného, velmi podrobného elaborátu jsme rovněž čerpali

veškeré údaje o puklinatosti hornin a drobných tektonických jevech, pozorovaných již při popisu vrtných jader.

Studium puklin a drobné puklinové tektoniky ve vrtu Staré Hamry—1A navazuje na dřívější práce s tímto zaměřením na povrchových odkryvech, prováděné v celém prostoru karpatského flyše (Pličk a 1960, 1962, 1963, 1964; Foldyna 1962) a umožňuje získat tak obraz o plošném, a částečně i o prostorovém rozšíření puklin a drobně tektonických jevů v horninách.

Opěrný vrt Staré Hamry—1A byl založen ve svrchních godulských vrstvách godulského příkrovu, tvořících u Starých Hamrů antiklinální příčnou elevaci. Od čela jednotky předmagurské (Pesl 1967) je vzdálen 3 km. Vrt byl situován u samoty Lojkaščanka u potoka Červíku, 1,5 km jz. od Starých Hamrů. Geologií území se podrobněji zabývali Matějka — Roth (1952), Homola — Menčík — Pesl (1952), Menčík — Pesl (1955) a Pličk a (1955). V současné době se zabývá geologií širší oblasti V. Pesl.

Metodická část

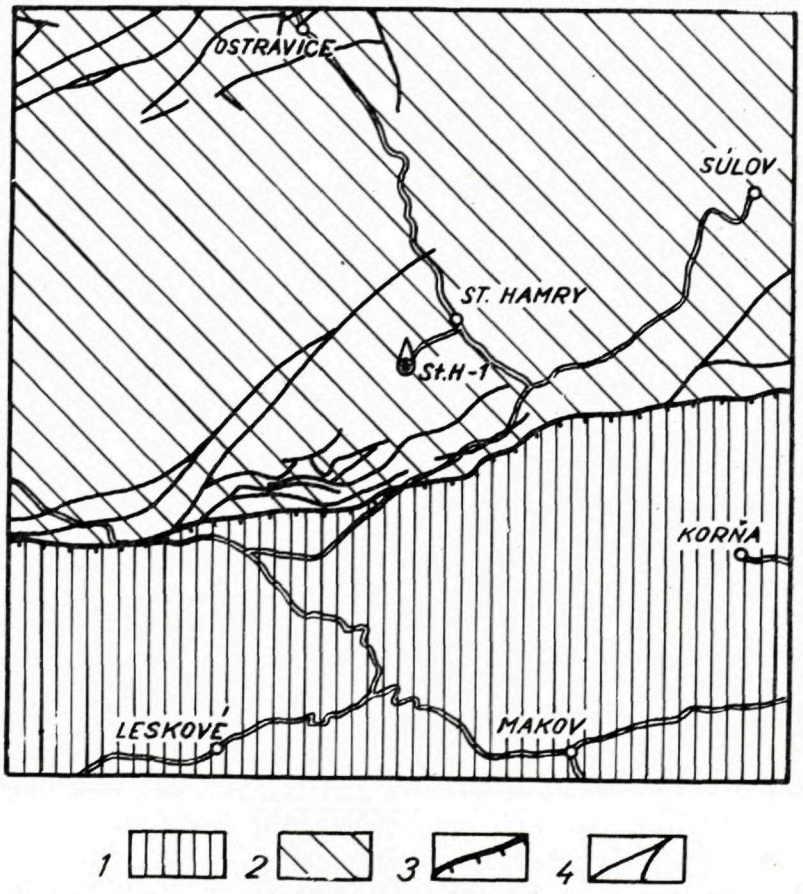
Na jádrech opěrného vrtu Staré Hamry—1A jsme studovali převážně makropukliny. Studium mikropuklin bylo prováděno jen orientačně a mělo poznatky o makropuklinách jen doplňovat. Studium bylo prováděno jednak přímo na vrtbě, jednak později v laboratoři, kde byly studovány mikropukliny a podrobněji některé části vrtných jader se složitým vývojem makropuklin.

Makropukliny a drobně tektonické jevy byly předběžně sledovány ve vrtných jádrech již při podrobném geologickém popisu vrstev (Roth 1967). Ukázalo se, že tyto předběžné údaje o puklinách a drobných tektonických jevech velmi dobře později doplňují při vlastním studiu puklin poznatky o puklinatosti hornin ve vrtných jádrech. Při vlastním studiu puklin ve vrtných jádrech, jak se ukázalo ve vrtu Staré Hamry—1A, je vhodnější provádět studium na větších úsecích vrtu (minimálně stometrových). U vrtů, kde není jádrování průběžné, je lépe puklinatost hornin sledovat pokud možno na celém vrtu najednou. Hodnocení puklinatosti hornin je tak ucelenější.

U vrtu Staré Hamry—1A jsme 100 — 200 metrové úseky vrtu nejdříve předběžně prohlédli, provedli klasifikaci puklin [vrstevní pukliny (např. tab. XIII. obr. 8, 6; tab. XIV. obr. 5, 7, 10), puklinové zóny (např. tab. XIV. obr. 3)], vymezili pásma s rozdílnou intenzitou puklinatosti hornin a poruchová pásma s tektonicky podrcenými psammity a rozklouzanými pelity. Předem jsme ve studovaném úseku vrtu vyznačili místa s dutinkami (např. tab. XIII. obr. 4,5; tab. XIV. obr. 9; tab. XV. obr. 5), pukliny s kalcitovou výplní širší než 1 cm, drobné zlůmky (např. tab. XIII. obr. 4; XIV. obr. 4) a podobně. Kromě toho jsme studovali vztahy mezi vývojem puklin, drobnými zlomy a litologickým vývojem vrstev. Tak byl získán předběžný obraz

o drobné puklinové tektonice určitého úseku vrtu. Již při této informativní prohlídce vrtných jader jsme vyznačili některá místa, vhodná pro ofotografování nebo nákresy, případně jsme stanovili odběry vzorků pro pozdější laboratorní zpracování.

Při podrobném popisu puklinatosti a drobných tektonických jevů v jednotlivých úsecích vrtu jsme sledovali: pukliny, stylolity, dutinky a kaverny a jejich výplň, zlomy, tektonicky drcená pásma, ohlazy a rýhy na puklinách, vrstevních a zlomových plochách atd. Způsob popisu a studia byl přibližně stejný jako u vrtů Slavkov—2, Nesvačilka—3 a Mikulov—1 (Pličká 1965).



Obr. 1. Situační mapka opěrného vrtu Staré Hamry—1A. Vysvětlivky: 1 — magurský příkrov a jednotka předmagurská; 2 — godulský příkov; 3 — přesunová linie; 4 — zlomy.
Fig. 1. Situation map of the structural test borehole Staré Hamry—1A. Explanation: 1 — Magura nappe and the fore-Magura unit; 2 — Godula nappe; 3 — overthrust line; 4 — faults.

U makropuklin kromě jejich morfologie, geneze, výplně, sklonu a podobně, jsme si u vrtu Staré Hamry—1A všímali, zda je uzavírání vrstevních puklin směrem nahoru nebo dolů zákonité. Ukázalo se, že sledování puklin z tohoto hlediska bylo účelné (viz tab. 1—8, kolonka 10).

Dále jsme si všímali maximální šíře puklin, vyhojených kalcitem. Ukázalo se například, že v určitém intervalu vrtu nebyly pukliny vyvinuty vůbec nebo byly jen ojedinělé a nepřesahovaly šíři 0,5 mm (např. tab. XIII. obr. 1; tab. XIV, obr. 8), naopak v jiném úseku vrtu byly pukliny hojně vyvinuté a jejich šířka dosahovala ža 5 mm a více (viz tab. 1—8, kolonka 16). Rovněž toto hledisko při studiu puklin u průběžně jádrovaného vrtu se ukázalo velmi účelné. Projevily se zde úzké vztahy k dalším drobně tektonickým jevům (např. poruchovým pásmům, drobným zlůmkům, dutinkám a kavernám). Úseky vrtu s větší šířkou puklin s kalcitovou výplní se výrazně projevily na křivce kavernoměru (viz tab. 1—8, kolonka 16,17).

Zvláštní pozornost byla věnována jevům, svědčícím o tektonických posunech v horninách, a to zvláště proto, že bylo možno na základě orientovaných jader orientovat dle těchto jevů všechny tektonické pohyby ve vrstvách. Tím byla zároveň dána možnost navázat na pozorování těchto jevů na povrchových odkryvech (Pličk a 1962, 1963). Jsou to především drobné zlomy (viz tab. 1—8, kolonka 15), drobné posuny po vrstevních plochách (viz tab. 1—8, kolonka 5; tab. XIV. obr. 9, 10) a hlavně rýhy na zlomových, puklinových a vrstevních plochách (viz tab. 1—8, kolonka 6,7), naznačující relativní smysl posunu. Kromě toho byly sledovány všechny tektonicky ohlazené vrstevní plochy, často se opakující ve vrtných jádrech i v několika milimetrových intervalech (viz tab. 1—8, kolonka 4).

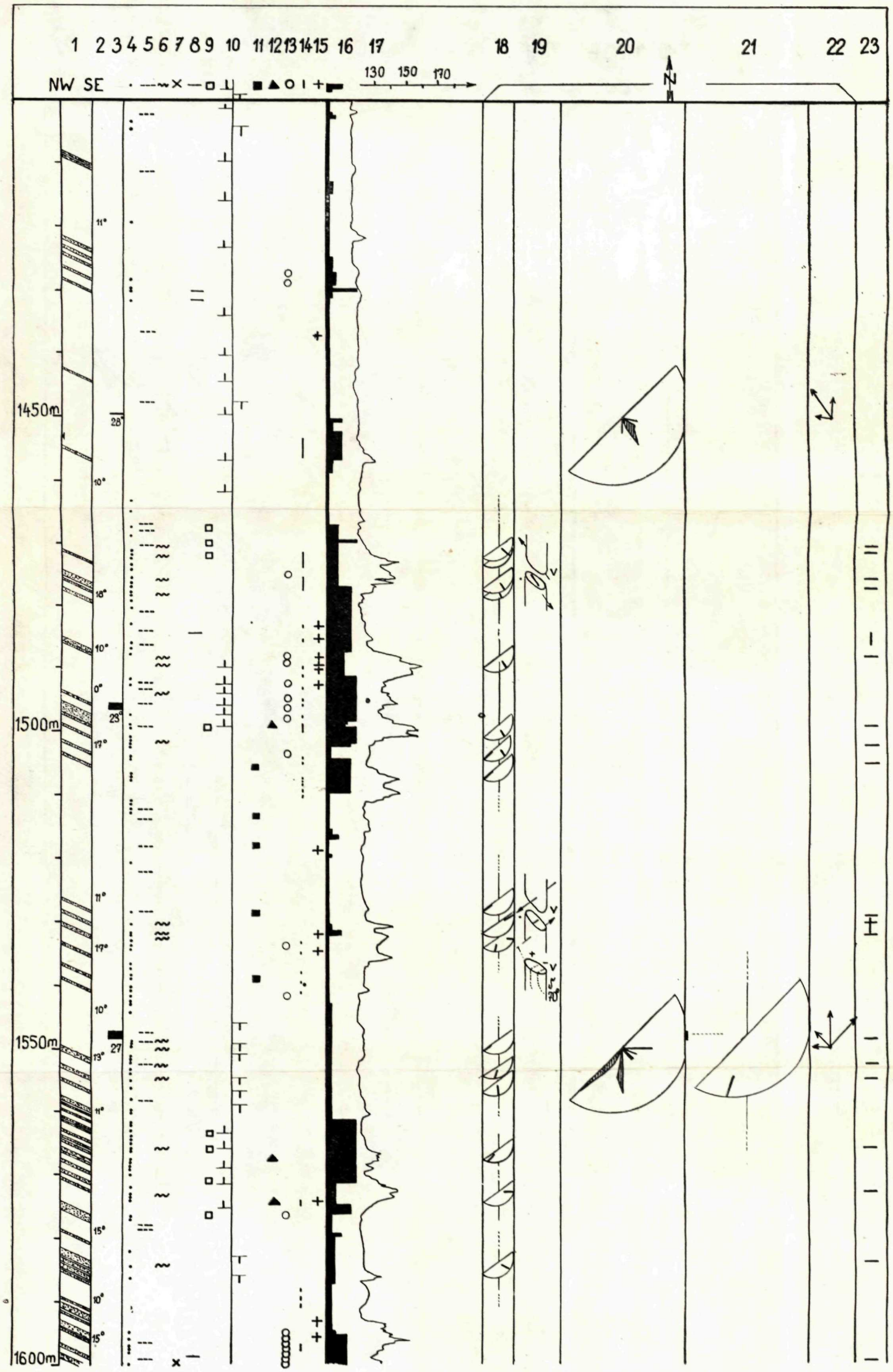
Zde je třeba poznamenat, že *ohlazovou plochou* (tektonické zrcátko) míníme tektonicky vyhlazené plochy vrstevní, puklinové nebo zlomové bez znatelného rýhování na těchto plochách. Objevují-li se na těchto tektonicky ohlazených plochách navzájem rovnoběžné vyvýšeniny, protažené jedním směrem, mluvíme o rýhách.

Při *měření rýh* na vrstevních, puklinových nebo zlomových plochách jsme použili speciálního kompasu „Meopta", sloužícího k měření puklin. Při měření průběhu rýh se používá půlkružnice, dle níž se na kompasu pohybuje vlivem gravitace v rýze kulička. Kompas se přikládá na vrstevní nebo puklinovou plochu tak, aby delší hrana kompasu byla rovnoběžná se směrem rýh. Kulička na této šikmé nebo svislé ploše kompasu, v našem případě shodné s puklinovou, zlomovou nebo vrstevní plochou, udává spádnici. Půlkruh je rozdělen na 200 dílů, a to proti směru hodinových ručiček od 100 do 200 a od 0 (= 200) do 100. Probíhají-li rýhy rovnoběžně se směrem vrstev, t. j. v horizontále, kulička je na čísle O (R O). Je-li kulička na čísle 100 (R 100),

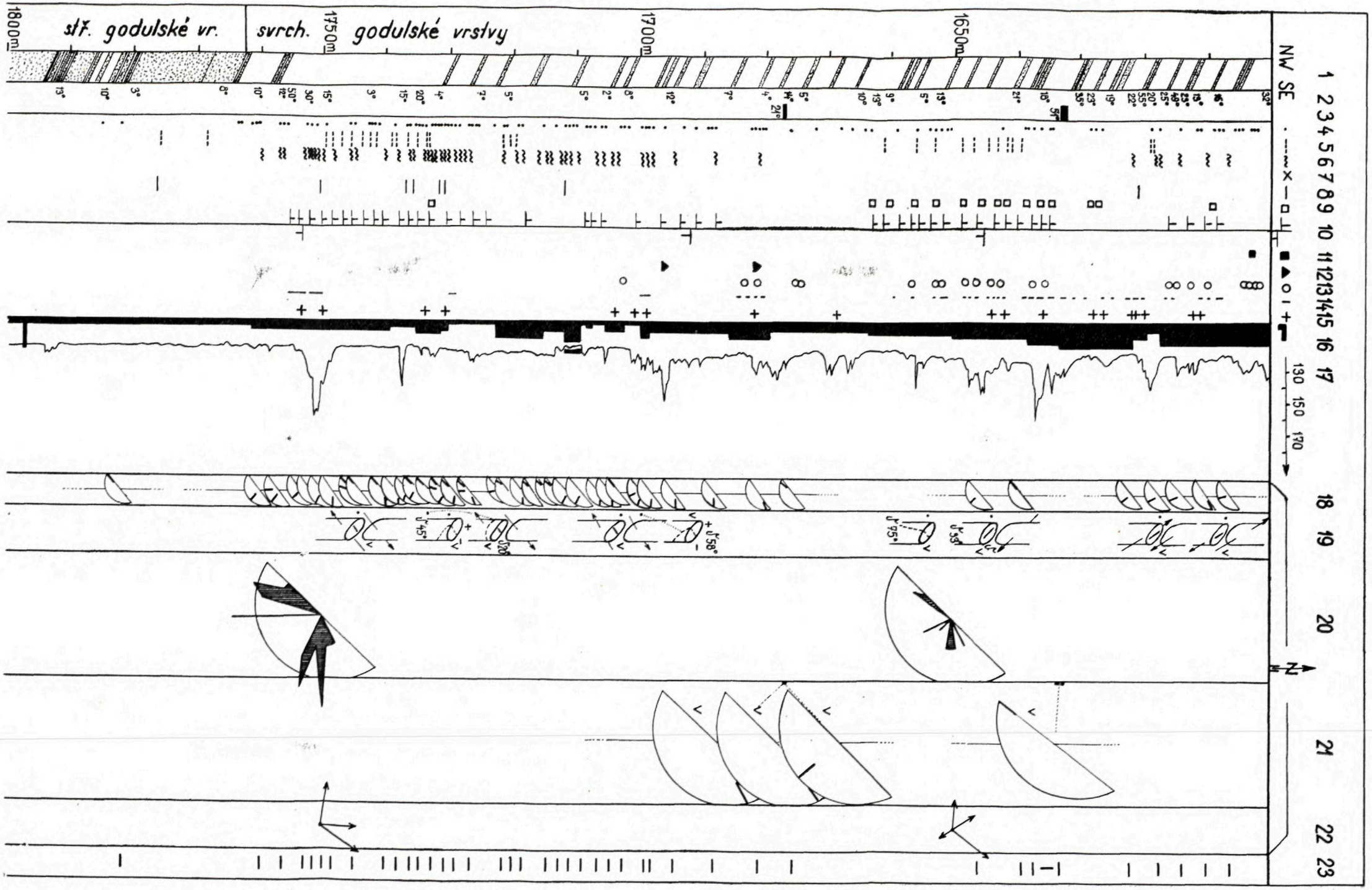
Tabuľka 1

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23
NW SE
130 150 170
N
1250m
1300m
1350m
1400m
15°
10°
16°
11°
17°
15°
27°
14°
20°
10°
13°
25°
13°
10°
13°
24°
10°
13
15°
11°
11°
V
P

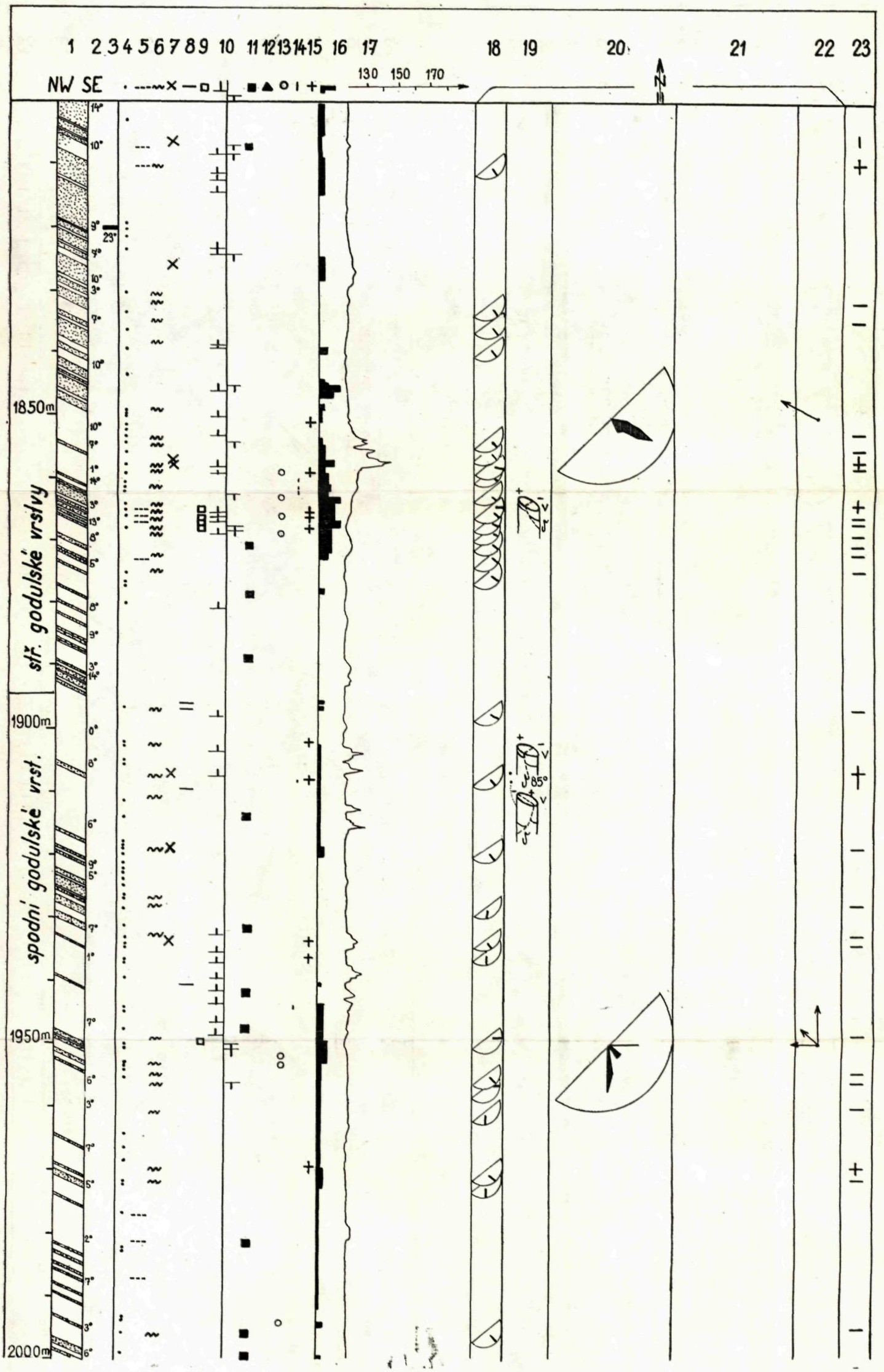
Tabulka 2


1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23
NW SE
130 150 170
N
1450m
1500m
1550m
1600m

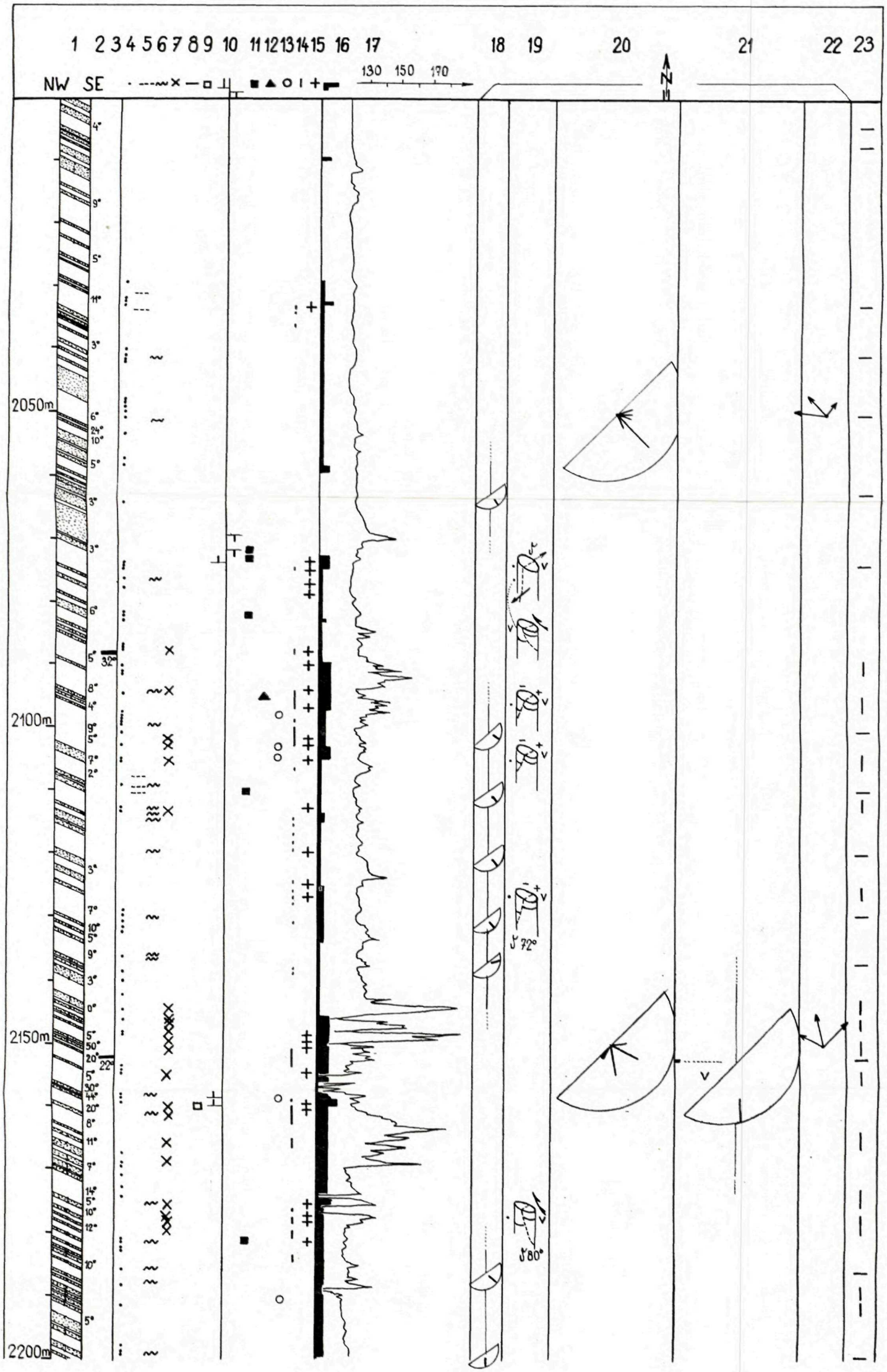
Tabulka 3


stř. godulské vr.
svrch. godulské vrstvy
1800m
1750m
1700m
1650m
NW SE
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17
18 19 20 21 22 23
130 150 170
N

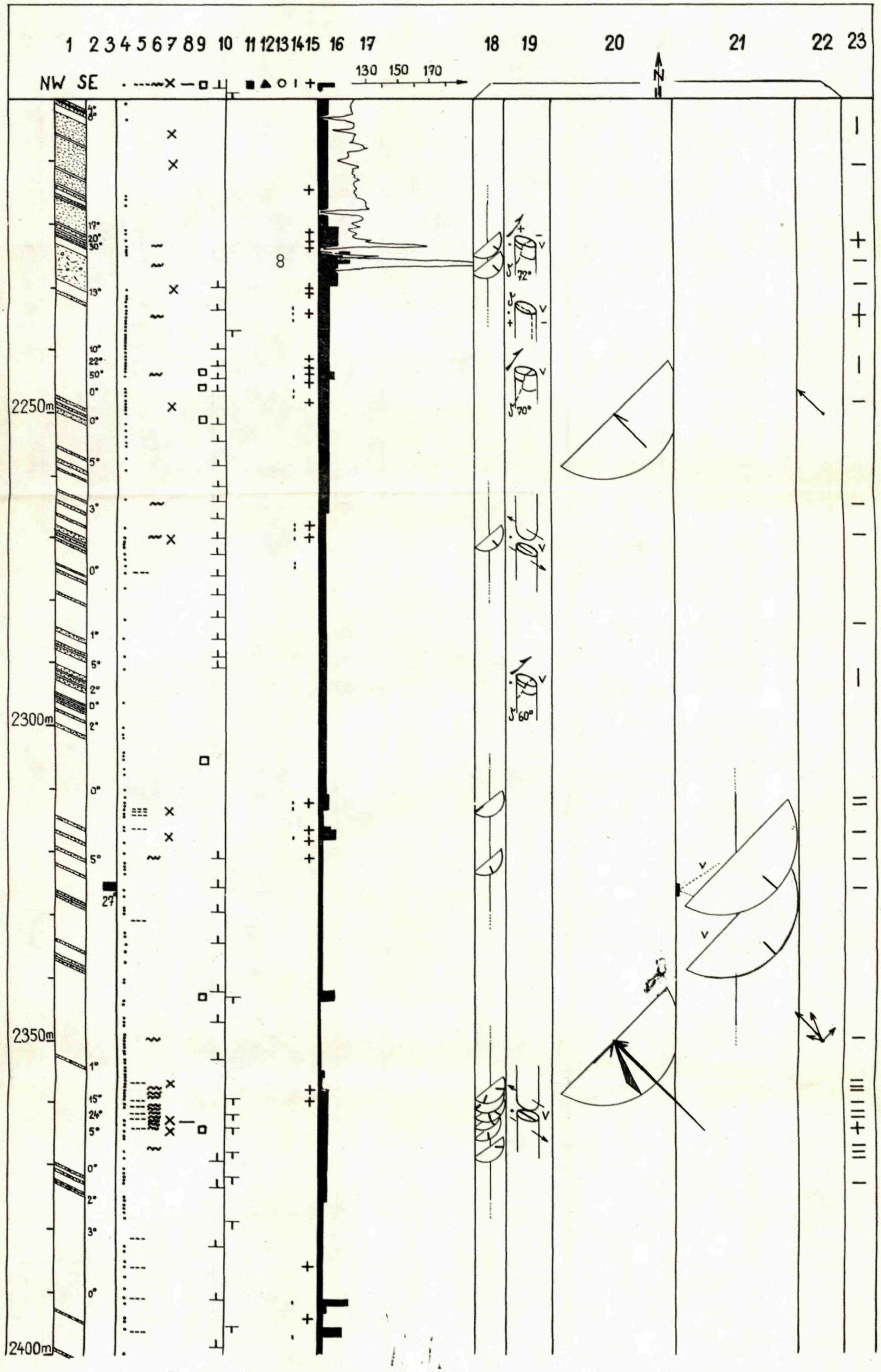
Tabuľka 4


1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23
NW SE
130 150 170
N
18.50m
str. godulské vrstvy
1900m
spodní godulské vrst.
1950m
2000m
85°

Tabuľka 5


1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23
NW SE
130 150 170
SEVER
2050m
2100m
2150m
2200m

Tabuľka 6


1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23
NW SE
130 150 170
N
2250m
2300m
2350m
2400m
8
72°
70°
60°

jsou rýhy rovnoběžné se spádnicí. Při R 150, když jsou v našem případě vrstvy ukloněny k JV, probíhají rýhy na vrstevní ploše ve směru jih—sever, při R 50 ve směru západ—východ. Práci s tímto kompasem, měření a záznam drobně tektonických prvků popisují Štelcl — Beneš — Pták (1968).

Popisná část

Při litologickém vývoji godulských vrstev, zastižených vrtem *St. Hamry—1A* se uplatňují zhruba dvě složky (písčité sedimenty a jílovce), střídající se s proměnlivým uplatňováním jedné nebo druhé složky. Větší nahromadění písčitých sedimentů připadá podle geologické dokumentace vrtu středním godulským vrstvám, zastiženým dle Rotha (1966) v intervalu hloubek 1762,61 — 1894,40 m. Ve zbývající části vrtu se ve spodních godulských vrstvách písčité sedimenty hromadí jen místy a dosahují až několikametrových mocností (např. v rozmezí hloubek 2043 — 2071 m a 2203 — 2230 m), jinde naopak (asi od hloubky 2300 m až do konečné hloubky vrtu) se mocnost písčitých sedimentů zmenšuje a pohybuje se v rozmezí jen několika cm. Pískovce a břidlice v uvedeném úseku se rychle střídají. Jak naznačuje studium drobné puklinové tektoniky, znova se projevily úzké vztahy mezi litologickým vývojem souvrství a drobně tektonickými jevy i na této vrtbě.

Dle orientovaných jader mají godulské vrstvy, zastižené vrtem *St. Hamry-1A* sklon 15—30 ° k JV.

Makropukliny

V jádrech vrtu byly zastiženy skoro výhradně *pukliny vrstevní* (Pličk a 1962). *Puklinovým zónám* (Pličk a 1962) náleží pravděpodobně jen výrazné, rovné, navzájem rovnoběžně probíhající pukliny, vyhojené kalcitem, zastižené v hloubce 1246,70 m; 1646,50 m; 1796,00 m a 1867,00 — 1867 90 m (tab. XIV, obr. 3). V uvedených hloubkách mají pukliny sklon 80 — 90°.

Vrstevní pukliny jsou ve studovaném úseku vrtu vyvinuty proměnlivě. Jsou vázány na pískovce a siltovce. Jejich počet a šířka vzrůstá v místech tektonicky silně namáhaných. Pro jejich rozšíření má značný význam kromě tektonického narušení vrstev litologický vývoj souvrství, Tak např. pozorujeme nápadný úbytek počtu vrstevních puklin a zmenšení jejich šířky ve svrchní části středních godulských vrtev v rozmezí hloubek 1762,60 — 1845,00 m s mocně vyvinutými polohami pískovců. Jílovce, tvořící vložky mezi lavicemi pískovců, mocnými několik metrů, jsou místy zcela bez makropuklin (např. v hl. 1827,20 — 1829,85 m; 1830,00 — 1832,50 a 1832,75 — 1838,40 m). Naproti tomu v místech, kde mají pískovce nad jílovci jen mírnou převahu, je při tektonickém narušení vrstev zvýšený počet vrstevních puklin (např. v hl. cca 1475 — 1515 m; 1590 — 1660 m; 1675 — 1710 m a 1850 — 1870 m). V polohách s převahou jílovců dochází při tektonickém narušení k uvolňování napětí, t. j. k rozklouzání a sešupinatění jílovců a prokluzování po vrstevních

plochách, které je zvláště patrné ve spodní části vrtu s převážně jílovcovým vývojem, zatímco v pásmech s převahou pískovců nejsou tyto jevy buď vůbec vyvinuty nebo jen minimálně (viz tab. 1—8, kolonka 1,4,5,14). Volné prostory, které vznikly při posunu vrstev po vrstevních plochách jsou v uvedeném úseku vrtu, stejně jako vrstevní pukliny a zlomy, vyhojeny kalcitem. Toto vyhojení puklin kalcitem, sledujících vrstevnatost (např. tab. XIII. obr. 7) je zvláště patrné v intervalu hloubek 2500,00 — 2560,00 m.

Z celkového hlediska vývoje makropuklin v godulských vrstvách, zastižených vrtem St. Hamry—1A se výrazně odlišuje jeho spodní část v rozmezí hloubek 2500,00 — 2690,00 m převážně v pelitickém vývoji, kde jsou jednak kalcitem vyplněny pukliny, sledující vrstevnatost, jednak vrstevní pukliny s kalcitovou výplní dosahující maximálních šířek (až přes 2 cm). Kromě toho jsou makropukliny s kalcitovou výplní dobře vyvinuté i v jílovcích na rozdíl od ostatní části vrtu, kde v jílovcích, při přechodu z pískovců naopak nastává vykliňování a vytrácení makropuklin.

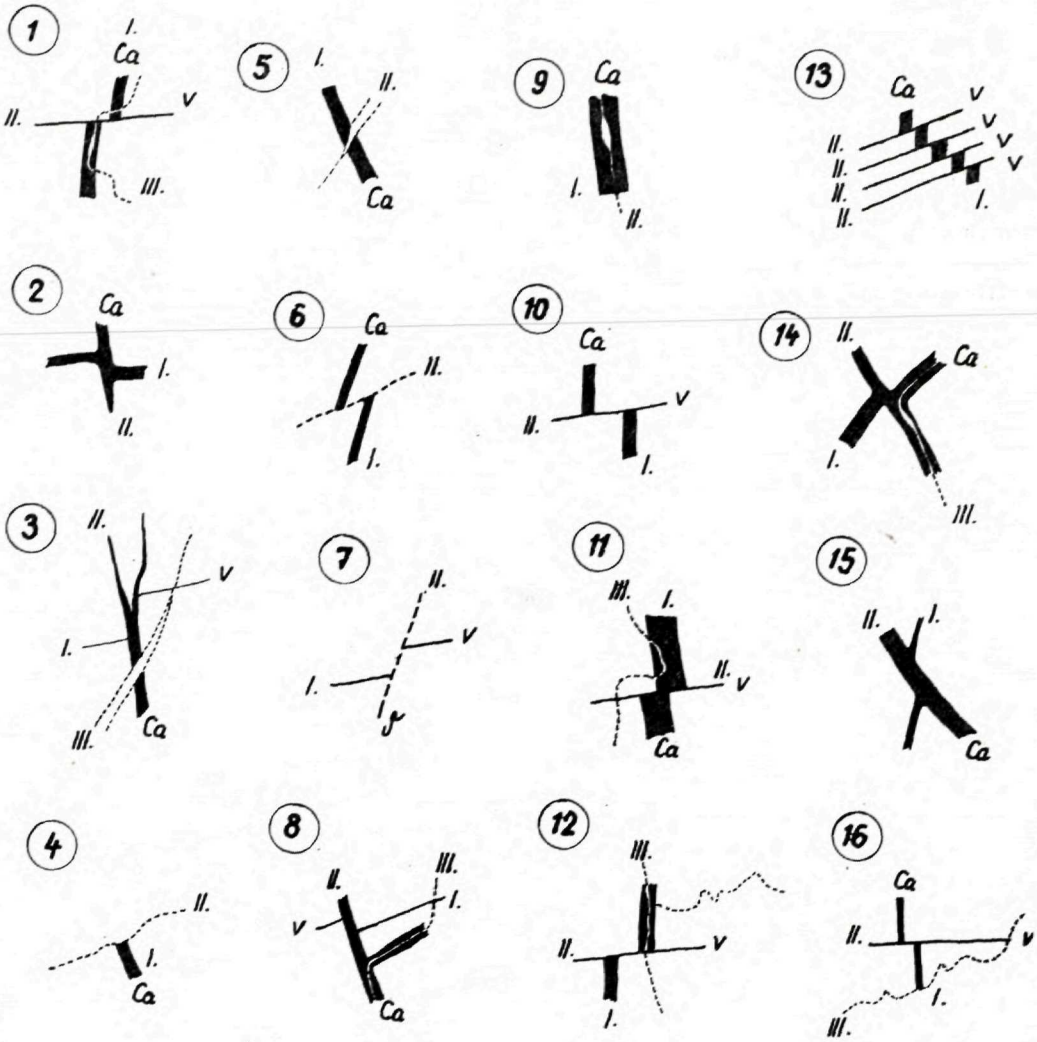
Šířka puklin (viz kolonka 16 na tab.) se pohybuje od několika desetin mm až do 2 cm. V hloubce okolo 2635 m byla dokonce zjištěna puklina s kalcitem, široká 3 cm. Šířka puklin je někdy na krátkou vzdálenost velmi proměnlivá. Pukliny se uvnitř horniny náhle zužují nebo rozšiřují, jindy naopak je jejich šířka na krátkou vzdálenost konstantní (např. v jádře v hl. 1577,10 m). Při přechodu ze siltovců a pískovců do jílovců se pukliny většinou rychle zužují a vytrácejí.

Pukliny vykliňují většinou směrem do nadloží (např. tab. XIV, obr. 7), jen místy, např. v intervalu hloubek 1550,00 — 1560,00 m vykliňují směrem do podloží. Směr vykliňování vrstevních puklin naznačuje antiklinální nebo synklinální prohnutí vrstev. Při celkovém posouzení tohoto jevu ve vrtu Staré Hamry—1A jsou godulské vrstvy synklinálně prohnuty.

Byl sledován vztah šířky puklin k tektonicky drceným zónám a litologii vrstev. Ukázalo se, že se zákonitě rozšiřují pukliny v místech tektonicky namáhaných. Tam, kde není znatelné tektonické narušení, je pro vývoj vrstevních puklin vhodnější střídání břidlic a pískovců (např. v intervalu hloubek 1350 — 1370 m a 1560 — 1570 m). Méně vhodný je břidličný vývoj s ojedinělými pískovcovými lávkami (např. v hl. 1280 — 1290 m), popřípadě mocnější pískovcové lavice (např. svrchní část středních vrstev godulských nebo několikametrové polohy pískovců v hl. 2060 — 2070 m).

Zvětšování šířky puklin v jednotlivých úsecích vrtu se výrazně projevuje v křivce kavernoměru (viz kolonka 17 na tab.).

Délka puklin se pohybuje od několika mm do několika dm. Pukliny končí buď uvnitř pískovce nebo siltovce (např. tab. XIV, obr. 4, 7, 10), nebo se rychle vytrácejí v nadložních nebo podložních břidlicích.



I. – III.	jednotlivé generace puklin
V	vrstevní plocha
-----	pukliny bez výplně
~~	stylolity

1	-	1621,00 m	9	-	1952,50 m
2	-	1531,70 m	10	-	1603, 50 m
3	-	1642,00 m	11	-	1645, 60 m
4	-	1634,70 m	12	-	1499, 70 m
5	-	1649,10 m	13	-	2224, 30 m
6	-	1675,00 m	14	-	2405, 60 m
7	-	1675,00 m	15	-	2484, 00 m
8	-	1612,10 m	16	-	2435, 10 m

Obr. 2. Jednotlivé generace makro-puklin, nejčastěji se vyskytující ve vrtu Staré Hamry – 1A.

Fig. 2. Individual macro-joint generations most frequently noted in the borehole Staré Hamry – 1A.

Dle *tvaru* jsou pukliny nejčastěji mírně zvlněné nebo klikaté a velmi často ve svém průběhu uskakují po vrstevních plochách o několik desetin mm až mm (viz kolonka 5 na tab; tab. XIII. obr. 9; obr. 2/10,11, 12, 13 v textu). V tektonicky drcených pásmech, hlavně v pískovcích, tvoří pukliny hustou síť a větví se. Rovné pukliny jsou méně časté (např. v hl. 1574,70 — 1574,90 m).

Výplň puklin tvoří převážně kalcit. Většinou jsou pukliny zcela vyplněny kalcitem, v tektonicky drcených pásmech bývají často vyplněné jen částečně. V celém úseku vrtu bylo pozorováno zavlékání jílovité hmoty z podloží nebo nadloží siltovců a pískovců do puklin s kalcitovou výplní (viz kolonka 9 na tab. a tab. XIV. obr. 4,10; tab. XV. obr. 10). Jílovitá hmota proniká do pukliny do hloubky několika mm až přes 1 cm; její hranice oproti kalcitu je nevýrazná. Z toho lze usuzovat, že došlo k znečištění hydrotermálního roztoku jílovitou hmotou v místě jejich styku. Jílovitá hmota se pravděpodobně z velké části dostala do pukliny v pískovcích a siltovcích vtláčením.

Zajímavým úkazem jsou ojedinělé pukliny v jílovcích, vyplněné písčitou substancí, deformované změnou objemu jílovité hmoty během diageneze. Pukliny jsou široké několik mm a jsou silně klikaté (např. v hl. 2009,40 až 2009,50 m). Uzavírají se směrem do podloží. Pukliny v jílovcích vznikaly zřejmě tehdy, když hornina byla již aspoň částečně zpevněna, v době před sedimentací nadložní písčité vrstvy. Do trhlinky se dostal jílovito-písčitý, hojně slídnatý materiál a vyplnil ji.

Naftové povlaky na puklinách byly zjištěny v silně tektonicky narušených jílovcích s vložkami pískovců v hl. 1699,00 m. *Naftový zápach* byl pozorován v pískovci v hl. 1499,70 — 1499,90 m s hojnými puklinami, neúplně vyhojenými kalcitem, vytvářejícím krystaly o průměru až 1 cm. Rovněž další indicie ve vrtu (zápach) byly pozorovány při puklinách většinou neúplně vyhojených kalcitem. (Viz kolonka 12 na tab.).

Podle *charakteru výplně* jsou pukliny převážně minerální, v ojedinělých případech smíšeného typu (naftové povlaky) (Pličk a 1965).

Podle *vztahu k vrstevnatosti* byly v jádrech vrtu zaznačeny tři typy puklin: horizontální, vertikální a nakloněné (Pličk a, 1965). Převahu mají pukliny vertikální (kolmé nebo skoro kolmé k vrstevní ploše).

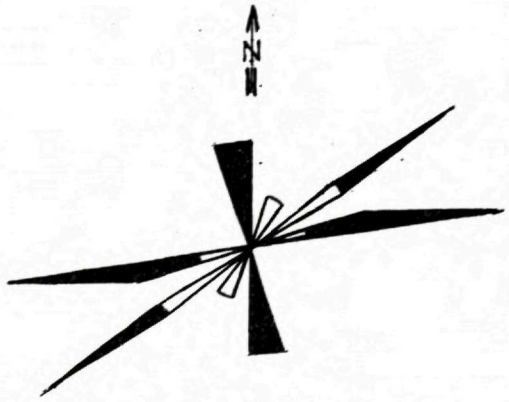
Podle *větvení* jsou pukliny *nerozvětvené* (viz např. tab. XIII. obr. 10; tab. XIV. obr. 2, 3, 7; tab. XV. obr. 6) i *rozvětvené* (viz tab. XIII. obr. 8; tab. XIV. obr. 5; tab. XV, obr. 8) a velmi často se navzájem protínají, zvláště v tektonicky namáhaných pásmech se zvýšeným počtem puklin (např. tab. XIV. obr. 1; tab. XV. obr. 3 a 8).

Stáří puklin: za nejstarší pukliny v godulských vrstvách, zastižených vrtem lze považovat pukliny v jílovcích, vyplněné písčitou substancí (jemnozrnným vápnitým pískovcem). Vznikly před sedimentací nadložní písčité

polohy. Po zpevnění horniny došlo později při tektonickém procesu ke vzniku několika generací puklin.

První a druhé generaci náleží makropukliny, úplně nebo neúplně vyhojené kalcitem. Třetí generaci náleží pravděpodobně pukliny uzavřené nebo vyplněné kalcitem, sledující vrstevnatost. Čtvrtá generace je zastoupena otevřenými puklinami bez výplně a stylolity.

Stylolity (obr. 2/12, 16 v textu) byly v jádrech vrtu pozorovány v pískovcích a siltovcích v tektonicky drcených pásmech. Mají silně klikatý průběh. Jsou většinou bez výplně, jen místy (např. v hl. 1992,00 — 2028,00 m) jsou částečně vyplněné kalcitem. Ve vztahu k vrstvě jsou většinou nakloněné a vertikální, méně často horizontální (např. v hl. 1970,00 — 1972,00 m). Ke stylolitům počítáme stejně jako sovětští autoři (Smechov & al. 1962) *dutinky* a *kaverny*. Velké až hrubé dutinky (Pličk a 1965) a kaverny (viz kolonka 13 na tab.). se hromadí v tektonicky namáhaných pískovcových polohách godulských vrstev, tedy v místech, kde narůstá i šířka puklin. Jejich přítomnost se výrazně projevuje při měření kavernoměrem. Dutinky a kaverny vznikly v místech, kde pukliny jsou jen částečně vyplněny kalcitem. Místy vznikají volné prostory o obsahu až několik cm^3, případně i více. Stěny kavern jsou pokryty kalcitovými klenci, někdy o průměru až přes 1 cm (viz tab. XIV. obr. 6). Dutinky a kaverny, vyskytující se při tektonickém drcení v hornině, jsou vyplněny kalcitem, někdy pyritem (např. tab. XVI, obr. e) nebo bez výplně.



Obr. 3. Souhrnný růžicový diagram makropuklin v orienovaných jádrech opěrného vrtu Staré Hamry—1A. Vysvětlivky: černá plocha značí pukliny uzavřené, bez kalcitové výplně; světlá plocha představuje pukliny vyplněné kalcitem.

Fig. 3. Total rasette diagram of macro-joints found in oriented drill cores from the borehole Staré Hamry—1A. Explanation: black surface designates closed joints without calcite filling; light surface designates joints filled up with calcite.

Orientace puklin: Vrstevní pukliny mají, jak bylo zjištěno v orientovaných jádrech směr VSV — ZJZ, SV — JZ a S — J až SSZ — JJV. Pukliny o směru S — J až SSZ — JJV jsou v orientovaných jádrech uzavřené bez kalcitové výplně, pukliny zbývajících uvedených směrů jsou jednak uzavřené, jednak vyhojené kalcitem (viz obr. 3 v textu).

Mikropukliny

Mikropuklinami rozumíme pukliny, dosahující maximální šíře 150 μ (Pl i č k a 1965); nad tuto šíři náleží makropuklinám. V případě, že pozorovaná puklina (např. pod mikroskopem) se ve svém průběhu rozšiřuje nebo zužuje a přechází tak svými rozměry z mikropukliny do makropukliny a naopak, mluvíme o mikro-makropuklině.

Šířka puklin ve výbrusech, vesměs v siltovcích a pískovcích, převážně vyplněných kalcitem, se pohybuje od několika do několika desítek mikronů (kapilární až subkapilární), v některých případech přechází až do makropuklin, případně nastává kombinace mikropuklin s makropuklinami (viz tab. XVI). V posledním případě se často jedná o dva odlišné systémy puklin, náležející různým generacím (např. výbrus z jádra v hl. 2405,54 m na tab. XVI, obr. g). Ve svém průběhu mikropukliny buď zachovávají přibližně stejnou šířku nebo se rychle rozšiřují nebo zužují. S prvním případem se setkáváme např. v jádře v hl. 1326,65 m a 2405,64 m; případ druhý představuje výbrus z hl. 1404,40 m a 2244,21 m (tab. XVI, obr. a, d). Pukliny se v druhém případě větví a rychle vykliňují. Někdy ve svém průběhu vikarují (např. v hl. 2432,78 m).

Pukliny ve svém průběhu jsou někdy přerušovány a drobí se na krátké úseky. S tímto jevem se setkáváme jak u puklin s kacitovou výplní (např. v hl. 2430,15 m, tab. XVI, obr. f) tak a to hlavně u puklin, vyplněných pyritem. V druhém případě se jedná spíše o sérii dutinek a kavern, sledujících určitou linii tektonického narušení horniny (např. v hl. 1325,65 m nebo jak je patrné na tab. XVI, obr. h, v hl. 2411,00 m).

Dle *tvaru* jsou mikropukliny-makropukliny ve svém průběhu obyčejně rovné nebo mírně zvlněné. Okraj puklin je většinou mírně zvlněný, u puklin, vyplněných pyritem je silně zprohýbaný a laločnatý.

Dle *stupně vyplnění* byly ve výbrusech hornin zjištěny pukliny převážně zcela vyplněné kalcitem, někdy pyritem, někdy (např. v hl. 2489,90 m) částečně vyplněné nebo otevřené (např. v hl. 2411,00 m).

Dle *charakteru výplně* je možno považovat mikropukliny — (makropukliny), studované ve výbrusech za minerální.

Dle *vztahu ke struktuře* probíhají pukliny obyčejně mezi zrny v hornině,

v některých případech (např. v hl. 1351,70 m) porušují zrna minerálů. V uvedeném případě jsou to mikropukliny zcela vyhojené kalcitem.

Dutinky byly ve výbrusech pozorovány např. v jádře v hl. 2364,38 m. Jejich průměr dosahuje až 0,25 mm. V jádře v hl. 2411,00 m byly zjištěny dutinky vyplněné pyritem, seskupené do dvou paralelních linií (tab. XVI, obr. h).

Podle *stáří* bylo možno stanovit ve výbrusech hornin čtyři generace puklin: jedné generaci náleží pukliny, dutinky a kaverny vyplněné pyritem; dvě generace představují pukliny, vyplněné kalcitem a čtvrté generaci náleží pukliny otevřené, bez výplně. Dle výbrusu hornin z hl. 2411,00 m se zdá, že pukliny a dutinky s pyritem jsou mladší než jedna generace puklin s kalcitem.

Drobná puklinová tektonika

Z hlediska drobných tektonických jevů byly v jádrech vrtu studovány *rýhy* na vrstevních a puklinových plochách a zlomech a relativní pohyby dle nich, *ohlazy* a *drobné zlomy*. Na základě intenzity tektonické narušenosti hornin byla vymezena tektonicky drcená pásma.

Rýhy jsou v jádrech vrtu velmi častým zjevem na vrstevních plochách (kolonka 6 na tab.), kde se místy objevují v několikacentimetrových intervalech, jak je tomu např. v hl. 2540,30 — 2549,75 m. V uvedeném úseku vrtu se *vrstevní plochy s rýhami* střídají s *ohlazy na vrstevních plochách*.

Pro názornost o změnách ve směru rýh na vrstevních plochách uvádíme část zmíněného úseku vrtu (vrstvy mají úklon 15° k JV):

Hloubka v metrech	rýhy na vrstevní ploše (R 100 — dle spádnice R 0 — horizontální)	Skutečný směr průběhu rýh na vrstevních plochách
2540,30 m	R 110	SSZ—JJV
2541,00 m	R 110	SSZ—JJV
2541,35 m	R 110	SSZ—JJV
2541,50 m	R 0	SV—JZ
2541,85 m	R 30	Z—V
2542,00 m	R 0	JV—SZ
2542,12 m	R 110	SSZ—JJV
2542,30 m	R 110	SSZ—JJV
2542,45 m	R 110	SSZ—JJV
2542,46 m	R 110	SSZ—JJV
2542,50 m	R 110	SSZ—JJV
2542,55 m	R 90	SZ—JV
2542,80 m	R 90	SZ—JV
2542,82 m	R 90	SZ—JV
2542,85 m	R 90	SZ—JV
2542,88 m	R 80	ZSZ—VJV
2543,05 m	R 0	JZ—SV
2543,20 m	R 50	Z—V
2543,60 m	R 140	JJZ—SSV
2543,63 m	R 50	Z—V
2543,70 m	R 80	ZSZ—VJV
2547,00 m	R 100	SZ—JV
2547,08 m	R 100	SZ—JV
2547,10 m	R 100	SZ—JV
2547,15 m	R 100	SZ—JV
2547,25 m	R 100	SZ—JV
2547,28 m	R 100	SZ—JV
2547,40 m	R 80	ZSZ—VJV
2547,45 m	R 80	ZSZ—VJV
2547,50 m	R 90	SZ—JV
2547,51 m	R 90	SZ—JV
2547,52 m	R 90	SZ—JV
2547,65 m	R 50	Z—V
2547,75 m	R 70	ZSZ—VJV
2547,83 m	R 80	ZSZ—VJV

Z předchozího 8 m mocného úseku vrtu s rýhami na vrstevních plochách je patrné, že v detailu zachovávají rýhy na vrstevních plochách určitý směr v malých, několika cm až dm intervalech; pak nastává rozkmitání a narušení původního směru, opět v několika cm až dm intervalech (např. v rozmezí hloubek 2541,50 — 2542,00 m) a znova se objevují rýhy buď téhož směru nebo směru poněkud odchýleného. Z celkového hlediska mají rýhy na vrstevních plochách v intervalu hloubek 2540,30 — 2549,75 m převážně směr cca SZ — JV a jsou shodné se spádnicí vrstevní plochy. Ve třech případech v uvedeném úseku vrtu byl v rozmezí 1,5 m zaznačen horizontální posun po vrstevních plochách, kolmý k předcházejícímu směru rýh na vrstevních plochách (hl. 2541,50 m; 2542,00 m a 2543,05 m).

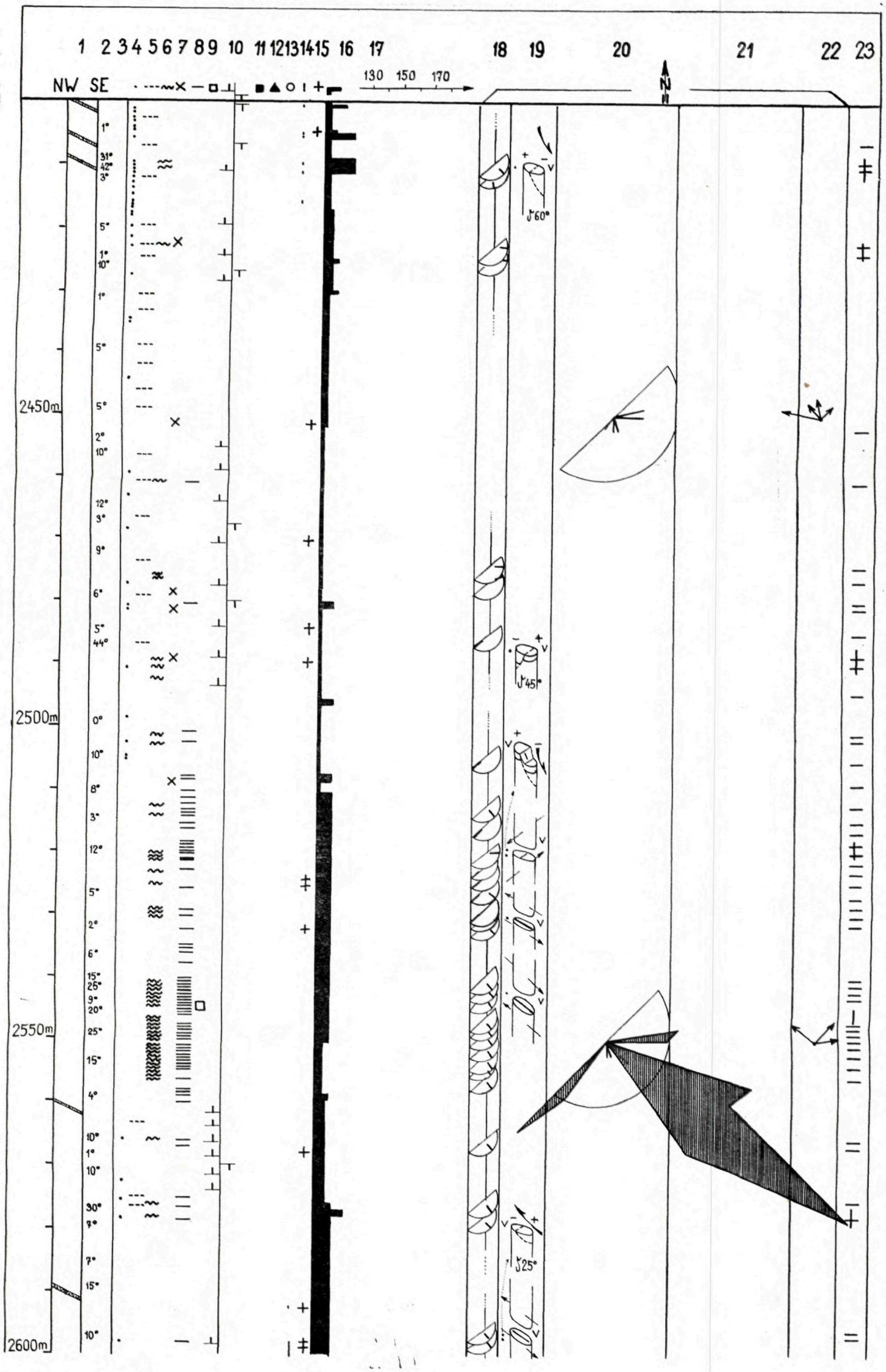
Obdobné poměry jsou v celém studovaném úseku vrtu v intervalu hloubek 1242,00 — 2705,10 m. Jak je patrné na tabulce (kolonka 6 v tab.), rýhy na vrstevních plochách, případně puklinách jsou skoro výhradně v pelitech. V pískovcích byly pozorovány až ve spodních godulských vrstvách, např. v intervalu hloubek 2184,60 — 2220,00 m, kde jsou godulské vrstvy převážně v pískovcovém vývoji. Dokladem toho, že břidličný vývoj godulských vrstev dává větší možnost prokluzování po vrstevních plochách jak vývoj pískovcový, je skutečnost, že maximální množství rýh a ohlazů na vrstevních plochách nacházíme ve spodní části provrtaného souvrství, kde se střídají jílovce s pískovci, mocnými většinou jen několik cm. Při prokluzování vrstev po vrstevních plochách vznikají místy volné prostory, druhotně vyplněné kalcitem (např. v hl. 2500,00 — 2580,00 m).

Při stupňovitém prokluzování vrstev po vrstevních plochách (viz obr. 2/13 v textu) je možno předpokládat značný posun nadloží oproti podloží, zvláště v polohách s břidličným nebo břidličnatopískovcovým vývojem vrstev. Velikost posunu je přímo úměrná mocnosti studovaného souvrství za předpokladu, že mají vrstvy pro prokluzování příznivý vývoj. Několikamilimetrové posuny po tmavých jílovcových proužcích se úměrně s mocností vrstev sčítají, nehledě na to, že místy dochází po vrstevních plochách pravděpodobně i k posunům větším v rozmezí několika cm až dm. Nelze vyloučit v některých případech s menší soudržností vrstev ani posuny několikametrové. S takovou možností lze počítat v godulských vrstvách zastižených vrtem Staré Hamry—1A v intervalu hloubek 2500,00 — 2560,00 m.

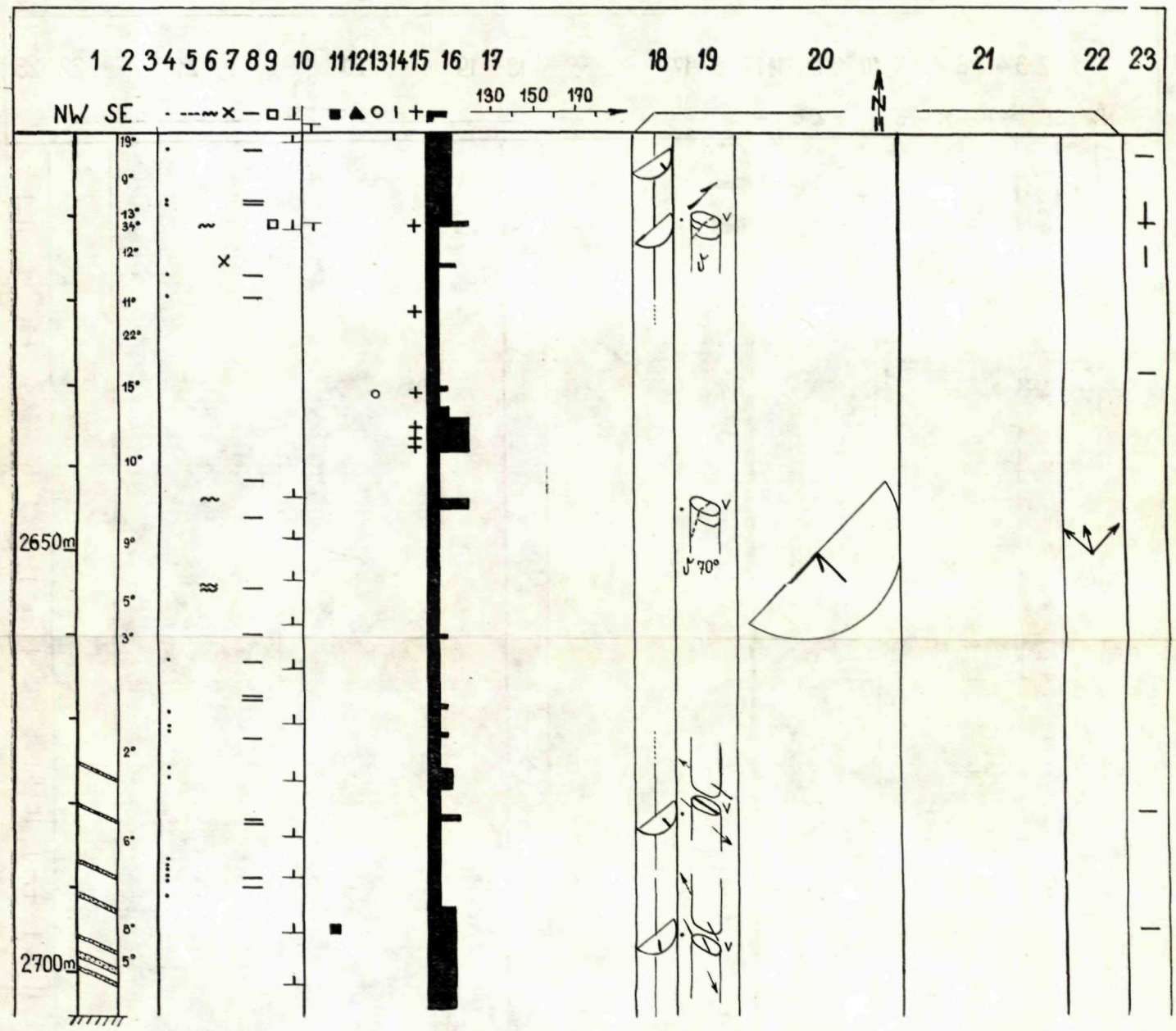
Prokluzování po vrstevních plochách je mladší než vrstevní pukliny vyhojené kalcitem (viz obr. 2 v textu, znázorňující jednotlivé generace puklin). Nevznikalo tedy mezivrstevním prokluzováním při synklinálním nebo antiklinálním prohýbání vrstev, ale později jako výsledek bočního tlaku.

Rýhy na vrstevních plochách ve vrtu *St. Hamry—1A* svědčí o posunech ve směru S — J, SV — JZ a SZ — JV (viz tab. 1 — 8 v textu, kolonka 18, 20, 21, 22).

Tabuľka 7


1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23
NW SE
130 150 170
2450m
2500m
2550m
2600m
60°
45°
25°

Tabuľka 8



Tabulka 1 – 8

1 – litologický profil (tečkovaně jsou označeny pískovce o větší mocnosti než 40 cm, přesná hloubka je upostřed kolonky); 2 – úklon vrstev, měřený v jádře; 3 – orientované jádro a skutečný úklon vrtev v souvrství; 4 – ohlazy na vrstevních plochách; 5 – ohlazy na vrstevních plochách se znatelným posunem; 6 – rýhy na vrstevních plochách; 7 – rýhy na puklinových plochách; 8 – vrstevní spára s kalcitovou výplní; 9 – zavlékání jílovité hmoty do kalcitové výplně puklin; 10 – uzavírání puklin s kalcitovou výplní: směrem nahoru (vlevo) a směrem dolů (vpravo); 11 – pyrit (poprašek, konkrece); 12 – naftový zápach nebo povlaky na puklinách; 13 – kaverny, dutinky; 14 – tektonicky drcené pásmo; 15 – drobný zlůmek; 16 – skutečná maximální šířka makropuklin v úseku vrtu; 17 – křivka měření kavernoměrem; 18 – tektonogramy puklin (vrstevních ploch) s rýhami (směr vyznačen čárkou); 19 – směr posunu dle rýh na vrstevních (v), zlomových nebo puklinových plochách v jádře vrtu (tečkou je označeno místo pozorování); 20 – tektonogramy kombinované se souhrnnými růžicovými diagramy rýh ve stometrových úsecích vrtu (u tab. I platí pro úsek 170 m); 21 – tektonogramy vrstevních (v) nebo puklinových (p) ploch s rýhami, vyskytující se v orientovaných jádrech; 22 – souhrnný přibližný směr dle rýh na vrstevních nebo puklinových plochách v jednotlivých úsecích vrtu; 23 – vertikální nebo horizontální posuny v jednotlivých úsecích vrtu.

1 – lithological section (sandstones the thickness of which exceeds 40 cm are marked by dotting, the exact depth is in the middle of the column); 2 – dips of beds measured in the drill cores; 3 – oriented drill core and bed dips actually existing within the formation; 4 – slickensides on the bedding planes; 5 – slickensides on the bedding planes showing perceptibl displacement; 6 – drag marks on the bedding planes; 7 – drag marks on the joint planes; 8 – stratification plane filled up with calcite; 9 – clayey substance mingled with calcite filling of joints; 10 – closing of joints with calcite fillings: upwards (on the left) and downwards (on the right); 11 – pyrite (dust, concretions); 12 – oil odour or oil coatings on joint surfaces; 13 – caverns, small cavities; 14 – tectonically crushed zone; 15 – minor fault; 16 – maximum width of macrojoits actually measured in the borehole section; 17 – cavernometer curven; 18 – tectonograms showing joints (bedding planes) with drag marks (direction is marked by a stroke); 19 – direction of displacement observed on the basis of drag marks on the bedding planes (v), fault or joint plans of the rocks from the drill core (the place of observation is marked by a dot); 20 – combined tectonograms and total rosette diagrams showing drag marks after every hundred meters of the borehole section, (in Plate 1 a section of 170 m is concerned); 21 – tectonograms showing bedding planes (v) or joint planes (p) with drag marks occurring in the drill cores; 22 – total approximate direction shown by the drag marks on the bedding or joint planes in individual borehole sections; 23 – vertical or horizontal displacements in individual borehole sections.

Přitom se jeví jakási preference některého z uvedených směrů v určitých hloubkových intervalech vrtu. Např. v intervalu hloubek 1800,00 — 1900,00 m se dle rýh na vrstevních plochách výrazně uplatňuje směr severozápadní, zatímco v nadložním stometrovém úseku byl zjištěn směr severojižní, severovýchodní a východní až východojihovýchodní.

Rýhy na ostatních puklinových a zlomových plochách jsou v souladu s posuny, zjištěnými na vrstevních plochách. Dokreslují tektonické pohyby v godulských vrstvách, zastižených vrtem.

Ohlazy byly zaznačeny s proměnlivou intenzitou v úseku celého vrtu (viz tab. 1 — 8 v textu, kolonka 4 a 5). Vznikají jednak při tektonickém rozklouzání jílovců v poruchových pásmech, kde dochází k sešupinatění jílovců, jednak je pozorujeme, jak již bylo řečeno, v jílovcích na vrstevních plochách jako tektonická zrcátka. Uvnitř pískovců a siltovců dochází k prokluzování po tmavých jílovcových proužcích (tab. XIII, obr. 6, 9; tab. XIV, obr. 5). V tektonicky silně narušených pásmech je možno ohlazy ve vrstvách sledovat někdy v několikamilimetrových až centimetrových intervalech, opakujících se nad sebou. Na vrstevních plochách vznikají ohlazy prokluzováním vrstev. Značné množství tektonických zrcátek na vrstevních plochách spolu s rýhami bylo pozorováno např. ve svrchní části svrchních godulských vrstev, těsně nad pískovcovým vývojem v intervalu 1700,00 — 1760,00 m. Naproti tomu svrchní část středních vrstev godulských s mocně vyvinutými pískovcovými polohami je až na ojedinělé podřadné vložky jílovců zcela bez ohlazů a rýh na vrstevních plochách. Pískovcový komplex svrchní části středních godulských vrstev (viz tab. 3 a 4 v textu, kolonka 1) představuje zřejmě v místě, zastiženém vrtem při tektonickém narušení soudržnější celek než jejich břidličnato-pískovcový nebo břidličnatý vývoj godulských vrstev ve zbývající části vrtu. V uvedeném pískovcovém pásmu pozorujeme v pískovcích zmenšení šíře puklin (průměrně 1 — 2 mm) (viz tab. 3 a 4, kolonka 16) a celkovou nepatrnou narušenost vrstev (v hl. 1762,60 — 1848,00 m).

Drobné zlomy pozorované v jádrech vrtu mají výšku skoku několik mm až cm, místy přes 1 dm (např. v hl. 1574,86 — 1575,08 m). Jsou souklonné i protiklonné, někdy stupňovité (např. v hl. 1534,00 m), obyčejně se sklonem okolo 45°, s rýhami na zlomových plochách ve směru spádnice. Kromě toho byly pozorovány drobné zlomy, jdoucí kolmo ke směru vrstev. Uvedené drobné zlomy svědčí o poklesovém charakteru pohybu. Mimo to byly v celém úseku vrtu pozorovány hojné drobné přesmyky. (V detailu jsou zachyceny drobné zlomy a rýhy na vrstevních plochách s relativním smyslem pohybu v kolonce 19 na tabulkách 1 — 8 v textu).

Tektonicky drcená pásma, v jádrech vrtu se projevují drcením pískovců a rozklouzáním jílovců v šířce od 1 — 2 dm až 2 — 3 m. Nejčastěji se

setkáváme v tektonicky narušeném souvrství s kratšími opakujícími se tektonicky narušenými úseky v rozmezí od 2 — 3 dm (viz kolonka 14 na tabulkách 1 — 8 v textu). Větší tektonické narušení godulských vrstev, provázené drcenými pásmy bylo pozorováno v intervalu hloubek 1470 — 1510 m; 1590 až 1660 m; 2090 — 2185 m a 2230 — 2250 m. Tektonické rozklouzání a drcení hornin v kratších úsecích, jako jeden z projevů tektonického narušení, je pravděpodobně podmíněno litologickým vývojem vrstev. Příznivě se pro tento druh tektonického narušení vrstev jeví výskyt pískovců v polohách o mocnosti přes 50 cm, střídajících se s jílovci (např. v intervalu hloubek 1470 — 1510 m), naproti tomu převážně pískovcový vývoj vrstev s podřadnými vložkami jílovců není vhodný (např. pískovcové polohy ve středních vrstvách godulských). V úsecích s převážně břidličným vývojem dochází k uvolnění napětí prokluzováním po vrstevních plochách. Toto je zvláště patrné ve spodní části vrstev s převážně břidličným vývojem.

Vzájemný vztah drobně tektonických jevů ve vrtu a na povrchových odkryvech

Poznatky, získané o tektonice godulských vrstev z vrtu Staré Hamry—1A na základě drobně tektonických jevů jsou v souladu s poznatky, získanými na povrchových odkryvech v širším okolí vrtu (Pličk a 1955, 1963, 1964; Foldyna 1962). Na základě orientovaných jader byly dle rýh na vrstevních a puklinových plochách zjištěny posuny vrstev ve směru JZ — SV až Z — V, S — J a SZ — JV. Severovýchodní až východní posuny jsou pravděpodobně ve vztahu k tektonice jablunkovské deprese (Pličk a 1963). Posuny směrem k severozápadu a k severu byly vyvolány pohybem karpatských příkrovů směrem k jejich vnějšímu okraji. V souvislosti s touto příkrovovou tektonikou jsou jednak drobné zlomy příkrovového charakteru, jednak drobné syntetické a antitetické zlomy poklesového charakteru, pozorované na vrtných jádrech.

Puklinové kolektory

Kolektory puklinového charakteru byly v jádrech vrtu stanoveny při karotážních pracech Geologickým průzkumem Ostrava (Hradil 1967) tak, že podle kavernogramu byly stanoveny puklinové propustnosti a obzory s puklinovou propustností byly ověřeny způsobem dvou roztoků. Při měření v intervalu hloubek 1240,00 — 2227,00 m byly zjištěny puklinové kolektory: v intervalu hloubek 1453,50 — 1491,00 m; 1570,00 — 1646,00 m; 2086,00 až 2098,00 m a 2157,00 — 2164,00 m. Uvedené obzory se indikovaly přítokem relativně málo mineralizované vody do výplachu.

Jmenované obzory jsou v místech, kde godulské vrstvy jsou silně tektonicky porušeny (silně drcená pásma, četné dutinky a kaverny, zlomy, prokluzování vrstev po vrstevních plochách a pod). Ve třech případech byly ve

vrtných jádrech v uvedených obzorech s puklinovou propustností pozorovány naftové stopy (viz kolonka 12 na tab.).

Závěr

V godulských vrstvách, zastižených vrtem Staré Hamry—1A jsou vyvinuty skoro výhradně *pukliny vrstevní*. Pukliny, náležející *puklinovým zónám* byly zjištěny jen ojediněle. *Vrstevní pukliny* v profilu vrtu jsou vyvinuty nerovnoměrně a jsou částečně nebo úplně vyhojeny kalcitem. Jsou vázány na pískovce a siltovce. V jílovcích vykliňují směrem do nadloží nebo podloží a vytrácejí se. V místech tektonicky namáhaných se počet a šířka vrstevních puklin zvětšuje a přechází z pískovců i do jílovců. Zvětšování šířky pukliny v jednotlivých úsecích vrtu se výrazně projevuje v křivce kavernoměru.

Výplň puklin tvoří převážně kalcit, místy bylo zjištěno zavlékání jílovité hmoty z podložních nebo nadložních jílovců do kalcitové výplně v puklinách. V jílovcích se místy objevují pukliny, vyplněné jemnozrnným vápnitým pískovcem. Tyto pukliny jsou nejstarší, nejsou tektonického původu a jsou deformované při změně objemu jílovité hmoty během diageneze horniny. Jejich délka před deformací naznačuje přibližnou skutečnou mocnost jílovců před zmenšením jejich objemu.

Pyrit, tvořící v hornině kanálky, konkrece, smouhy a čočky, je nepravidelně rozšířen v celém studovaném úseku vrtu. *Naftové povlaky* na puklinách a *naftový zápach* byl pozorován v horninách tektonicky narušených, v několika případech v místech, kde byly stanoveny při karotážních pracech kolektory puklinového typu.

Kromě puklin vertikálních a nakloněných (podle vztahu k vrstevnatosti), byly zjištěny i pukliny horizontální, obyčejně čočkovitě nadouvající a vykliňující, vyhojené kalcitem, někdy v šíři až 2 cm, většinou 0,5 cm. Objevují se v místech tektonicky namáhaných. *Stylolity* spolu s *dutinkami* a *kavernami* jsou v pískovcích a siltovcích, tektonicky narušených. Přítomnost dutinek a kavern se výrazně projevuje výchylkami na křivce kavernoměru.

Na základě studia makro- i mikropuklin v jádrech vrtu bylo možno stanovit *pět generací puklin* (kromě deformovaných starých puklin v jílovcích s písčitou výplní): třem generacím náleží pukliny úplně nebo částečně vyplněné kalcitem, jednu generaci představují pukliny, dutinky a kaverny, vyplněné pyritem a jedna připadá puklinám otevřeným a stylolitům bez výplně. V pořadí nejstarší generaci představují pravděpodobně pukliny vyhojené kalcitem, následují pukliny a dutinky s pyritem, pak další dvě generace puklin s kalcitem, sledujících vrstevnatost. Nejmladší generace je zastoupena puklinami otevřenými, bez výplně.

Podle vývoje makropuklin je možno ve vrtu Staré Hamry — 1A odlišit jeho spodní část v rozmezí hloubek cca 2500,00 — 2690,00 m s převážně pelitickým vývojem, kde se jednak hromadí pukliny s kalcitovou výplní, sledující vrstevnatost, jednak se objevují ve zvýšené míře pukliny s kalcitem i v jílovcích. V uvedeném úseku vrtu rovněž dosahují pukliny vyhojené kalcitem největší šíře (až 2 cm).

Na základě *orientovaných jader* ve vrtu mají godulské vrstvy úklon okolo 15—30° k JV. Vrstevní pukliny mají v orientovaných jádrech směr SV — JZ, VSV — ZJZ, SSZ — JJV až S — J. Pukliny uvedených směrů jsou uzavřené nebo částečně až úplně vyhojené kalcitem. Pukliny o směru kolmém k průběhu vrstev jsou bez kalcitové výplně a jsou uzavřené.

Rýhy, kromě zlomových a puklinových ploch, jsou častým zjevem na vrstevních plochách, kde se objevují spolu s *ohlazy* v několikacentimetrových intervalech. Dle nich došlo v godulských vrstvách, zastižených vrtem, k pohybům ve směru SZ — JV, SV — JZ, S — J a V — Z. Jde převážně o pohyby horizontální. Kromě toho byly dle rýh zjištěny pohyby vertikální, poklesového charakteru. Ohlazy byly zaznačeny proměnlivě v celém studovaném úseku vrtu. V pásmech, silněji tektonicky exponovaných se objevují ohlazy na vrstevních plochách, někdy i v několikamilimetrových intervalech. Prokluzování po vrstvách je stupňovité. Dochází k němu v břidlicích, ale i v pískovcích a siltovcích, kde nastává posun po tmavých jílovcových proužcích.

Drobné zlomy, pozorované v jádrech vrtu, jsou souklonné i protiklonné a mají poklesový charakter. Místy bylo pozorováno přesmykování vrstev.

V místech tektonicky namáhaných dochází kromě výše uvedených jevů k drcení pískovců a rozklouzání jílovců v úsecích od 1 — 2 dm do 2 — 3 m (*tektonicky drcená pásma*). Způsob tektonického namáhání vrstev je podmíněn litologickým vývojem vrstev (drcení pískovců, rozklouzání jílovců a prokluzování po vrstevních plochách a pod.). Poměrně malé tektonické narušení v jádrech vrtu jeví masivní pískovcový komplex středních godulských vrstev, představující pravděpodobně kompaktnější a odolnější celek, zatímco v břidličném vývoji godulských vrstev dochází spíše rozklouzáním vrstev a prokluzováním po vrstevních plochách k bočnímu uvolňování napětí.

Godulské vrstvy v místě vrtu, jak naznačuje převládající vykliňování puklin s kalcitem směrem do nadloží, jsou *synklinálně prohnuty*.

Kolektory puklinového typu byly při karotážním měření v intervalu hloubek 1240 — 2227 m zaznačeny v rozmezí 1453,50 — 1491,00 m; 1570,00 — 1646,00 m; 2086,00 — 2098,00 m a 2157,00 — 2164,00 m. Jsou v souladu s výsledky, získanými při studiu puklinatosti hornin ve vrtných jádrech (dutinky, kaverny, tektonicky drcená pásma).

Poznatky, získané o tektonice godulských vrstev z vrtu Staré Hamry—1A na základě drobně tektonických jevů, jsou v souladu s poznatky, získanými na povrchových odkryvech v širším okolí vrtu.

Ústřední ústav geologický,
pobočka Brno

LITERATURA

[1] Foldyna J., 1962: Puklinatost godulských vrstev. Kandidátská disertační práce, VŠB Ostrava, str. 1—215. — [2] Homola V. — Menčík E. — Pesl V., 1953: Zpráva o geologickém mapování v okolí St. Hamrů. Zprávy o geologických výzkumech v r. 1952, ÚÚG Praha, str. 21—22. — [3] Hradil J., 1967: Zpráva o karotážních pracech na vrtu SH—1A—Staré Hamry. GP Ostrava. — [4] Matějka A. — Roth Z., 1952: Příspěvek ke geologii Horní Ostravice v Moravskoslezských Beskydech. Sborník ÚÚG, 19/1952, Praha, odd. geol. str. 621—646. — [5] Menčík E. — Pesl V., 1955: O litologickém vývoji godulských vrstev v povodí Ostravice. Sborník ÚÚG 21/1954, Praha, odd. geol., 1. díl, str. 127—148. — [6] Pesl V., 1967: Die Vormagura—Einheit auf dem Gebiet der ČSSR. Věstník ÚÚG Praha, str. 45—48. — [7] Plička M., 1955: Příspěvek k detailní tektonice antiklinálního pásma starohamerského. Sborník ÚÚG Praha, sv. 211/1954, odd. geol., 2. díl., str. 76—89. — [8] Plička M., 1960: Současný stav klasifikace mikrotektonických jevů s ohledem na jejich genetické závislosti a prostorové rozšíření. Dílčí závěr. zpráva, Geofond Praha' str. 1—86. — [9] Plička M., 1962: Drobná puklinová tektonika a prvky detailního vrásnění v západní oblasti magurského flyše. Dílčí závěr zpráva, Geofond Praha, str. 1—159. — [10] Plička M., 1963: Drobná puklinová tektonika a prvky detailního vrásnění v západní oblasti vnějšího flyše. Dílčí závěr. zpráva, Geofond Praha, str. 1—120. — [11] Plička M., 1964: Drobná pulinová tektonika a prvky detailního vrásnění v karpatském flyši na území ČSSR a přilehlé části Polska a v jv. okraji Čes. masívu. Závěrečná zpráva úkolu č. 1119, Geofond Praha, str. 1—51. — [12] Plička M., 1965: Výzkum puklinatosti hornin v jádrech vrtu Slavkov—2, Nesvačilka-3, Mikulov-1. Geofond Praha, str. 1—129. — [13] Roth Z., 1966: Karpatský flyš, neogén a jihočeské pánve. Zprávy o geologických výzkumech v r. 1965, str. 223 — 225. — [14] Roth Z., 1967: Vrt Staré Hamry—1A (prohlubování). Popis vrstev, sv. 1—4, Geofond Praha. — [15] Smechov Je. M. a další, 1962: Metodičeskoje posobije po izučeniju treščinovatosti gornych porod i treščinnych kollektorov nefti i gaza. Trudy VNIGRI, vyp. 201, Gostoptechizdat, str. 1—77. — [16] Štelcl J. — Beneš K. — Pták J., 1968: Úvod do studia drobné tektoniky a petrotektoniky. Folia facultatis scientiarum naturalium universitatis Purkynianae Brunensis, Geologia, 9, 4, Brno, str. 1—158.

Vysvětlivky k fotografiím na tabulkách XIII—XVI

(Foto H. Vršťalová, ÚÚG Praha)

Tab. XIII

Pukliny v jádrech vrtu *Staré Hamry—1A*. (Průměr jádra je 8 cm) 1 — pískovec, hl. 1404,40 — 1404,50 m. Hornina bez makropuklin; 2 — pískovec, hl. 1497,70 — 1497,85 m. Nepravidelná síť puklin úplně nebo částečně vyplněných kalcitem. Místy jsou dutinky

a kaverny; 3 — pískovec, hl. 1531,70 — 1531,85 m. Pukliny vyhojené kalcitem; 4 — pískovec, hl. 1541,70 — 1541,80 m. Systém šikmých puklin, neúplně vyhojených kalcitem. Místy jsou dutinky a kaverny; 5 — pískovec, hl. 1609,00 — 1609,10 m. Svislé pukliny neúplně vyhojené kalcitem; 6 — pískovec, hl. 1634,70 — 1634,80 m. Vrstevní pukliny vyhojené kalcitem končí na hranici pískovec — jílovec. Z jílovce je do kalcitové výplně zavlékána tmavá jílovitá hmota; 7 — pískovec, hl. 2395,91 m. Kalcit vyplňující pukliny sledující vrstevnatost a pukliny, svírající s vrstevní plochou ostrý úhel; 8 — pískovec, hl. 2405,54 — 2405,70 m. Síť šikmých puklin, převážně vyplněných kalcitem; 9 — pískovec, 2244,20 hl. — 2244,30 m. Vrstevní pukliny vyplněné kalcitem uskakují po tmavých jílovcových proužcích. Zdola je do svislé pukliny, vyplněné kalcitem vtláčena tmavá jílovitá hmota; 10 — dtto, pohled s druhé strany vrtného jádra.

Tab. XIV

Pukliny v jádrech vrtu *Staré Hamry—1A* (Průměr jádra je 8 cm) 1— pískovec, hl. 2405,54 — 2405,70 m. Šikmé, navzájem se protínající pukliny, místy neúplně vyhojené kalcitem; 2 — siltovce, střídající se s jílovci, hl. 1864,80 — 1865,00 m. Pukliny s kalcitem jsou vyvinuté jen v siltovcích; 3 — pískovec, hl. 1867,00 — 1867,90 m. Systém šikmých rovnoběžných puklin vyplněných kalcitem, náležejících pravděpodobně *puklinové zóně;* 4 — pískovce, jílovce, hl. 1869,20 — 1869,40 m. Drobné šikmé zlůmky porušující vrstvy. V jejich pokračování v nadložním pískovci probíhají krátké pukliny, vyplněné kalcitem. Dobře je znatelné zavlékání jílovité hmoty z jílovce do pukliny v pískovci v nadloží; 5 — siltovec, hl. 2409,77 — 2409,90 m. Hornina porušena ve svrchní části jádra zlomem. Vrstevní pukliny vyplněné kalcitem většinou končí na tmavých jílovcových proužcích; 6 — pískovec, hl. 1599,55 m. Nízké klence kalcitu na puklinové ploše; 7 — siltovec tmavě laminovaný, hl. 1730,90 — 1731,00 m. Kalcitové žilky jsou vyvinuté jen v siltovci; 8 — pískovec tmavě laminovaný, hl. 2435,10 — 2435,22 mm. Vlasové pukliny vyplněné kalcitem; 9 — pískovec, hl. 1675,00 — 1675,20 m. Šikmé pukliny jedním směrem se rozšiřující jsou místy neúplně vyhojené kalcitem; 10 — siltovce, střídající se s jílovci, hl. 1864,80 — 1865,00 m. Šikmé pukliny vyplněné kalcitem jsou vyvinuté jen v siltovcích.

Tab. XV

Pukliny na příčných řezech jader vrtu *Staré Hamry — 1A* (Průměr jádra je 8 cm) 1 — pískovec, hl. 1497,20 m. Dvě generace puklin vyplněných kalcitem; 2 — pískovec, hl. 1497,70 m. Jeden systém puklin, z nichž jedna je neúplně vyhojená kalcitem; 3 — pískovec, hl. 1499,70 m. Dva systémy puklin vyplněných kalcitem; 4 — pískovec, hl. 1531,70 m. Pukliny vyplněné kalcitem vykliňují; 5 — pískovec, hl. 1541,70 m. Otevřené pukliny, místy částečně vyplněné kalcitem; 6 — siltovec, hl. 1603,50 m. Systém rovných vykliňujících puklin, vyplněných kalcitem; 7 — pískovec, hl. 2098,80 m. Tři systémy puklin vlasově tenkých, místy neúplně vyplněných kalcitem; 8 — pískovec, hl. 2243,37 m. Hustá síť puklin vyplněných kalcitem náleží dvěma generacím. Vlasová puklina většinou bez výplně představuje třetí generaci; 9 — siltovec, hl. 2244,24 m. Puklina vyhojená kalcitem se prohýbá a uskakuje po systému vlasově tenkých puklinek, mladších; 10 — pískovec, hl. 2244,80 m. Hustá síť puklin vyplněných kalcitem. Místy proniká do puklin s kalcitem jílovitá hmota; 11 — pískovec, hl. 2432,78 m. Síť rovných vlasových puklin, vyplněných kalcitem; 12 — pískovec, hl. 2483,90 m. Dvě generace puklin vyplněných kalcitem.

Tab. XVI

Pukliny ve výbrusech pískovců a siltovců z jader vrtu Staré Hamry—1A. Vysvětlivky: 1 — hornina; 2 — puklina vyplněná kalcitem; 3 — pukliny vyplněná pyritem; u obrázku a — f měřítko udává délku 0,5 mm, u obrázku g—h délku 0,5 cm. a — hl. 1404,40 m; b — hl. 1645,45 m; c — hl. 1733,20 m; d — hl. 2244,21 m; e — hl.2411,00 m; f — hl. 2430,15 m; g — hl. 2405,54 m; h — hl. 2411,00 m.

MIROSLAV PLIČKA

JOINTING IN THE GODULA BEDS OF THE STRUCTURAL TEST BOREHOLE STARÉ HAMRY—1A IN THE MORAVIAN—SILESIAN BESKYDY MTS.

Continuous coring performed during the deepening of the structural test borehole *Staré Hamry—1A* from a depth of 1242,00 m to 2705,10 m permits the recognition of lithological development of the Godula beds in the Silesian unit, and reflects the processes of jointing and other microtectonic phenomena within these beds. The research of microtectonic phenomena was enabled particularly by oriented core drilling. This method of coring has proved that the Godula beds show a slight dip toward the SE throughout the entire borehole section studied.

The borehole *Staré Hamry—1A* was located in the upper Godula beds of the Silesian unit, about 3 km before the front of the fore-Magura unit (V. Pesl, 1967) and the front of the Magura nappe. The deepened part of the borehole penetrated the upper, middle and lower Godula beds represented by sandstones and claystones. A sandstone development predominates mainly in the middle Godula beds found at the interval between 1762,61 m and 1894,40 m (Z. Roth, 1966).

Observations made on the drill cores from the borehole *Staré Hamry—1A* provide the following information on the microtectonic phenomena:

In the Godula beds penetrated by the borehole *Staré Hamry—1A* merely the bedding joints extend. Joints belonging to joint zones (M.Pličk a, 1962) are only sporadically developed. The bedding joints show variable distribution in the borehole profile and are partially or completely cemented by calcite. They are confined to sandstones and siltstones. In claystones the bedding joints pinch out towards the overlying or underlying rocks and slowly disappear. In sections subjected to tectonic stresses the amount and width of the bedding joints increases and they pass through the sandstones into claystones. In individual parts of the borehole the increase of the width in bedding joints is very distinct and was recorded by the cavernometer curve (Pl. 1—8, Column 16, 17).

Joint filling is composed primarily of calcite, in places the calcite fillings show some clay substance displaced from overlying or underlying claystones (Pl. XIV., Fig. 4, 10; Pl. XV., Fig. 10). Here and there joints filled up with fine-grained calcareous sandstone have been observed in claystones. These are the oldest joints, which are not of tectonic origin and were deformed during the rock diagenesis by the volume change of the clayey substance. Their length before the deformation indicates the approximate genuine thickness of claystones before changing their volume.

Oil coatings on joint surfaces and *oil odour* have been found in rocks exposed to intensive tectonic stresses, in other cases they occur where reservoir rocks of joint type have been found by electrical logging.

In addition to vertical and tilted joints (in relation to the stratification), some horizontal joints commonly of lenticular shape can be also distinguished; they are filled up with calcite, sometimes in a width of about 2 cm, mostly 0,5 cm. They are developed where tectonic stresses operated. *Stylolithes* accompanied by small *cavities* and *caverns* are common in tectonically stressed sandstones and siltstones. Their occurrence strongly influenced the cavernometer curve (Pl. 1—8, Column 13, 17).

This study of macro- and micro-joints observed on the drill cores has revealed *five joints generations* (apart from the old joints deformed and containing sandy fillings noted in claystones): three generations comprise the joints which are partially or completely cemented by calcite, one of the generations is represented by joints, small cavities and caverns with pyrite fillings and the fifth generation bears open joints and stylolithes missing any accretion. The oldest generation in this sequence may be represented by joints filled up with calcite, they are successively followed by joints and cavities with pyrite and then by two joint generations with calcite, the younger of which is the generation of joints cemented by calcite and paralleling the stratification. In the youngest generation there are open joints without accretions (see Fig. 2).

According to the macro-joints developed in the borehole *Staré Hamry—1A* we can distinguish the lower part of the borehole in a section from 2 500,00 m to 2690,00 m exhibiting mainly pelitic development, where joints with calcite accretions paralleling the stratification are concentrated; joints with calcite fillings are most common even in claystones. In this part of the borehole the joints cemented by calcite reach their maximum width of about 2 cm (Pl. 7 and 8, Column 8, 18 in the text).

Judging from the *oriented drill cores*, the Godula beds show dips ranging from 15° to 30° toward the SE. Bedding joints observed in oriented drill cores run from NE to SW, ENE — WSW, NNW — SSE or from N to S. Joints following these directions are closed and/or partially or fully cemented by calcite. Joints perpendicular to strata courses are closed and missing any calcite filling (Fig. 3).

Drag marks of tectonic origin, (i. e. slickensiding exhibiting evident drag marks caused by displacements), as well as fault and joint planes have very often been recorded on the bedding planes, where they appear in association with *slickensides* (slicked planes missing the drag marks) at intervals of several centimeters (Pl. 1—8, Column 4, 5, 6, 7). They provide the evidence on the movements trending from NW to SE, from NE to SW, N — S and from E to W that took place in the Godula beds penetrated by the borehole. The movements that elapsed here were horizontally directed. Apart from these movements some vertical downfaulting movements could be noted on the basis of drag marks. Slickensides have been intermittently encountered throughout the investigated borehole section. In zones under extraordinary stress conditions slickensides on the bedding planes have been recorded even at intervals of several millimetres. Step slips along the beds (Fig. 2/13), which are common in claystones can also coccur in sandstones and siltstones where slipping went on along the dark claystone laminations (Pl. XIII., Fig. 9; Pl. XIV., Fig. 5).

Minor faults observed on the drill cores may dop either with or against the beds; they show a downfaulting tendency. Here and there thrusting of beds has also been noted (Pl. 1—8, Column 19). In zones exposed to tectonic deformation (*tectonically crushed zones*), crushing of sandstones and slipping of claystones ranging in sections from 1 — 2 dm to 2 — 3 dm took place in addition to other phenomena described above (Pl. 1—8, Column 14). The mode of tectonic deformation of beds (crushed sandstones, slipping of claystones and slips along the bedding planes, etc.) was controlled by lithological development. Drill cores showed a relatively gentle tectonic deformation of the

massive sandstone complex of the middle Godula beds, which seems to represent a more compact and resistant body, whereas in the Godula beds showing claystone development a lateral release of stresses by slipping of beds and slips along the bedding planes is more likely to be suggested.

The *Godula beds* penetrated by the borehole are *bent forming a syncline*, as indicated by the predominance of joints filled up with calcite which pinch out toward the overlying rocks (Pl. 1—8, Column 10).

The *reservoir rocks of joint type* have been found by electrical logging carried out at a depth between 1240 m and 2227 m at the following intervals: 1453,50 m — 1491,00 m, 1570,00 m — 1646,00 m, 2086,00 m — 2098,00 m, and 2157,00 m — 2164,00 m. This information provided by electrical logging is in a close agreement with our observations confirmed by the study of rock jointing in the drill cores.

The results concerning the tectonics of the Godula beds achieved on the basis of microtectonic phenomena studied in the borehole *Staré Hamry—1A* are consistent with those obtained from the surface outcrops in the broad surroundings of the borehole.

Central Geological Survey
Brno

Explanation of photographs in plates XIII—XVI
(Photos: H. Vršťalová, Central Geol. Survey, Prague)

Plate XIII

Joints found in the drill cores of the borehole Staré Hamry—1A. (Core diameter is 8 cm). 1 — sandstone, 1404,40 m — 1404,50 m. Rock missing the macrojoints; 2 — sandstone, 1497,70 m — 1497,85 m. Network of joints showing variable distribution, joints are partially or completely filled up with calcite. In places small cavities and caverns occur; 3 — sandstone, 1531,70 m — 1531,85 m. Joints cemented by calcite; 4 — sandstone, 1541,70 m — 1541,80 m. System of oblique joints partially filled with calcite. In places small cavities and caverns occur; 5 — sandstone, 1609,00 m — 1609,10 m. Vertical joints partially filled up with calcite; 6 — sandstone, 1634,70 m — 1634,80 m. Bedding joints filled up with calcite and with in the sandstone/claystone limit. Dark clayey substance displaced from clastones into the calcite filling; 7 — sandstone, 2395,91 m. Joints paralleling the stratification, and joints forming an acute angle with the bedding plane are filled up with calcite; 8 — sandstone, 2405,54 m — 2405,70 m. Network of oblique joints predominatly filled up with calcite; 9 — sandstone, 2244,20 m — 2244,30 m. Bedding joints filled up with calcite slip along dark claystone lamination. Dark clayey substance displaced from below into a vertical joint filled up with calcite; 10 — the same as —9—, viewed from other side of the drill core.

Plate XIV.

Joints in the drill cores of the borehole Staré Hamry—1A. (Core diameter is 8 cm). 1 — sandstone, 2405,54 m — 2405,70 m. Oblique joints intersecting each other, in places partially filled with calcite; 2 — siltstone, alternating with claystone, 1864,80 m — 1865,00 m. Joints with calcite are develped only in siltstone; 3 — sandstone, 1867,00 m — 1867,90 m. System of oblique, parallel running joints filled up with calcite, probably belonging to a joint zone; 4 — sandstones, claystones, 1869,20 m — 1869,40 m. Mir.or oblique faults deforming the beds. They continue in the overlying

sandstone strata, where short joints cemented by calcite extend. The displacement of clayey substance from claystone into a joint in the overlying sandstone is well apparent; 5 — siltstone, 2409,77 m — 2409,90 m. Rock deformed by a fault in the upper part of the core. Bedding joints filled with calcite end in the dark claystone laminations; 6 — sandstone, 1599,55 m. Small calcite rhombohedrons on the joint surface; 7 — siltstone showing dark lamination, 1730,90 — 1731,00 m. Calcite veinlets are developed only in siltstones; 8 — sandstone showing dark lamination, 2435,10 m — 2435,22 m. Hair joints filled up with calcite; 9 — sandstone, 1675,00 m — 1675,20 m. Oblique, unidirectional joints, not completely filled with calcite; 10 — siltstones alternating with claystones, 1864,80 m — 1865,00 m. Oblique joints filled up with calcite are developed only in siltstones.

Plate XV

Joints found in the cross-sections through the drill cores from the borehole Staré Hamry—1A. (Core diameter is 8 cm). 1 — sandstone, 1497,20 m. Two generations of joints filled up with calcite; 2 — sandstone, 1497,70 m — One system of joints, one of which is not completely filled with calcite; 3 — sandstone, 1499,70 m. Two systems of joints filled up with calcite; 4 — sandstone, 1531,70 m. Joints cemented by calcite pinch out; 5 — sandstone, 1541,70 m. Open joints, in places partially filled up with calcite; 6 — siltstone, 1603,50 m. System of straight joints filled with calcite and pinching out; 7 — sandstone, 2098,80 m. Three systems of hair joints partially filled up with calcite; 8 — sandstone, 2243,37 m. Dense network of joints filled with calcite belongs to two generations. Hair joints (for the most part without fillings) represent the third generation; 9 — siltstone, 2244,23 m. Joint filled with calcite bends and slips along the system of younger hair joints; 10 — sandstone, 2244,80 m. Dense network of joints filled up with calcite. In places calcite, the joints are filled with, is mingled with clayey substance; 11 — sandstone, 2432,78 m. Network of straight hair joints filled up with calcite; 12 — sandstone, 2483,90 m. Two generations of joints filled up with calcite.

Plate XVI

Joints found in thin sections of sandstones and siltstones from the drill cores of the borehole Staré Hamry—1A. Explanation: 1 — rock; 2 — joint filled up with calcite; 3 — joint filled up with pyrite; in Figs. *a* to *f* the scale represents the length of 0,5 mm, in Figs. *g*, *h* the length of 0,5 cm. is represented.
a — depth of 1404,40 m; b — 1645,45 m; c — 1733,20 m; d — 2244,21 m; e — 2411,00 m; f — 2430,15 m; g — 2405,54 m; h — depth of 2411,00 m.

KULLMANOVÁ A.—KOCHANOVÁ M.—SNOPKOVÁ P.—SAMUEL O.

O DVOJAKOM VEKU „LUNZSKÝCH VRSTIEV" V PODLOŽÍ NEOGÉNU VIEDENSKEJ PANVY

Abstrakt: Autori sa v práci zaoberajú litologicko-petrografickou a stratigrafickou analýzou tmavého „flyšoidného" súvrstvia z podložia neogénnych sedimentov Viedenskej panvy. Makroskopicky je toto súvrstvie veľmi podobné lunzským vrstvám Západných Karpát, na základe čoho boli s nimi korelované. Paleontologickým rozborom sa však zistilo, že len ich časť je ekvivalentná lunzským vrstvám (LNV—3 985—1310 m; Šaštín—10 2232—2488 m), druhá časť je terciérneho veku (LNV—3 1310—1691 m; Šaštín—10 1744—2000 m).

V súvislosti s výskumom podložia neogénnych sedimentov Viedenskej panvy spracovali sme litologicko-petrograficky a stratigraficky materiál z niekoľkých štruktúrnych vrtov, realizovaných ČND. Osobitnú pozornosť sme venovali najmä litologicko-petrografickej a stratigrafickej charakteristike tmavého „flyšoidného" súvrstvia, navrtaného pri Lakšarskej Novej Vsi (LNV—3) v hĺbke od 985 m do 1691 m a vo vrte Šaštín (Š—10) od 1744 až 2488 m. Toto súvrstvie má výrazne rytmický charakter a skladá sa prevažne z tmavých bridlíc, hlavne ílovitých a ílovito-piesčitých a z jemnozrnných pieskovcov; makroskopicky má všetky znaky lunzských vrstiev, rozšírených v krížňanskom, ale hlavne v chočskom príkrove, kde dosahuje miestami až 200—300 m hrúbky. Neobvyklá hrúbka tmavého súvrstvia (cca 700 m) vo vrtoch LNV—3 a Š—10 a ich nápadná analógia s lunzskými vrstvami bola predmetom rôznych úvah viacerých výskumných pracovníkov. V tomto príspevku uvádzame výsledky z nášho litologického—petrografického a stratigrafického štúdia. Rozborom makro i mikrofauny a sporomorf sme zistili, že hoci sa tmavé súvrstvie v priebehu vrtných profilov litofaciálne takmer nemení, je dvojakého veku: časť odpovedá vrchnému triasu, druhá časť terciéru.

Litologicko-petrografická a paleontologická charakteristika tmavého „flyšoidného" súvrstvia z vrtu Lakšarská Nová Ves-3.

(a) Vrchný trias (lunzské vrstvy). V podloží neogénu a stredno-triasových svetlosivých celistvých vápencov (hĺbka 799—985 m) bohatých

na mikrofosílie, tenkoschránkové lamelibranchiáty, globochéty, úlomky článkov echinodermát a foraminifer (*Meandrospira dinarica* Kochansky & Pantic a *Endothyrenella sp.*) vystupuje súvrstvie tmavých ílovitých bridlíc, ílovito-piesčitých bridlíc a pieskovcov. V hĺbke 985—1310 m prevládajú tmavé ílovité bridlice nad ostatnými horninami s pieskovou prímesou.

Štruktúra *ílovitých bridlíc* podľa klasifikácie Vikulovej (1958) v zmysle Petránka (1963) je prevažne pelitická, zriedkavejšie aleuropelitická, alebo psamopelitická. V bridliciach s pelitickou štruktúrou dominuje pelitický materiál. Len vo veľmi malom množstve sa zistila jemná siltová prímes (veľkosť 0,016—0,06). Aleuropelitická a psamopelitická štruktúra sa vyskytuje zriedkavejšie; v obidvoch nachádzame určitý podiel siltovej a piesčitej prímesi v základnej ílovitej hmote, pričom v psamopelitickej štruktúre prevláda pieskový materiál nad siltovým.

Zreteľnou sedimentárnou textúrou ílovitých bridlíc je laminácia, ktorá sa prejavuje prítomnosťou siltového a pieskového materiálu. Miestami sa vytvorili neorientované mikrotextúry. Tmavé sfarbenie ílovitých bridlíc je spôsobené ílovito-bituminóznou substanciou.

Vo výbrusovom materiáli základnú hmotu tvoria ílovité minerály pelitickej štruktúry, v ktorej sa zistila jemná sericitická prímes. Klastickú prímes (siltový a pieskový materiál) tvoria drobné kremenné zrnká, 0,16—0,032 mm veľké. Kremenné zrnká siltovej frakcie majú ostrohranné obmedzenie, piesková frakcia subangulárne. V ílovitých bridliciach aleuropelitickej alebo psamopelitickej štruktúry sú prítomné zrnká živcov; väčšinou sú to sericitizované lamelované plagioklasy. Zo sľúd sa zistili tenké lištičky muskovitu. Z akcesorických minerálov sú prítomné zrnká zirkónu. Rudné minerály zastupuje limonitizovaný pyrit. Drobné globulky pyritu najčastejšie vystupujú spolu s bituminóznou substanciou a vytvárajú tmavšie šmuhy.

Ílovité bridlice boli vyhodnotené aj po stránke mineralogickej, a boli vyhotovené aj rtg. a DTA analýzy (vyhotovil R. Gavenda a D. Kusý). Z ílových minerálov prevláda v ílovitých bridliciach kaolinit-ilit.

Pieskovce spolu s ílovitými bridlicami (v podradnom množstve vystupujú jemnozrnné pieskovce) sú tmavosivé až čierne, jemnozrnné, kremito-drobové; tvoria nepravidelné polohy uprostred ílovitých bridlíc. Ich štruktúra je psamitická, základná hmota ílovito-piesčitá, veľmi bohatá na sericit.

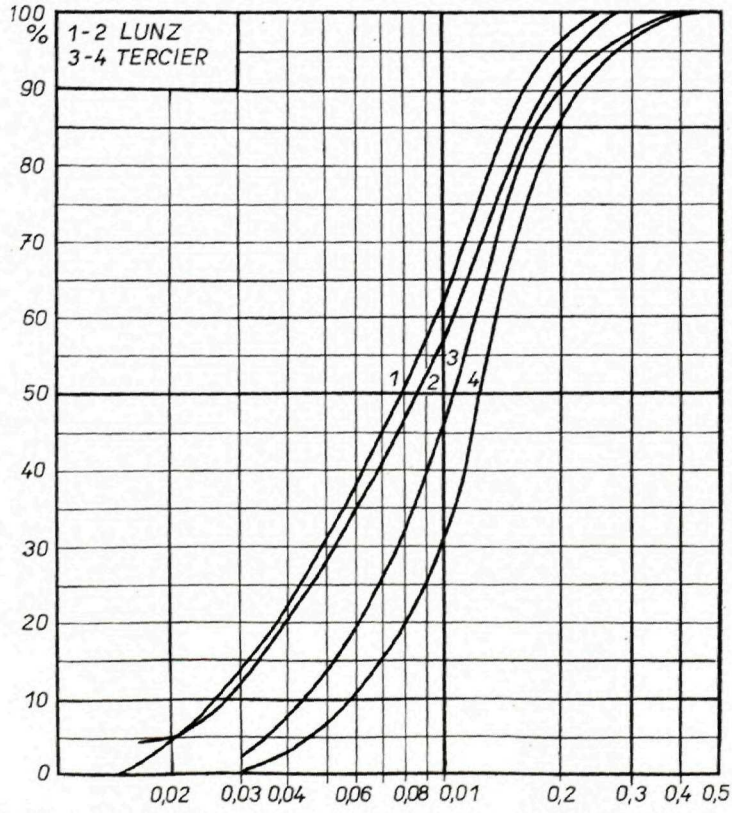
Prevládajúcim klastickým materiálom sú stabilné súčiastky, zastúpené kremennými zrnkami poloostrohranného až polozaobleného obmedzenia; ale nájdu sa aj zaoblené tvary. Pôvod hornín, súdiac z obmedzenia kremeňa, treba hľadať v rôznych typoch hornín. Kremenné zrnká sú 0,24—0,032 mm veľké; väčšie zrnká undulózne zhášajú. Zo stabilných minerálov sú prítomné

ešte drobné úlomky starších kremitých hornín (rohovce); akcesoricky sú zastúpené zrnká zirkónu.

Nestabilné súčiastky reprezentujú hlavne živce, a to plagioklasy, z K-živcov mikroklin. Plagioklasy sú sekundárne zmenené (po lamelách zreteľná sericitizácia), u mikroklinu nebola pozorovaná žiadna sekundárna zmena. Sľudnaté minerály sú zastúpené lištami muskovitu a lupienkami vybieleného biotitu. K nestabilným zložkám počítame aj úlomky vulkanických bázických hornín.

Z mikrotextúrnych znakov je pozorovaná laminovaná vrstevnatosť, charakterizovaná striedaním tmavších a svetlejších lamín. Tmavé laminy predstavujú koncentráciu ílovito-limonitickej zložky a pyritu s bituminóznou substanciou. Zriedkavosťou sú skĺzové textúry malých rozmerov.

Kumulatívne zrnitostné krivky boli vyhodnotené z výbrusového materiálu. Okrem toho bol vypočítaný aj koeficient elongácie —K_E (podľa Bokmana 1955), ktorého hodnota je 1,4. Podľa nej môžeme uvažovať, že prevažná časť kremenných zŕn pochádza z kyslých vyvrelých hornín, len čiastočne zo sedimentárnych hornín.



Obr. 1. Komulatívne krivky zrnitosti pieskovcov z vrtu Lakšárska Nová Ves 3

Vytriedenie kremenných zŕn z drobových pieskovcov a median zrnitosti boli vypočítané z kumulatívnej krivky zrnitosti, ktorej graf bol vyhotovený z výbrusového materiálu. Hodnota So (podľa Traska, 1932) kremenných zŕn z pieskovcov je 1,4—1,44; ide teda o pieskovce dobre vytriedené. Median zrnitosti sa pohybuje medzi 0,08—0,09 mm.

Stratigrafické začlenenie týchto hornín je doložené makrofaunou lamelibranchiátov, sporomorfami a spomínanými foraminiferami zo svetlosivých celistvých vápencov. Makrofauna z vrtu LNV—3 pochádza z hĺbok 1115—1117 m a 1278—1281 m.

Faunistické spoločenstvo v tomto súvrství vytvárajú zástupcovia bivalvií a cefalopódov; posledné sa vyskytujú len ojedinele. Bivalvie reprezentujú najmä rôzne vývojové štádia (od ranne juvenílneho cez juvenílne až k dospelému) druhu *Halobia rugosa* Gümbel, 1861. V študovanom materiáli prevládajú jedince juvenílneho štádia. Tento druh je známy z karnu, hlavne z lunzských vrstiev.

(1) *Ranne juvenílne štádium* predstavujú maličké obojmiskové jedince, 1,5 mm vysoké a 2,5 mm dlhé. Misky sú vajcovité a ich vyčnievajúce vrcholy sú naklonené k rovnej zámkovej čiare. Povrch misiek zdobí len niekoľko výrazných koncentrických pruhov, čím veľmi pripomínajú príslušníkov rodu *Posidonia*.

(2) *Juvenílne štádium* býva čo do tvaru dosť variabilné. V našom materiáli prevládajú jedince formy zaobleného štvoruholníka, 5 mm vysoké a 7,5 mm dlhé. Vrchol je posunutý trochu bližšie k prednému okraju, kde sa nachádza aj malé, ale zreteľne uško. Zámková čiara je rovná a dlhá. Z vrchola šikmo dozadu zbieha výrazná hrana, za ktorou sa nachádza zadné trojuholníkovité pole. Skulptúru povrchu tvoria opäť výrazné koncentrické záhyby a jemné, zväzočkovite usporiadané paprškovité rebrá, ktoré pokrývajú najmä strednú časť misiek. U väčšiny je však táto paprškovitá skulptúra značne obrúsená.

(3) *Dospelé štádium* v obryse sa podobá juvenílnemu štádiu, od ktorého sa líši tým, že vrchol vyčnieva ako hlavička a je pokrytý len koncentrickými záhybmi, ostatný povrch misky jemnými zvlnenými zväzočkovitými paprškovitými rebrami, ktoré začínajú až asi 5—6 mm pod vrcholom.

V súlade s makrofaunou lamelibranchiátov sú aj výskumy palynologické. Z intervalu vrtu LNV—3, z ktorého bola určená makrofauna (1115—1117 m; 1278—1281 m) sme získali relatívne pekne zachované sporomorfy. Stratigraficky najdôležitejšie sú: *Ovalipolis lunzensis* Klaus, *Ovalipolis cf. grebeae* Klaus, *Paraconcavisporites cf. lunzensis* Klaus, *Camarozonosporites cf. rudis* (Leschik) Klaus, *Osmundacites alpinus* Klaus, *Styxisporites cf. cooksonae* Klaus. Stratigraficky najviac spoločných znakov má s triasovými sporomorfami (cf. Klaus 1960: Jansonius 1962; Mädler, 1964; — Kedves Simoncsics, 1964), hlavne so sporomorfami, ktoré popisuje Klaus (1960) z karnských vrstiev východných Álp. Určitý rozdiel je azda vo výraznejšom kvantitatívnom zastúpení vo východoalpských karnských vrstvách. Kvantitatívne vyhodnotenie sporomorf z hĺbok 1115—1117 m (I) a 1278—1281 m (II) je na prip. tabuľke.

Tab. 1. Nálezy palynologické v triasových vrstvách vrtu LNV 3

sporomorfy	1115 1117	1278 1281	stratigrafické rozšírenie
	j.č. 16	j.č. 19	
Sporites:			
Aulisporites cf. astigmosus (Leschik) Klaus	2	2	vrch. trias
Osmundacites cf. alpinus Klaus		3	vrch. trias
Paraconcavisporites cf. lunzensis Klaus	2	4	vrch. trias
Paraconcavisporites sp.	—	7	vrch. trias
Styxisporites cf. cooksonae Klaus	—	1	vrch. trias
Baculatisporites cf. comaumensis (Cookson) R. Pot.	—	3	vrch. trias
Conbaculatisporites mesozoicus Klaus	—	1	vrch. trias
Camarozonosporites cf. rudis (Leschik) Klaus	1	1	vrch. trias
Polycingulatisporites cf. circulus Simoncsics — Kedves	—	1	vrch. trias-jura
Toroisporites cf. crassiexinus Kedves — Simoncsics	—	1	vrch. trias-jura
Endosporites Wilson & Cole	—	1	zechstein trias
Clavatisporites sp.	—	1	—
? *Stereisporites*	—	1	—
Punctisporites cf. circulus Kedves & Simoncsics	—	1	—
Pollenites:			
Ovalipollis cf. lunzensis Klaus	2	3	vrch. trias
Ovalipollis cf. grebeae	—	2	vrch. trias
Ovalipollis sp.	—	2	—
Ellipsovelatisporites cf. plicatus Klaus	—	3	vrch. trias
Pityosporites Seward	—	4	—
Platysaccus Naumova	—	2	keuper — lias
Chordasporites cf. platysaceus Mädler	—	2	keuper
Caytonipollenites cf. pallidus Mädler	1	2	keuper
Ginkgocycadophytus Samoilovitsch	—	4	perm — krieda
Monosulcites cf. minimus Cookson	—	2	perm — trias
Monosulcites sp.	—	1	—
Plankton:			
Veryhachium sp.		1	trias
Micrhystridium cf. inconspicuum Dephlandre		1	trias
incertae sedis		10	trias

(b) Terciér. Spodnejšia časť súvrstvia vo vrte LNV—3 (hĺbka 1310—1691 m) je litologicky takmer identická s vyššie popísanými lunzskými vrstvami. Určitý rozdiel je azda v mierne zvýšenom zastúpení pieskovcov. Pelitická zložka, ktorá sa rytmicky strieda so psamitickou, je takmer zhodná s lunzskými vrstvami.

Ílovité bridlice. Na základe rekryštalizácie ílovitých hornín podľa Kukula (1962) a Petránka (1963) môžeme tieto horniny nazvať ílovitými bridlicami, niektoré typy až ílovcami, príp. ílovito-piesčitými bridlicami. Najbežnejším

Tab. 2. Palynologické nálezy v paleogéne vrtu LNV 3

sporomorfy	1340 1345	1638 1640	stratigrafické rozšírenie
Sporites:			
Spory húb	4	—	nemá strat. význam
Toroisporis Krutzsch	—	9	krieda — neogén
Leiotriletes (Naumova) R. Pot. & Kremp	1	6	krieda — neogén
Leiotriletes cf. microadriennis Krutzsch	1	—	paleogén
Cicatricosisporites R. Pot. & Gell.	1	—	eocén — oligocén
Triplanosporites sp.	—	1	—
Punctatisporites sp.	—	2	—
Conbaculatisporites cf. mesozoicus Klaus	—	1	vrch. trias
cf. Taeniaesporites	—	1	perm — trias
cf. Ovalipollis	—	1	trias
Gymnospermae:			
Pinaceae	4	—	
Pinus typ Diploxylon	2	—	paleogén — neogén
Pinus typ Haploxylon	5	—	paleogén — neogén
Cedrus	1	—	paleogén — neogén
Ginkgo sp.	1	—	krieda — neogén
Caytonipollenites Couper	—	1	trias — krieda
Ginkgoaceae	—	6	krieda — neogén
Inaperturopollenites dubius R. Pot.	—	1	paleogén — neogén
Pityosporites Seward	—	6	—
Angiospermae:			
Sporoppolis Pflug	—	1	vrch. krieda
Monocolpopollenites tranquilus R. Pot.	1	4	paleogén — neogén
Triatrioppollenites coryphaeus R. Pot.	6		paleogén — neogén
Tricolpopollenites microhenrici R. Pot.	2		paleogén — neogén
Tricolporopollenites cingulum R. Pot.	8	3	paleogén — neogén
Tricolporopollenites cf. megaexactus R. Pot.	3	1	paleogén — neogén
Tricolporopollenites pseudocingulum R. Pot.	3	1	paleogén — neogén
Sapotaceae	—	1	paleogén — neogén
Carya	2	1	paleogén — neogén
Alnus	1	—	paleogén — neogén
Carpinus	1	—	oligocén — neogén
Pterocarya	2	—	paleogén — neogén
Tilia	1	—	paleogén — neogén

typom ílovitých bridlíc paleogénu je aleuropelitická štruktúra s percentuálne malým množstvom siltovej prímesi v základnej ílovitej hmote. Zriedkavejšia je psamopelitická štruktúra, v ktorej dominuje prítomnosťou pieskový materiál (zrnká kremeňa) nad siltovými časticami.

Základná hmota je ílovito-sericitická. Klastická prímes, drobné zrnká kremeňa (nad 25 %) prevládajú nad siltovým materiálom. Veľkosť kremenných zŕn je 0,16—0,016 mm, max. 0,08 mm. Kremenné zrná sú prevažne poloostrohranne obmedzené. Okrem nich sa zistili aj úlomky zmenených živcov-plagioklasov. Zo sľudnatých minerálov okrem sericitu v základnej hmote sa

našiel aj muskovit a tenké šupinky chloritu. Rudné minerály sú zastúpené sekundárnym minerálom limonitom. Podľa rtg. a DTA analýz v ílovitých bridliciach zo skupiny ílových minerálov prevláda kaolinit.

Pieskovce. Psamitické horniny prevládajú nad pelitickými; sú sivé až tmavšie sivé, jemnozrnné, drobovo-kremité, pričom pieskovce majú miestami šedozelenkavý nádych. Výbrusový materiál z pieskovcov je štruktúry psamitickej. Ich základná hmota je ílovito-kremito-sericitická. Z klastických súčiastok prevládajú stabilné minerály, hlavne drobné zrnká kremeňa ostrohranného obmedzenia. Veľkosť kremenných zŕn je 0,3—0,033 mm. Zo stabilných zložiek vystupujú tu aj úlomky starších hornín, a to malé úlomky kremitých hornín — kremence. Minerály nestabilnej zložky sú zastúpené v pieskovcoch v podradnejšom množstve (pomer nestabilných a stabilných súčiastok je 1:7). Živce patria k najhojnejším minerálom z nestabilnej zložky. Prevahu majú plagioklasy (oligoklas-andezín) nad ortoklasmi. Zo sekundárnych zmien živcov je častá sericitizácia. Veľmi zreteľné sú aj úlomky starších vulkanických hornín bázického charakteru, sekundárne zmenené. Zo sľudnatých minerálov sú to tenké lišty muskovitu a lupienky chloritu.

Z kumulatívnych kriviek zrnitosti bol vypočítaný koeficient vytriedenia, ktorý podľa Traska (1932) činí 1,6, medián zrnitosti 0,11—0,125 mm. Hodnota koeficientu elongácie u kremenných zŕn je 1,5, čo znamená, podľa Bokmana (1955), že kremitý materiál pochádzal z kyslých intruzívnych hornín.

Terciérny vek tohto súvrstvia bol doložený sporomorfami i mikrofaunou. Ako príklad uvádzame peľové spektrum z hĺbky 1340—1345 m a 1638—1640 m, v ktorom sa našli peľové zrná krytosemenných rastlín (*Tricolporopollenites cingulum* R. Pot., *T. pseudocingulum* R. Pot., *Carya*, *Pterocarya*, *Alnus*, *Sapotaceae* atď.), charakteristické už pre mladšie, terciérne sedimenty. V premenlivom množstve sa zistili i staršie, hlavne triasové sporomorfy, s ktorými sme sa stretli už v lunzských vrstvách. Pretože sa na nich nezistili žiadne výraznejšie stopy po redepozícii, predpokladáme, že boli premiestnené na veľmi krátku vzdialenosť z lunzských vrstiev, ktoré boli hlavnou zdrojovou oblasťou pri sedimentácii tmavého „flyšoidného" súvrstvia terciérneho veku.

Mladší, terciérny vek tohto súvrstvia potvrdzuje i mikrofauna z hĺbky 1340—1345 m a 1401—1407 m. Podstatnou zložkou asociácie je aglutinovaný bentos s rôzne deformovanými schránkami najmä rodov *Cyclammina*, *Textularia* a *Bathysiphon*. Druhou, počtom menšou zložkou, sú rhaxy, monaxonické, tetraxonické až polyaxonické ihlice húb s ojedinelými ostňami ježoviek. Sporadicky sa vyskytujúci vápnitý bentos reprezentuje exemplár rodu *Cibicides* (cf. *C. lopjanicus* Mjatliuk) a jediný zakrpatený exemplár rodu *Elphidium*.

Odlišný typ asociácie sa vyskytuje v hĺbke 1340—1345 m. Oproti predchádzajúcej dominujú tu formy, ktoré sa v staršej literatúre všeobecne označovali ako

Rotalia (resp. *Ammonia) beccarii* (Linne). Popri nej veľmi vzácne sa vyskytujú zástupcovia rodu *Cibicides* (cf. *C. lopjanicus* Mjatliuk), *Nonion a Bolivina*. Takéto asociácie indikujú brakický ráz sedimentačného prostredia.

Litologicko-stratigrafická korelácia vrtu Šaštín—10 s vrtom Lakšanská Nová Ves-3

Ako sme spomínali už v úvode, tmavé „flyšoidné" súvrstvie sa zistilo aj v oblasti Šaštína (vrt Š—10). Po stránke litofaciálnej i paleontologickej je identické s tmavým „flyšoidným" súvrstvím z vrtu LNV—3; stratigraficky je tiež dvojakého veku. Rozdiel je jedine v odlišnej tektonickej pozícii oboch celkov. Kým lunzské vrstvy vo vrte LNV—3 ležia v tektonickej pozícii nad terciérnymi sedimentmi, vo vrte Šaštín—10 sa nachádzajú už pod tmavým flyšoidným súvrstvím terciéru.

Vrchnotriasový vek bol preukázaný sporomorfami a faunou bivalvií *(Halobia ex gr. rugosa* Gümbel 1961; hĺbka 2232—2237 m). Rozdiel medzi spoločenstvom bivalvií v obidvoch spomínaných vrtoch je jedine v menšom kvantita-

Tab. 3. Palynologické nálezy v triase vrtu Šaštín 10

sporomorfy	2232 2237	2483 2488	stratigrafické rozšírenie
Sporites:			
Osmundacites cf. alpinus Klaus	1	4	vrch. trias
Conbaculatisporites cf. mesozoicus Klaus	—	1	vrch. trias
Camarozonosporites cf. rudis Klaus	—	2	vrch. trias
Calamospora cf. nathorstii (Halle) Klaus	—	2	vrch. trias
Paraconcavisporites cf. lunzensis Klaus	2	—	vrch. trias
Paraconcavisporites sp.	—	4	vrch. trias
Duplicisporites cf. mancus (Leschik)	—	2	vrch. trias
Aulisporites cf. astigmosus Klaus	1	—	vrch. trias
cf. Aratrisporites	1	—	trias
Lycopodiacidites kuepperi Klaus	1	—	vrch. trias
Pollenites:			
Ovalipollis Krutzsch	2	—	vrch. trias
Ovalipollis cf. grebeae Klaus	—	1	vrch. trias
Platyssacus Naumova	—	3	vrch. trias
Monosulcites sp.	1	—	perm — trias
Ginkgocycadophytes (Lub.) Samoilovitsch	3	4	trias - jura
Caytonipollenites cf. pallidus Mädler	—	2	keuper
Monocolpopollenites cf. magnus Nilson	—	1	rét
Pityosporites Seward	3	3	?
cf. Taeniaesporites	—	1	?
cf. Accintisporites	—	1	?
incertae sedis	6	5	
Plankton:			
Veryhachium sp.	1	—	trias
Dinoflagelata	1	—	

tívnom zastúpení vo vrte Š—10. V súlade so stratigrafickým postavením makrofauny sú aj výskumy palynologické. Zloženie sporomorf je identické s asociáciou z LNV—3 na strane jednej a s vrchnotriasovými peľovými zrnami z Álp na strane druhej.

Z významnejších foriem relatívne najbežnejšie sa vyskytujú: *Osmundacites cf. alpinus* Klaus, *Paraconcavisporites cf. lunzensis* Klaus, *Ovalipollis cf. grebeae* Klaus, *Lycopodiacidites kuepperi* Klaus; v hĺbke 2232—2237 m vedľa týchto druhov sa objavuje aj rod *Veryhachium sp.* zo skupiny *Dinoflagelata*, ktorý sa považuje za významný triasový druh.

Súvrstvie, ktoré začleňujeme do terciéru, skladá sa zo sivých až tmavých jemnopiesčitých ílovcov, pričom pieskovce majú podobný litologicko-petrografický charakter ako v LNV—3. Vcelku tmavé „flyšoidné" súvrstvie terciéru vo vrte Š—10 má piesčitejší charakter.

Terciérny vek potvrdzuje nález peľov, spór a mikrofauny. Spoločenstvo sporomorf má v podstate rovnaké zloženie ako vo vrte LNV—3. Opäť sa tu vyskytujú dva stratigraficky rozdielne typy asociácií. Prvý typ je evidentne preplavený z lunzských vrstiev, kým druhý (terciérne formy) najčastejšie reprezentujú druhy: *Triatriopollenites excelsus, Tricolporopollenites cingulum* R. Pot., *Alnus, cf. Carpinus, Tricolpopollenites microhenrici* R. Pot. atď.

Tab. 4. Palynologické nálezy v paleogéne vrtu Šaštín 10

sporomorfy	1744 1749	1795 1800	stratigrafické rozšírenie
Gymnospermae:			
Inaperturopollenites cf. dubius R. Pot.	1	—	paleogén — neogén
Pityosporites Seward	4	4	?
Ovalipollis Krutzsch	1	—	trias
cf. Sulcatisporites	1	—	trias
Ginkgoaceae	—	1	krieda — neogén
cf. Taeniaesporites	—	1	perm — trias
Angiospermae:			
Nudopollis Pflug	—	1	vrch. krieda — eocén
Triatrioppollenites coryphaeus R. Pot.	2	—	paleogén — neogén
Triatrioppollenites excelsus Pf.	1	—	sp-vrch. eocén
Tricolpopollenites microhenrici R. Pot.	—	1	paleogén — neogén
Tricolporopollenites cingulum R. Pot.	2	2	paleogén — neogén
Alnus	4	—	paleogén — neogén
cf. Carpinus	—	1	oligocén — neogén
incertae sedis	4	—	
Plankton:			
Hystrichosphaeridae	1	—	—
Dinoflagelata	—	1	—

Na mikrofaunu je toto súvrstvie rovnako chudobné ako vo vrte LNV—3. Našli sa tu len ihličky húb a jediný exemplár rodu *Cibicides* (cf. *C. lopjanicus* Mjatliuk). Na základe celkového rázu spoločenstva, spôsobu fosilizácie, ako aj palynologických nálezov sa domnievame, že popisovaná časť súvrstvia z vrtu Šaštín—10 je stratigraficky identická so súvrstvím v podloží lunzských vrstiev vo vrte LNV—3.

Záver

Na základe predbežného litologicko-petrografického výskumu môžeme konštatovať:

(a) Tmavé „flyšoidné" súvrstvie navŕtané v podloží neogénu Viedenskej panvy javí nápadnú zhodu s lunzskými vrstvami, známymi z alpsko-karpatskej geosynklinály.

(b) V priebehu celých navŕtaných profilov neprejavuje toto súvrstvie výraznejšiu petrografickú zmenu. V distribúcii makroprvkov nebol pozorovaný žiadny podstatnejší rozdiel. Nepatrná zmena medzi súvrstvím, ktoré zaraďujeme do vrchného triasu na strane jednej a do terciéru na strane druhej, sa prejavuje jedine v distribúcii mikroprvkov.

(c) Litologicko-petrografická podobnosť oboch týchto stratigraficky odlišných častí bola zrejme spôsobená tým, že zdrojovou oblasťou pri sedimentácii terciérnych vrstiev tmavého súvrstvia boli lunzské vrstvy. V prospech tohto názoru hovoria aj redeponované triasové sporomorfy „lunzského typu" v populácii mladších terciérnych foriem.

(d) Stratigraficky je súvrstvie dvojakého veku: časť je identická s lunzskými vrstvami; vrchnotriasový vek potvrdzuje makrofauna zo skupiny bivalvií (*Halobia rugosa* Gümbel) i palynologické nálezy (*Ovalipolis lunzensis* Klaus, *Osmundacites alpinus* Klaus, *Veryhachium sp.*). Terciérny vek druhej časti preukazujú sporomorfy a foraminifery, najmä ojedinelý výskyt zástupcu rodu *Elphidium* a formy typu „*Rotalia beccarii* (Linné)". Podľa výskumov z Karpát i podľa literárnych údajov prví zástupcovia rodu *Elphidium* začínajú sa objavovať až vo vrchnom eocéne. Za stratigraficky veľmi cenné treba považovať aj formy, ktoré sa v staršej literatúre označovali ako *Rotalia beccarii* (Linné). Morfologicky sa naše exempláre odlišujú od foriem nájdených v mladších miocénnych sedimentoch najmä menšími rozmermi. Bez ohľadu na túto skutočnosť, dosiaľ sa v literatúre druhy typu „*Rotalia beccarii* (Linné)" neuvádzajú zo starších sedimentov ako oligocén. Bližšie stratigrafické začlenenie v rámci terciéru bude možné až po dôkladnom paleontologickom spracovaní ďalších vzoriek.

Lektoroval prof. dr. M. Maheľ, DrSc.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1965: Geológia Československých Karpát, III. Vydavateľstvo SAV, Bratislava. — [2] Bokman J., 1955: Sandstone classifikation: Relation to composition and texture. J. Sed. Petr. — [3] Čornaja O., 1963: Spory, pyľca i mikroplankton iz mezozoja zap. Karpat. Geol. zborník XIV/2, Bratislava. — [4] Dlabač M. — Kullmanová A.—Michalíček M.—Šimánek V.—Špička V., 1968: Výzkum předneogenního podloží JV části Vídeňské pánve. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [5] Jansonius J., 1962: Palynology of Permian and Triassic sediments, Peace river area, Western Canada. Paleontograf. Band 110. Stuttgart. — [6] Kedves M.—Simoncsics P., 1964: Microstratigraphy of the carbonate manganese ore layers of the Shaft III. of Urkúk on the basis of palynological investigations. Acta mineral.—petrograf., Szeged. — [7] Klaus W., 1960: Sporen der karnischen Stufe der ostalpinen Trias. Jb. Geol. B. A. Sonderabd. 5. Wien. — [8] Krutzsch W., 1959: Mikropaläontologische (sporenpaläontologische) Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales. — [9] Kullmanová A., 1964: Petrografické vyhodnotenie mezozoických sedimentov z vrtných jadier v podloží neogénnej panvy. Rukopis; Archiv GÚDŠ, Bratislava. — [10] Kullmanová A.—Snopková P.—Kochanová M.—Samuel O., 1968: Litologicko-petrografické a stratografické vyhodnotenie tmavého flyšoidného súvrstvia v podloží viedenskej neogénnej panvy. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [11] Marschalko R.—Pulec M., 1967: Sedimentology of the Lunz beds. Geol. zborník XVIII/2, Bratislava. — [12] Mädler K., 1964: Die geologische Verbreitung von Sporen und Pollen in der deutschen Trias. Beih. geol. Jb. 64. 1 Abb. Hannover. — [13] Nilson T., 1958: Über das Vorkommen eines mesozoischen Sapropelgesteins in Schonen. Kunds Univ. Arssbrieft. N. F. Avd. 2. Bd. 54 Nr. 10. Lund. — [14] Pulec M., 1965: Nové nálezy skamenelín v lunzských vrstvách. Geol. práce, Správy 33, Bratislava. — [14] Salaj J. — Biely A. — Bystrický J., 1967: Die Triasforaminiferen in den Westkarpaten. Geol. práce, Správy 42, Bratislava. — [15] Samuel O.—Salaj J., 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene, p. 1—276, Geol. ústav D. Štúra, Bratislava. — [16] Snopková P., 1964: Predbežné palynologické vyhodnotenie vzoriek z vrtu Lakšarská Nová Ves—3. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [17] Thomson P. W.—Pflug H., 1953: Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiärs. Paleontografica, Bd. 94, Stuttgart. — [18] Trask P. D., 1932: Origin and environment of source sediments of petroleum. Gulf. Publ. Co. Houston. — [19] Vikulova M. F., 1958: Glinistyje porody; in Ruchin L. B. et. al.: Rukovodstvo po petrografii osadoč. porod. Leningrad. — [20] Zolyomi B., 1952: Magyarország növénytakarójának fejlődés története az utolsó jégkorszaktól. Biológiai közlöny, Budapest.

Vysvetlivky k tab. XVII—XX

Tab. XVII

Obr. 1, 2, 3, 4, 5. *Halobia rugosa* Gümbel [obr. 1. zväč. 1×, obr. 2. mierne zväč., obr. 3. zväč. 1/2×, obr. 4. zväč. 1×, obr. 5. zväč. 3/4×]. Lok: Lakš. N. Ves 3 obr. 1, 3, 4 (hĺbka 1115—1117 m) Šaštín 10. obr. 2, 5 (hĺbka 2232—2237 m). — Obr. 6. *Meandrospira dinarica* Kochansky—Devidé & Pantic; zväčš. 150× Lok. Lakš.—N. Ves 3 (hĺbka 799 —801 m)

Tab. XVIII

Obr. 1. *Calamospora cf. nathorstii* (Halle). — Obr. 2, 3. Paraconcavisporites cf. lunzensis Klaus, vrt LNV 3, 1270—1281 m. — Obr. 4. Paraconcavisporites sp., LNV 3, 1270—1281 m. — Obr. 5. Camarozonosporites cf. rudis Leschik, vrt LNV 3, 1115 až 1117 m. — Obr. 6. Punctatisporites cf. circulus Kedves et Simoncsic's, vrt LNV 3, 1270—1281 m. — Obr. 7. — *Lycopodiacidites cf. kuepperi* Klaus, vrt Šaštín 10, 2232—2238 m. — Obr. 8. *Conbaculatisporites cf. mesozoicus* Klaus, LNV 3, 1270—1281 m. — Obr. 9. Leiotriletes cf. microadriennis Krutzsch, vrt LNV 3, 1340—1345 m, — Obr. 10 Endosporites sp., vrt LNV 3, 1270—1281 m. — Obr. 11. Ovalipollis cf. lunzensis Klaus, LNV 3, 1270—1281 m.

Tab. XIX

Obr. 1, 2. *Ovalipollis cf. grebeae* Klaus, vrt LNV 3, 1270—1281 m. — Obr. 3. *Ovalipollis sp.*, LNV 3, 1270—1281 m. — Obr. 4, 6. *Monosulcites cf. minimus*, vrt LNV 3, 1270 — 1281 m. — Obr. 6, 7. *Ginkgocycadophytus* (Lub.) Samoilovitsch, LNV 3, 1270 — 1281 m. — Obr. 8, 9. *Platyssacus sp.*, LNV 3, 1270—1281 m. — Obr. 10. *Caytonipollenites sp.*, LNV 3, 1270—1281 m. — Obr. 11. *Pinaceae*, LNV 3, 1340—1345 m. — Obr. 12. *cf. Aratrisporites*, LNV 3, 1270—1281 m.

Tab. XX

Obr. 1. *Inaperturopollenites dubius* R. Pot., LNV 3, 1340—1345 m. — Obr. 2. *Alnus sp.*, LNV 3, 1340—1345 m. — Obr. 3. *Carpinus*, LNV 3, 1340—1345 m. — *Obr. 4. Pterocarya*, LNV 3, 1340—1345 m. — Obr. 5, 6. *Triatriopollenites coryphaeus* R. Pot., LNV 3, 1340—1345 m. — Obr. 7. *Triatriopollenites cf. plicatus* R. Pot., LNV 3, 1340—1345 m. — Obr. 8. *Tricolporopollenites cf. pseudocingulum* R. Pot. LNV 3, 1340—1345 m. — Obr. 9. *Tricolporopollenites megaexactus* R. Pot., LNV 3, 1340 až 1345 m. — Obr. 10, 11. *Tricolporopollenites cingulum* R. Pot., LNV 3, 1340—1345 m. — Obr. 12. *Tricolporopollenites cf. margaritatus* R. Pot., LNV 3, 1340—1345 m. — Obr. 13. *cf. Sapotaceae*, LNV 3, 1490—1492 m. — Obr. 14. *Tricolporopollenites sp.* LNV 3, 1490—1492 m. — Obr. 15. *Tilia*, LNV 3, 1340—1345 m. — Obr. 16. *Micrhystridium cf. incospicuum* Defladre, LNV 3, 1270—1281 m. — Obr. 17. *Veryhachium* LNV 3, 1270—1281 m. — Obr. 18, 19. *Incertae sedis*, LNV 3, 1270—1281 m.

KULLMANOVÁ A. — KOCHANOVÁ M. — SNOPKOVÁ P. — SAMUEL O.

ZUM ALTER DER LUNZER SCHICHTEN IM UNTERGRUND DES NEOGENS VOM WIENER BECKEN

Im Zusammenhang mit dem Studium des vorneogenen Untergrundes im Wiener Becken untersuchten wir —von lithologisch-petrographischer und stratigraphischer Sicht aus — das Bohrmaterial aus mehreren Strukturbohrungen, die im Wiener Becken im Zusammenhang mit der Erdölaufsuchung durchgeführt wurden. Eine besondere Aufmerksamkeit widmeten wir dabei der dunkleren „flyschoiden" Schichtfolge, die in der Bohrung LNV—3 bei Lakšárska Nová Ves im Interval zwischen 897 und 1691 m, und in der Bohrung Š—10 bei Šastín zwischen 1744 und 2488 m tief angetroffen wurde. In der Schichtfolge wechseln sich rhytmisch dunkle Schiefer, besonders die tonhaltigen und ton-sandigen Schiefer, mit feinen Sandsteinen ab. Makroskopisch sind sie den sog.

Lunzer Schichten ähnlich, die im westkarpatischen Raume sowohl in der Krížna—Decke, als auch vor allem in der Choč—Decke entwickelt sind und eine Mächtigkeit bis zu 200 — 300 m erreichen können. Die ungwöhnlich starke Mächtigkeit der von uns untersuchten Schichtfolge (vom etwa 700 m in den beiden Bohrungen) und ihre auffallende Ähnlichkeit mit den Lunzer Schichten wurde Gegenstand vieler geologischer und tektonischer Erwägungen von mehreren Forschern.

Im vorliegenden Beitrag werden die vorläufigen Ergebnisse der lithologisch-petrographischen Untersuchungen dieses dunklen „flyschoiden" Schichtenpackets übermittelt. Mit Hilfe der Analysen der Makro und Mikrofaunen, wie auch der Sporomorphen konnten wir feststellen, dass trotz ihrer lithofazieller Beständigkeit die Schichtfolge altersmässig differenziert ist; ein Teil davon gehört der Obertrias an, der andere fällt bereits ins Tertiär. Das Obertrias—(Karn-) Alter der Schichten, die man mit den Lunzer Schichten der alpinkarpatischen Geosynklinale vergleichen kann, ist durch die Lamellibranchiatenfauna (z. B. *Halobia rugosa* Gümbel, 1861) und durch die Sporomorphen belegt. Von den Pollen und Sporen treten *Ovalipolis lunzensis* Klaus, *Ovalipolis cf. grebae* Klaus, *Paraconcavisporites cf. lunzensis* Klaus, *Camarozonosporites cf. rudis* (Leschik) Klaus, *Osmundacites alpinus* Klaus, und *Styxisporites cf. cooksonae* Klaus am häufigsten auf. Und diese Pflanzengemeinschaft weist eine auffallende Ähnlichkeit mit den Sporomorphen, die W. Klaus (1960) aus den Karnischen Schichten der Ostalpen beschrieben hatte.

Das Tertiäralter der übrigen Schichten ist durch die Sporomorphen- und Foraminiferenfunde belegt. Von den letzteren für das Tetriär sprechen vereinzelte Vorkommen der Vertreter von der Gattung *Elphidium* und die Formen aus dem Kreise „*Rotalia beccarii* (Linné)". Wie nämlich die eigenen Erfahrungen aus dem westkarpatischen Raume und auch die Literaturangaben zeigen, setzt das Auftreten der ersten Vertreter der Gattung *Elphidium* erst im Obereozän ein. Von stratigraphischer Sicht aus sehr wertvoll sind auch Fossilfunde der Formen, die in der älteren Literatur allgemein als „*Rotalia beccarii* (Linné)" bezeichnet werden. Unsere Exemplare unterscheiden sich morphologisch von den Formen der jüngeren miozänen Ablagerungen besonders durch ihre kleinere Dimensionen. Aber ohne dies werden in der Literatur die Arten aus dem Formenkreise der „*Rotalia beccarii*" aus den älteren Sedimenten als Oligozän nicht erwähnt.

Sehr interessant ist die tektonische Position beider altersmässig unterschiedlichen Schichtpackete. Während in der Bohrung LNV—3 die ins Tertiär fallenden Schichten unterhalb der Lunzer Schichten lagern, in der Bohrung Š—10 befinden sie sich oberhalb dieser.

Der Arbeit ist eine eingehende Pflanzenliste (siehe im slowakischen Text auf S. 56 bis 59), und mehrere Abbildungen (auf Taf. XVII—XX) beigeschlossen.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

Erklärungen der Abbildungen auf Taf. XVII—XX

Taf. XVII

Abb. 1—5. *Halobia rugosa* Gümbel, Fundort Bohrung Lakšárska Nová Ves 3 (1115—1117 m) Abb. 1, 3 u. 4, Bohrung Šastín 10 (2232—2237 m) Abb. 2 u. 5.
Abb. 6. *Meandrospira dinarica* Kochansky—Devidé & Pantic, vergr. 150 ×. Fundort Lakšárska Nová Ves (Teufe 799—801 m).

Taf. XVIII

1 — *Calamospora cf. nathorstii* (Halle); 2—3 *Paraconcavisporites cf. lunzensis* Klaus, Bohr. LNV 3 (1270—1281 m); 4 — *Paraconcavisporites sp.* LNV 3 (1270—1281 m); 5 — *Camarozosporites cf. rudis* Leschik, LNV 3 (1115—1117 m); 6 — *Punctatisporites cf. circulus* Kedves & Simoncsics, LNV 3 (1270 — 1281 m); 7 — *Lycopodiacidites cf. kuepperi* Klaus, Bohrung Šaštín 10 (2232—2238 m); 8 — *Conbaculatisporites cf. mesozoicus* Klaus, LNV 3 (1270—1281 m); 9 — *Leiotriletes cf. microadriennis* Krutsch, LNV 3 (1340—1345 m); 10 — *Endosporites sp.*, LNV 3 (1270—1281 m); 11 — *Ovalipollis cf. lunzensis* Klaus, LNV 3 (1270—1281 m).

Taf. XIX

1—2. *Ovalipollis cf. grebeae* Klaus, LNV 3 (1270—1281 m); 3 — *Ovalipollis sp.*, LNV 3 (1270—1281 m); 4,6. *Monosulcites cf. minimus*, LNV 3 (1270—1281 m); 5, 7 — *Ginkgocycadophytus* (Lub.) Samoilovitsch, LNV 3 (1270—1281 m); 8—9. *Platyssacus sp.*, LNV 3 (1270—1281 m); 10 — *Caytonipollenites sp.*, LNV 3 1270—1281 m); 11 — *Pinaceae*, LNV 3 (1340 — 1345 m); 12 — *cf. Aratrisporites*, LNV 3 (1270—1281 m).

Taf. XX

1 — *Inaperturopollenites dubius* R. Pot.; 2 — *Alnus sp.*, 3 — *Carpinus sp.*, 4 — *Pterocarya*, 5—6 *Triatriopollenites coryphaeus* R. Pot., 7 — *Triatriopollenites cf. plicatus* R. Pot., 8 — *Tricolporopollenites cf. pseudocingulum* R. Pot., 9 — *Tricolporopollenites megaexactus* R. Pot., 10—11 *Tricolporopollenites cingulum* R. Pot., 12 — *Tricolporopollenites cf. margaritatus* R. Pot. (Abb. 1 bis 12 Fundort Bohrung LNV 3, Teufe 1340 bis 1345 m). 13 — *cf. Sapotaceae*, LNV 3 (1490—1492 m); 14 — *Tricolporopollenites sp.*, LNV 3 (1490—1492 m), 15 — *Tilia sp.*, LNV 3 (1340—1245 m); 16 — *Micrhystridium cf. incospicuum* Deflandre, LNV 3 (1270—1281 m), 17 — *Veryhachium sp.*, LNV 3 (1270—1281 m); 18—19 incertae sedis, LNV 3 (1270—1281 m).

JÁN GAŠPARÍK

PODLOŽNÉ SÉRIE NEOGÉNU HORNONITRIANSKEJ KOTLINY A POHORIA VTÁČNIK

Hornonitrianska kotlina je lemovaná na západe južným cípom mezozoika Strážovskej hornatiny. Najsevernejšia časť kotliny dotýka sa južných výbežkov Malej Fatry, na východnej strane je kryštalinikum pohoria Žiar; iba juhovýchodný cíp kotliny napája sa na Kremnické pohorie. Podstatnú časť kotliny na východnej strane lemuje pohorie Vtáčnik, na juhu kryštalinikum Tribča. Úzkou aluviálnou nivou rieky Nitry stýka sa hornonitrianska kotlina s nitrianskou sprašovou pahorkatinou.

V podloží vulkanického masívu pohoria Vtáčnik a jeho sedimentárnych komplexov zistil Fusán (in Fusán — Kuthan — Ďuratný — Plančár — Zbořil 1967) tektonické jednotky, odpovedajúce krížňanskému a chočskému príkrovu. Morfologicky pôjde asi o tzv. „handlovský chrbát", ako je nazvaný aj v citovanej práci.

Kryštalinikum, zastúpené predovšetkým kryštalinickými bridlicami a žulou, sa vyskytuje na okrajoch kotliny. Na západnej strane buduje pohorie Malej Magury a Suchého, na východnej strane pohorie Žiaru.

Melafýrová séria. Predterciérne série vo vnútri panvy sa zatiaľ vrtnými prácami neoverili. Jedine vo východnej časti pohoria Vtáčnik, asi pod dnešným hrebeňom pohoria, prípadne málo východnejšie, sa zistil ponorený chrbát melafýrovej série, patriaci chočskému príkrovu. Tiahol sa od južných výbežkov žiarskeho mezozoika smerom juhozápadným. Bol overený vrtnými prácami i geofyzikálnymi meraniami (gravimetriou), ktorými sa zistilo jeho rozšírenie severne od mezozoika Tribča, smerom na obec Ostrý Grúň a Prochoť.

Výskyty melafýrových telies boli známe aj v južných výbežkoch Strážovskej hornatiny pri Zem. Kostolanoch, ktorá lemuje kotlinu v západnej časti (Čechovič 1933; Zorkovský 1949).

Vo východnej časti územia sa pod neovulkanitmi zistil vo vrte L—20 vulkanický komplex, u ktorého makroskopicky išlo o tmavosivú horninu andezitového vzhľadu s drobnými výrastlicami a po puklinách s jemnými žilôčkami kalcitu (Slávik 1962). Jej petrografickú charakteristiku podáva Miháliková (1964). Šinály (1964) sa zmieňuje o výskyte melafýrov v banskej prieskumnej chodbe J od Handlovej.

Horniny melafýrovej série sa zatiaľ zistili celkom asi na 17 miestach pod mladotreťohorným pohorím Vtáčnika. Ich mocnosť je známa len z vrtu Po—86, kde dosahuje vyše 500 m. Pod melafýrovou sériou asi v hĺbke 1100 m prešiel vrt do karbonatického súvrstvia. Ide buď o vápence nižšieho subtatranského príkrovu, alebo iného tektonického celku. Stratigrafické postavenie vápencov nie je zatiaľ jednoznačne určené.

Čechovič (1963 ústne) prvý upozornil, že vulkanické horniny, pôvodne opisované ako podložné propylitizované andezity, môžu predstavovať melafýry. Štúdium petrografického materiálu potvrdilo, že ide o bázické vyvreliny (Miháliková 1964). Ide teda o produkt permského vulkanizmu, ktorý podľahol intenzívnej hydrotermálnej premene. Ide o jednotnú magmu, čo potvrdzuje i mineralogické zloženie hornín. Vzorky sa líšia od seba iba štruktúrou, na základe ktorej možno odlíšiť niekoľko odrôd v závislosti na rôznych podmienkach tuhnutia.

V okolí povrchového vrtu L—20 Šinály (1964) upresňuje opis vulkanického telesa (melafýrové teleso), ktoré zistil aj v chodbe č. 5202 a v západnom prekope baní. Prieskumné chodby boli razené horizontálne a prešli z produktívneho súvrstvia cez spodný miocén (burdigal) a paleogén do melafýrovej série.

V poslednom čase sa melafýrová séria zistila na viacerých miestach, a to (uvádzam nadmorskú výšku povrchu melafýrového telesa u jednotlivých vrtov): vrt Po—86 (182 m nadmorská výška); L—48 (288 m); L—33 (352 m); L—31 (317 m); L—32 (260 m); L—26 (402 m); L—34 (363 m); L—30 (354 m); L—28 (187 m); L—25 (415 m); Po—85 (374 m); Po—82 (280 m); Po—81 (416 m). V podzemných vrtoch: JP—165 (420 m); JP—167 (421 m); JP—166 (416 m); JP—191 (446 m).

Povrch melafýrového telesa býva značne členitý. Najhlbšie bol zastihnutý na vrte Po—82 vo výške 182 m n. m., najvyššie na podzemnom vrte JP—191 vo výške 446 m n. m.

Ide o rôzne typy melafýrov a ich pyroklastiká, hlavne o celistvé melafýry a mandľovcové, pričom všetky typy bývajú intenzívne hydrotermálne premenené, čo sťažuje ich identifikáciu a zvlášť pri afanitických varietach ľahko môže viesť k zámene s propylitizovanými andezitmi.

Hornina má tmavosivú až sivonazelenkavú farbu, je jemnozrnná, celistvá, mandľovcovitej textúry. Dutinky sú vyplnené svetlosivým chalcedónom,

ktorý sa miestami prejavuje v podobe menších — väčších rozliatych plôch v základnej hmote. Má sklovitý vzhľad. Dutinky, hlavne menších rozmerov, sú vyplnené chloritom, prípadne kalcitom. Základná hmota je tmavosivá, často popretkávaná sieťou jemných kalcitových žiliek.

Melafýrové horniny sú doprevádzané často pieskovcovo-arkózovitým súvrstvím, arkózami a kremitými pieskovcami. Ide o horniny strednozrnné, často s prechodom do piesčitej fácie, svetlosivej až ružovkastej, prípadne fialovkastej farby. V hornine miestami možno pozorovať žilky a povlaky ružovkastých karbonátov. Mikroskopicky je hornina tvorená kremeňom, živcami, sľudou; ako akcesórie sú prítomné apatit a zirkón.

Melafýry majú porfyrickú štruktúru s ofitickým vývojom základnej hmoty (Mihalíková 1964). Živce sú v základnej hmote idiomorfne až hypidiomorfne obmedzené, tabuľkovitého tvaru, prevažne albiticky zdvojčatnené. Horninu do hneda sfarbuje magnetit a hematit, prítomné v základnej hmote. Sporadicky je prítomný pyrit. Chlority majú modrastú farbu.

Chemizmus melafýrov je dosť rôznorodý. Potvrdzuje to analýza troch vzoriek z vrtu Po—82, odobratých v rôznych intervaloch (a — 612 m, b — 618 m, c — 667 m; pozri tab. 1).

Tab. 1. Chemické analýzy melafýrov z vrtu Po—82

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	TiO_2	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	MnO	str. z.
a	32,0	8,9	5,8	18,4	6,4	0,6	1,6	1,4	0,14	0,3	0,25	23,45
b	52,4	15,1	6,3	5,7	3,6	1,0	2,4	1,7	0,12	0,01	0,1	10,6
c	75,6	9,2	2,3	2,3	1,7	0,2	0,14	2,6	0,03	0,04	0,03	5,7

Analýzy vyhotovilo laboratórium Geol. prieskumu, Turč. Teplice. Hodnoty v %.

Predpokladám, že melafýrový komplex, zistený pod neovulkanitmi pohoria Vtáčnik, mal vplyv aj na rozšírenie paleogénnych a spodnomiocénnych sérií i na vývoj a rozšírenie uhoľného substrátu, i keď tektonické pomery zohrali podstatnú úlohu pri rozšírení a uchovaní týchto fácií. Produktívne vrstvy miestami ležia priamo na melafýrovom komplexe; napr. vrt L—25. Vrt L—26 má iba necelých 10 m podložných tufobrekcií, po ktorých nasledujú melafýry. V iných miestach produktívne vrstvy vôbec nie sú vyvinuté a produkty mladého vulkanizmu alebo štrkovo-vulkanická formácia sú priamo v styku s melafýrmi (napr. vrt L—33, L—41, Vt—3).

Mezozoikum je zastúpené na východnej i na západnej strane kotliny. Ide o rôzne série (obalová séria a subtatranské príkrovy). Severne od Handlo-

vej vystupujú ladinské dolomity chočského príkrovu a šedé až tmavošedé vápence stredného triasu. V západnej časti kotliny mezozoikum je pestrejšie. Väčšiu časť Strážovskej hornatiny tvoria zas strednotriasové dolomity, súvrstvie kriedy a permská melafýrová séria, donedávna kladená do spodného triasu.

Vo vnútri kotliny, ani pod pohorím Vtáčnik, sa zatiaľ nezistili mezozoické komplexy, hoci ich tu možno predpokladať. Vo vrte Po—86 pod melafýrmi boli navŕtané tmavšie šedé vápence, príslušnosť ktorých zatiaľ nie je jednoznačne preukázaná. Pôjde buď o vápence permu, alebo nižšieho subtatranského príkrovu.

Centrálnokarpatský flyš je súvisle rozšírený na celej ploche kotliny. Na okrajoch vystupuje paleogén na povrch v podobe bazálneho karbonatického súvrstvia (zlepence, vápencové zlepence, brekcie, pieskovce a piesčité vápence s numulitmi) hlavne v miestach, kde leží paleogén na starších sériách transgresívne, napr. v okolí Bojníc na západnej časti územia a v úzkom páse na východnej strane na úpätí mezozoika Žiarskeho pohoria pri Ráztočne. Bazálne konglomeráty nachádzame aj na južnom úpätí Strážovskej hornatiny a na severných mezozoických výbežkoch pohoria Tribeč pri Partizánskom. Hlboký vrt Z—264, ktorý mal za úlohu preveriť mocnosť paleogénu a dostať sa do mezozoika, v hĺbke asi 1120 m dosiahol bazálne paleogénne zlepence, ktorých mocnosť je nad 300 m.

Ďalším obzorom paleogénu je pieskovcovo-ílovcové súvrstvie. Ílovce sú buď v prevahe, alebo v rovnováhe s pieskovcami. Vystupujú k povrchu na miestach, kde sa paleogén tektonicky stýka buď s kryštalinikom, alebo s mezozoikom. V tom prípade sú staršie bazálne členy paleogénu poklesnuté. Nápadný je jeho výskyt na povrchu pozdĺž západného svahu pohoria Žiar, kde je v ostrom tektonickom styku s paleogénom. Mocnosť pieskovcovo-ílovcového súvrstvia uprostred nováckeho ložiska dosahuje až 650 m.

Najvrchnejším horizontom paleogénu sú piesky, pieskovce s polohami štrkov a zlepencov. V pieskoch sú často mohutné pieskovcové pevné konkrécie. Odkryv pieskov je pri Lipníku. Stratigraficky ide pravdepodobne o vrchnú časť oligocénu. Toto súvrstvie nie je súvisle vyvinuté na celom území kotliny; predpokladáme, že z väčšej časti bolo oddenudované.

Paleogén sa smerom východným a južne od Handlovej ponára pod neovulkanity pohoria Vtáčnik, ktoré ho zakrývajú a tým sťažujú jeho presné ohraničenie. Jeho výskyt pod Vtáčnikom sa preukázal niekoľkými povrchovými vrtmi i banskými prácami.

Lektoroval dr. O. Fusán, CSc.

LITERATÚRA

[1] Bodnár J.—Ďuratný S.—Zbořil L., 1967: Predbežná správa o výsledkoch tiahových meraní v oblasti Vtáčnika. Bratislava. — [2] Čechovič V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja handlovskej uhoľnej panvy. Geologické práce, Zošit 53. Bratislava. — [3] Čechovič V.—Šinály T., 1962: Paleogénne a spodnomiocénne vrstvy vo Veľkobani Handlová. Geologické práce, Správy 25—26. Bratislava. — [4] Fusán O.—Kuthan M.—Ďuratný S.—Plančár J.—Zbořil L., 1967: Výskum hlbokého podložia neovulkanitov stredného Slovenska. Rukopis; Archív GÚDŠ Bratislava. — [5] Mihalíková A., 1964: Petrograficko-geochemická charakteristika melafýrov z Novej Lehoty. Geologické práce, Správy 31. Bratislava. — [6] Slávik J., 1959: Geologická charakteristika prvej fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. Geologické práce, Zošit 53. Bratislava. — [7] Šinály T., 1964: O výskyte melafýrov v JV časti Handlovskej hnedouhoľnej panvy. Geologické práce, Zprávy 31. — Bratislava. — [8] *Záverečná správa a výpočet zásob z etapy podrobného prieskumu* so stavom k 1. X. 1966, Handlová-južné pole. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [9] Zorkovský V., 1949: Bázické eruptíva v mezozoiku západného a stredného Slovenska. Práce ŠGÚ, Bratislava.

JÁN GAŠPARÍK

ÜBER DIE UNTERGRUNDSERIEN DES NEOGENS IM OBERNEUTRA—TAL UND IM VTÁČNIK—GEBIRGE

Dank den systematischen geologischen Kartierungsarbeiten aus den letzten Jahren, die im Oberneutra—Kessel und im Vtáčník—Gebirge (Westslowakei) durch zahlreiche technische Arbeiten ergänzt wurden, konnten unsere Studien auch auf die Untersuchung der Untergrundschichten des produktiven kohleführenden Neogens erweitert werden. Im vorliegenden Beitrag sind die darüber erworbenen neuen Erkenntnisse veröffentlicht.

Der einstige Oberneutra—Kessel wurde vom Osten her durch die Melaphyrenserie gesäumt, die heute von jungvulkanischen Massen gedeckt ist. Die Melaphyrschichten konnten bisher auf siebzehn verschiedenen Stellen, vor allem SO der Gemeinde Nová Lehota aufgeschlossen werden, wobei lediglich in einem Falle, und zwar in der Bohrung Po—86 hat man ihre Gesamtmächtigkeit (über 500 m) feststellen können. Petrographisch handelt es sich um basische Produkte des permischen Vulkanismus, die einer starken hydrothermalen Metamorphose und verschiedenen Druckeinflüssen ausgesetzt waren. Die Melaphyrserie ist aus verschiedenen Melaphyrtypen und deren Pyroklastikum, überwiegend aber aus kompakten mandelförmigen Melaphyrgesteinen gebaut, wobei alle Abarten in der Regel hydrothermal stark metamorphosiert wurden. Das Gestein ist üblich grau bis graugrünlich, feinkörnig, kompakt. Hohlräume sind durch den hellgrauen Chalcedon ausgefüllt, der örtlich auch „Ausgüsse" in der Grundmasse bilden kann Manche Hohlräume sind auch durch Siderit, Chlorit, event Calcit ausgefüllt. In der Grundmasse ist oft ein Netz von feinen Calcitaderchen zu beobachten.

Der Melaphyrenkomplex unter den jungvulkanischen Massen des Vtáčnik—Gebirges übte zeitweilig auch einen starken Einfluss auf die Ausdehnung der paleogenen und untermiozänen Gebilde, bzw. auf die Entwicklung und Ausdehnung der kohle-

führenden Schichten. Wir nehmen an, dass einer breiteren Ausdehnung des Paleogens und Untermiozäns in östlicher Richtung der heute begrabene Rücken aus Melaphyrgesteinen im Wege stand. Die produktiven kohleführenden Schichten ruhen örtlich direckt auf dem Melaphyrkomplexe, oder sind überhaupt nicht entwickelt und die jungvulkanischen Massen lagern direckt auf den Melaphyren.

Weder inmitten des Kessels, noch unterhalb des eigentlichen Vtáčnik—Gebirges konnten mesozoische Gebilde festgestellt werden, obwohl ihre Entwicklung in diesem Raume nicht ausgeschlossen ist. In der Bohrung Po—86 unter dem Melaphyrgestein wurden dunklere graue Kalksteine gefunden, deren stratigraphische Zugehörigkeit bisweilen eindeutig nicht nachgewiesen werden konnte.

Der zentralkarpatische Flysch ist auf der ganzen Fläche des Oberneutra-Kessels vertreten. Am Rande des Kessels tritt er an manchen Stellen in Form von basalen Karbonatschichten zutage. Im Zentrum des Kessels beträgt seine Gesamtmächtigkeit auch über 300 m. Ein ton-sandiger Horizont zieht sich entlang der Westhänge des Žiargebirges und im westlichen Teil des Kessels in der Umgebung der Gemeinde Kocúrany und Opatovce nad Nitrou. Seine Gesamtmächtigkeit im Zentrum des Kessels beträgt bis zu 650 m.

RUDOLF RUDINEC

POZNÁMKY K PODLOŽIU VÝCHODOSLOVENSKEJ NEOGÉNNEJ PANVY

Abstrakt. V práci sa podáva súhrn novších poznatkov o predmiocénnom podloží Východoslovenského neogénu, hlavne na podklade vrtných prác, doplnených o dáta zo Zakarpatskej oblasti, blízko československo-sovietskych hraníc.

Podložia východoslovenskej molasy sa v minulosti dotýka viacero autorov, avšak len okrajove v rámci štúdia neogénnej výplne. Komplexnejšie sa podložím východoslovenskej neogénnej panvy zaoberá Homola (1954), sčasti aj Janáček (1958, 1959, 1961, 1966). Z ďalších autorov, ktorí sa tejto otázky dotýkajú, treba spomenúť Forgáča (1959), Budaya (1961, 1962, 1964), Kocáka (1958, 1962), Slávika (1967) a Rudinca (1967). Veľká hrúbka sedimentárnej výplne panvy a nedostatok prirodzených odkryvov nedovoľovali robiť konkrétnejšie uzávery o podložných horninách tejto oblasti. O ich charaktere sa usudzovalo podľa hornín, ktoré vystupujú v okrajových častiach panvy. V západnej časti Košickej kotliny, na JZ od tektonickej línie ľubenicko-margecanskej (Košice—Kavečany) priamy okraj panvy tvoria horniny gemeríd (Spišsko-gemerské rudohorie). Smerom k SV od tejto línie vystupujú veporidy (Čierna hora).

Gemeridy sú reprezentované predovšetkým paleozoikom. Staršie útvary pravdepodobne až po vrchný devón sú zastúpené dvoma sériami — gelnickou a rakoveckou (fylito-diabázová), z mladších je zastúpený karbón a perm, podradne i trias.

Ďalej na JZ v oblasti Turnianskej kotliny podložie buduje mezozoikum Slovenského krasu.

Veporidy Čiernej hory buduje kryštalinikum diastrofických svorov, pararúl a granodioritov; ďalej sú tu prítomné horniny karbónu, permu a mezozoický obal (spodný trias až neokom), ktorý patrí k okrajovému typu krížňanskej jednotky.

V SZ a severnej časti košicko-prešovskej panvy vystupuje na povrch *centrálnokarpatský flyš* (stredný a vrchný eocén až sp. oligocén; ílovcovo-pieskovcové súvrstvie), ktorý tu tvorí zrejme z väčšej časti podložie.

V SV časti Potiskej nížiny vystupuje na povrch rozsiahly *mezozoický komplex Humenského pohoria* (trias, jura, krieda) a to SZ od Vihorlatu; smerom k JV pokračuje pod vulkanický masív Vihorlatu, pod neogennú prikrývku v podvihorlatskej oblasti (Sobrance, Sejkov) až do Zakarpatska. V tektonickom členení Západných Karpát má humenské mezozoikum zvláštne postavenie, hlavne pokiaľ ide o jeho vzťah k Západným a Východným Karpatom. V zmysle príkrovovej stavby sa považovalo za súčasť vyššieho subtatranského, prípadne chočského príkrovu (Matějka — Andrusov 1928; Andrusov 1936; Roth 1940). Novšie Roth (1956) a Maheľ (1956) ho zaraďujú ku krížňanskej jednotke a označujú ako *humenská séria* (Maheľ 1963e) bez bližšej definície.

V JZ časti trebišovskej panvy vystupuje spod neogénnej sedimentárnej výplne zložitý *Zemplínsky ostrov*, na stavbe ktorého sa podieľa kryštalinikum, mladšie paleozoikum a mezozoikum.

Kryštalinikum Z od Byšty tvoria kryštalické bridlice bez granodioritu (dvojsľudné pararuly), paleozoikum horniny karbónu a permu (vápence, pieskovce, arkózy, pestré bridlice), mezozoikum podradne kremence, vápence a dolomity vrchného triasu (?). Tektonická príslušnosť Zemplínskeho ostrova v rámci karpatskej sústavy nie je objasnená, ako to naznačujú aj staršie práce Uhliga (1903), Böckha (1905) a Ferencziho (1943), ktorý považoval kryštalinikum JV od Byšte za pokračovanie kryštalinika Čiernej hory; mladšie útvary spojuje so Spišsko-gemerským rudohorím. Bouček—Přibyl (1959) priraďujú kryštalinikum a permokarbón ku gemeridám, Fusán (in Čechovič a kol. 1963) ho považuje za pokračovanie pásma Čiernej hory. Buday (1962) vyslovil názor, že zemplínske podložie nepatrí k centrálnokarpatským jednotkám, ale že spadá do rovnakej vývojovej fázy ako sliezske paleozoikum. V tom prípade by však musela existovať významná predneogénna tektonická línia medzi zemplínskym podložím a Spišsko-gemerským rudohorím.

Maheľ (1963), vzhľadom na zvláštnosť stavby humenského mezozoika a anomálny vývoj triasových vápencov a permokarbónu v Zemplínskom ostrove a výsledky vrtu Pozdišovce—1, dochádza k záveru o odlišnej stavbe územia na východ od hornádskeho zlomu. Podľa toho by Zemplínsky ostrov patril k najzápadnejším výbežkom Východných Karpát.

Presnejší priebeh spomenutých štruktúrnych celkov pod sedimentárnou výplňou panvy ťažko dnes rekonštruovať. Početné vrty hlavne pri prieskume na živice v potiskej a košickej kotline i v Zakarpatskej oblasti priniesli niektoré nové dáta o stavbe predneogénneho podložia. Situácia vrtov, ktoré

zachytili predneogénne podložie, ich geologický profil a približná korelácia sú na obr. 1, podrobnejšia stratigrafia vrtov v tab. 1.

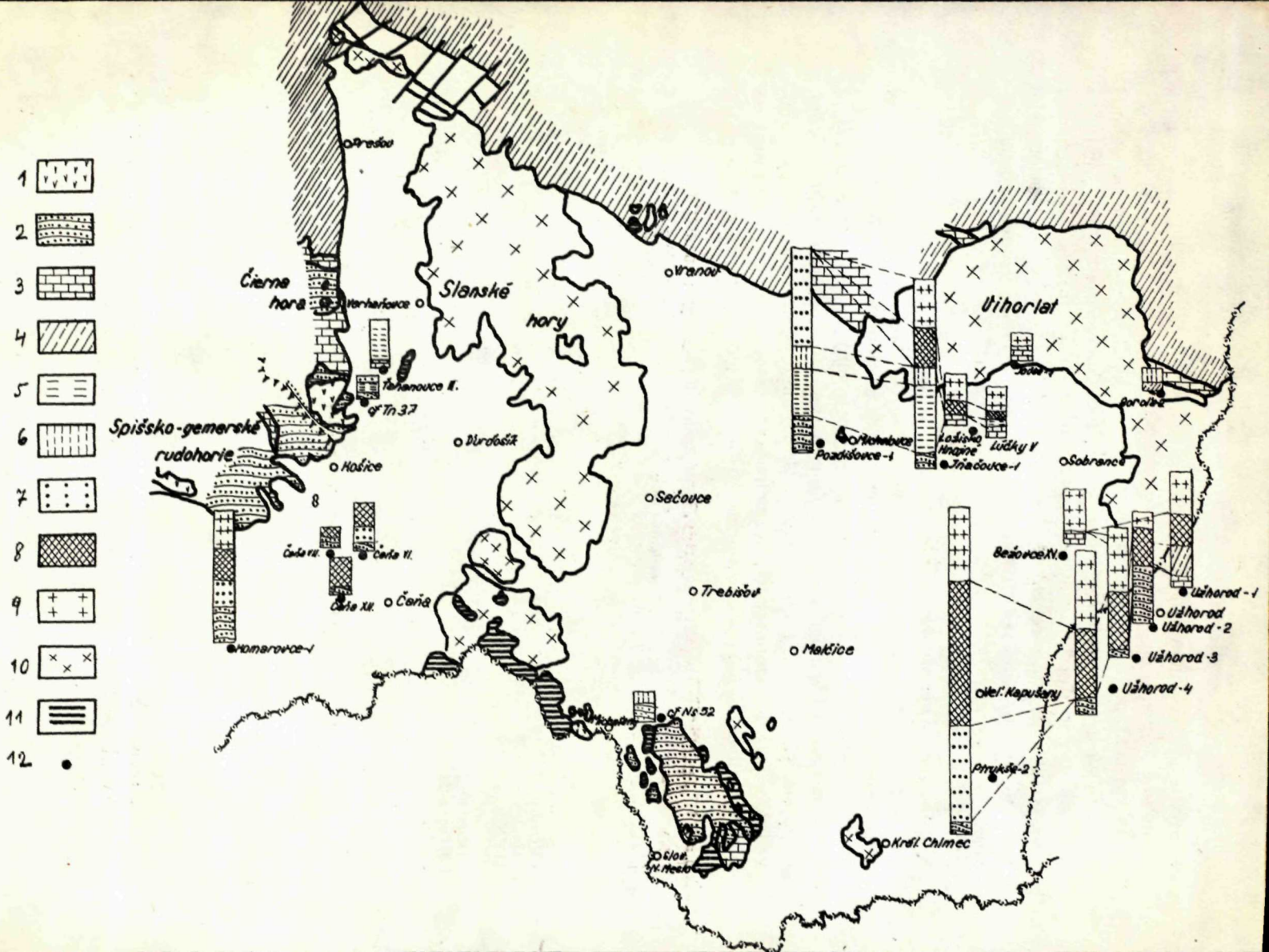
Na výraznej gravimetrickej anomálii Z od Michaloviec bolo pod neogénnou výplňou zachytené podložie vrtom Pozdišovce 1 (Janáček—Pagáč 1961). Na základe geofyzikálnych podkladov, hlavne gravimetrie a magnetiky Janáček a Kocák (1958) tu predpokladali mezozoikum Krivoštianskeho pohoria; Běhounek (1949) predpokladal, že anomália je podmienená trachytom, ktorý je výbežkom Vihorlatu.

Vrt Pozdišovce—1 zachytil *paleozoické podložie* v intervale 1950—2200 m, a to epizonálne metamorfované fylity a piesčité bridlice. Litologicky ide o intenzívne zvrásnené, šedé sericitické bridlice, tmavé grafitické bridlice a šedé až zelenošedé chloritické bridlice. V celom intervale sú hojné žilky bieleho kremeňa, miestami závalky a šošovky. Ojedinele je prítomný kalcit a pyrit. V bazálnej časti vrt zachytil bridlice, ktoré stupňom metamorfózy odpovedajú už svorom, silne prekremeneným. Podľa Fusána (1960) ide o paleozoické horniny, odpovedajúce pravdepodobne karbónu; pelitickým rázom a polohami vápencov sa podstatne líšia od karbónu známeho z ostatných jadrových pohorí.

Tab. 1. Prehľad stratigrafie vrtov, ktoré zachytili predneogenné podložie

Vrt	Stratigrafia neogénu					Podložie		
	pliocén	sarmat	tortón	lanzendorf. séria	karpat	centrálnekarp. paleogén	mezozoikum	paleozoikum
Pozdišovce			1125	1395	1950			2200
Ptrukša-2	870	2500	3639					3752
Iňačovce-1	530	970		1160	1940			2096
CfNovosad-52				159				289
Lúčky V	375	455			497		549	
Bežovce XV	500						510	
Boroľa-2				191		200		
Jovsa-1	15	180?					250	
Čaňa VI	51	317	434					498
Čaňa VII	57	122	158					198
Čaňa XII	40	159						400
Ťahanovce II	15				520		531	
Ťahanovce 37			87		189			213?
Komarovce-1	383	745	943					1200?
Užhorod-1	464	810				1140	1255	
Užhorod-2	126	696						1214
Užhorod-3	730	1362						1458
Užhorod-4	850	1675						1822

V centrálnej časti Potiskej nížiny podložie, zachytené iba vrtom Ptrukša—2 v hĺbke 3 639—3 752 m (Rudinec 1966), tvoria mierne zvrásnené metamorfované bridlice. Litologicky ide o metakvarcit s pyroblastickou


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
Prešov
Čierne hora
Slanské hory
Vranov
Vihorlat
Spišsko-gemerské rudohorie
Košice
Durdošík
Sečovce
Sobrance
Trebišov
Čaňa
Moldava n/Bodvou
Michalovce
Kráľ. Chlmec
Pozdišovce-1
Triaočovce-1
Ľudky V
Ľadislavov Hrnčiare
Jarabina
Bežovce N.
Užhorod-1
Užhorod
Užhorod-2
Užhorod-3
Užhorod-4
Pinkovce-2
Čaňa VII.
Čaňa XII.
Hamarovce-1
Vt. Ns 52
Vt. Ns 53
Vt. Ns 54
Vt. Ns 55
Vt. Ns 56
Vt. Ns 57
Vt. Ns 58
Vt. Ns 59
Vt. Ns 60
Vt. Ns 61
Vt. Ns 62
Vt. Ns 63
Vt. Ns 64
Vt. Ns 65
Vt. Ns 66
Vt. Ns 67
Vt. Ns 68
Vt. Ns 69
Vt. Ns 70
Vt. Ns 71
Vt. Ns 72
Vt. Ns 73
Vt. Ns 74
Vt. Ns 75
Vt. Ns 76
Vt. Ns 77
Vt. Ns 78
Vt. Ns 79
Vt. Ns 80
Vt. Ns 81
Vt. Ns 82
Vt. Ns 83
Vt. Ns 84
Vt. Ns 85
Vt. Ns 86
Vt. Ns 87
Vt. Ns 88
Vt. Ns 89
Vt. Ns 90
Vt. Ns 91
Vt. Ns 92
Vt. Ns 93
Vt. Ns 94
Vt. Ns 95
Vt. Ns 96
Vt. Ns 97
Vt. Ns 98
Vt. Ns 99
Vt. Ns 100
Vt. Ns 101
Vt. Ns 102
Vt. Ns 103
Vt. Ns 104
Vt. Ns 105
Vt. Ns 106
Vt. Ns 107
Vt. Ns 108
Vt. Ns 109
Vt. Ns 110
Vt. Ns 111
Vt. Ns 112
Vt. Ns 113
Vt. Ns 114
Vt. Ns 115
Vt. Ns 116
Vt. Ns 117
Vt. Ns 118
Vt. Ns 119
Vt. Ns 120
Vt. Ns 121
Vt. Ns 122
Vt. Ns 123
Vt. Ns 124
Vt. Ns 125
Vt. Ns 126
Vt. Ns 127
Vt. Ns 128
Vt. Ns 129
Vt. Ns 130
Vt. Ns 131
Vt. Ns 132
Vt. Ns 133
Vt. Ns 134
Vt. Ns 135
Vt. Ns 136
Vt. Ns 137
Vt. Ns 138
Vt. Ns 139
Vt. Ns 140
Vt. Ns 141
Vt. Ns 142
Vt. Ns 143
Vt. Ns 144
Vt. Ns 145
Vt. Ns 146
Vt. Ns 147
Vt. Ns 148
Vt. Ns 149
Vt. Ns 150
Vt. Ns 151
Vt. Ns 152
Vt. Ns 153
Vt. Ns 154
Vt. Ns 155
Vt. Ns 156
Vt. Ns 157
Vt. Ns 158
Vt. Ns 159
Vt. Ns 160
Vt. Ns 161
Vt. Ns 162
Vt. Ns 163
Vt. Ns 164
Vt. Ns 165
Vt. Ns 166
Vt. Ns 167
Vt. Ns 168
Vt. Ns 169
Vt. Ns 170
Vt. Ns 171
Vt. Ns 172
Vt. Ns 173
Vt. Ns 174
Vt. Ns 175
Vt. Ns 176
Vt. Ns 177
Vt. Ns 178
Vt. Ns 179
Vt. Ns 180
Vt. Ns 181
Vt. Ns 182
Vt. Ns 183
Vt. Ns 184
Vt. Ns 185
Vt. Ns 186
Vt. Ns 187
Vt. Ns 188
Vt. Ns 189
Vt. Ns 190
Vt. Ns 191
Vt. Ns 192
Vt. Ns 193
Vt. Ns 194
Vt. Ns 195
Vt. Ns 196
Vt. Ns 197
Vt. Ns 198
Vt. Ns 199
Vt. Ns 200
Vt. Ns 201
Vt. Ns 202
Vt. Ns 203
Vt. Ns 204
Vt. Ns 205
Vt. Ns 206
Vt. Ns 207
Vt. Ns 208
Vt. Ns 209
Vt. Ns 210
Vt. Ns 211
Vt. Ns 212
Vt. Ns 213
Vt. Ns 214
Vt. Ns 215
Vt. Ns 216
Vt. Ns 217
Vt. Ns 218
Vt. Ns 219
Vt. Ns 220
Vt. Ns 221
Vt. Ns 222
Vt. Ns 223
Vt. Ns 224
Vt. Ns 225
Vt. Ns 226
Vt. Ns 227
Vt. Ns 228
Vt. Ns 229
Vt. Ns 230
Vt. Ns 231
Vt. Ns 232
Vt. Ns 233
Vt. Ns 234
Vt. Ns 235
Vt. Ns 236
Vt. Ns 237
Vt. Ns 238
Vt. Ns 239
Vt. Ns 240
Vt. Ns 241
Vt. Ns 242
Vt. Ns 243
Vt. Ns 244
Vt. Ns 245
Vt. Ns 246
Vt. Ns 247
Vt. Ns 248
Vt. Ns 249
Vt. Ns 250
Vt. Ns 251
Vt. Ns 252
Vt. Ns 253
Vt. Ns 254
Vt. Ns 255
Vt. Ns 256
Vt. Ns 257
Vt. Ns 258
Vt. Ns 259
Vt. Ns 260
Vt. Ns 261
Vt. Ns 262
Vt. Ns 263
Vt. Ns 264
Vt. Ns 265
Vt. Ns 266
Vt. Ns 267
Vt. Ns 268
Vt. Ns 269
Vt. Ns 270
Vt. Ns 271
Vt. Ns 272
Vt. Ns 273
Vt. Ns 274
Vt. Ns 275
Vt. Ns 276
Vt. Ns 277
Vt. Ns 278
Vt. Ns 279
Vt. Ns 280
Vt. Ns 281
Vt. Ns 282
Vt. Ns 283
Vt. Ns 284
Vt. Ns 285
Vt. Ns 286
Vt. Ns 287
Vt. Ns 288
Vt. Ns 289
Vt. Ns 290
Vt. Ns 291
Vt. Ns 292
Vt. Ns 293
Vt. Ns 294
Vt. Ns 295
Vt. Ns 296
Vt. Ns 297
Vt. Ns 298
Vt. Ns 299
Vt. Ns 300
Vt. Ns 301
Vt. Ns 302
Vt. Ns 303
Vt. Ns 304
Vt. Ns 305
Vt. Ns 306
Vt. Ns 307
Vt. Ns 308
Vt. Ns 309
Vt. Ns 310
Vt. Ns 311
Vt. Ns 312
Vt. Ns 313
Vt. Ns 314
Vt. Ns 315
Vt. Ns 316
Vt. Ns 317
Vt. Ns 318
Vt. Ns 319
Vt. Ns 320
Vt. Ns 321
Vt. Ns 322
Vt. Ns 323
Vt. Ns 324
Vt. Ns 325
Vt. Ns 326
Vt. Ns 327
Vt. Ns 328
Vt. Ns 329
Vt. Ns 330
Vt. Ns 331
Vt. Ns 332
Vt. Ns 333
Vt. Ns 334
Vt. Ns 335
Vt. Ns 336
Vt. Ns 337
Vt. Ns 338
Vt. Ns 339
Vt. Ns 340
Vt. Ns 341
Vt. Ns 342
Vt. Ns 343
Vt. Ns 344
Vt. Ns 345
Vt. Ns 346
Vt. Ns 347
Vt. Ns 348
Vt. Ns 349
Vt. Ns 350
Vt. Ns 351
Vt. Ns 352
Vt. Ns 353
Vt. Ns 354
Vt. Ns 355
Vt. Ns 356
Vt. Ns 357
Vt. Ns 358
Vt. Ns 359
Vt. Ns 360
Vt. Ns 361
Vt. Ns 362
Vt. Ns 363
Vt. Ns 364
Vt. Ns 365
Vt. Ns 366
Vt. Ns 367
Vt. Ns 368
Vt. Ns 369
Vt. Ns 370
Vt. Ns 371
Vt. Ns 372
Vt. Ns 373
Vt. Ns 374
Vt. Ns 375
Vt. Ns 376
Vt. Ns 377
Vt. Ns 378
Vt. Ns 379
Vt. Ns 380
Vt. Ns 381
Vt. Ns 382
Vt. Ns 383
Vt. Ns 384
Vt. Ns 385
Vt. Ns 386
Vt. Ns 387
Vt. Ns 388
Vt. Ns 389
Vt. Ns 390
Vt. Ns 391
Vt. Ns 392
Vt. Ns 393
Vt. Ns 394
Vt. Ns 395
Vt. Ns 396
Vt. Ns 397
Vt. Ns 398
Vt. Ns 399
Vt. Ns 400
Vt. Ns 401
Vt. Ns 402
Vt. Ns 403
Vt. Ns 404
Vt. Ns 405
Vt. Ns 406
Vt. Ns 407
Vt. Ns 408
Vt. Ns 409
Vt. Ns 410
Vt. Ns 411
Vt. Ns 412
Vt. Ns 413
Vt. Ns 414
Vt. Ns 415
Vt. Ns 416
Vt. Ns 417
Vt. Ns 418
Vt. Ns 419
Vt. Ns 420
Vt. Ns 421
Vt. Ns 422
Vt. Ns 423
Vt. Ns 424
Vt. Ns 425
Vt. Ns 426
Vt. Ns 427
Vt. Ns 428
Vt. Ns 429
Vt. Ns 430
Vt. Ns 431
Vt. Ns 432
Vt. Ns 433
Vt. Ns 434
Vt. Ns 435
Vt. Ns 436
Vt. Ns 437
Vt. Ns 438
Vt. Ns 439
Vt. Ns 440
Vt. Ns 441
Vt. Ns 442
Vt. Ns 443
Vt. Ns 444
Vt. Ns 445
Vt. Ns 446
Vt. Ns 447
Vt. Ns 448
Vt. Ns 449
Vt. Ns 450
Vt. Ns 451
Vt. Ns 452
Vt. Ns 453
Vt. Ns 454
Vt. Ns 455
Vt. Ns 456
Vt. Ns 457
Vt. Ns 458
Vt. Ns 459
Vt. Ns 460
Vt. Ns 461
Vt. Ns 462
Vt. Ns 463
Vt. Ns 464
Vt. Ns 465
Vt. Ns 466
Vt. Ns 467
Vt. Ns 468
Vt. Ns 469
Vt. Ns 470
Vt. Ns 471
Vt. Ns 472
Vt. Ns 473
Vt. Ns 474
Vt. Ns 475
Vt. Ns 476
Vt. Ns 477
Vt. Ns 478
Vt. Ns 479
Vt. Ns 480
Vt. Ns 481
Vt. Ns 482
Vt. Ns 483
Vt. Ns 484
Vt. Ns 485
Vt. Ns 486
Vt. Ns 487
Vt. Ns 488
Vt. Ns 489
Vt. Ns 490
Vt. Ns 491
Vt. Ns 492
Vt. Ns 493
Vt. Ns 494
Vt. Ns 495
Vt. Ns 496
Vt. Ns 497
Vt. Ns 498
Vt. Ns 499
Vt. Ns 500
Vt. Ns 501
Vt. Ns 502
Vt. Ns 503
Vt. Ns 504
Vt. Ns 505
Vt. Ns 506
Vt. Ns 507
Vt. Ns 508
Vt. Ns 509
Vt. Ns 510
Vt. Ns 511
Vt. Ns 512
Vt. Ns 513
Vt. Ns 514
Vt. Ns 515
Vt. Ns 516
Vt. Ns 517
Vt. Ns 518
Vt. Ns 519
Vt. Ns 520
Vt. Ns 521
Vt. Ns 522
Vt. Ns 523
Vt. Ns 524
Vt. Ns 525
Vt. Ns 526
Vt. Ns 527
Vt. Ns 528
Vt. Ns 529
Vt. Ns 530
Vt. Ns 531
Vt. Ns 532
Vt. Ns 533
Vt. Ns 534
Vt. Ns 535
Vt. Ns 536
Vt. Ns 537
Vt. Ns 538
Vt. Ns 539
Vt. Ns 540
Vt. Ns 541
Vt. Ns 542
Vt. Ns 543
Vt. Ns 544
Vt. Ns 545
Vt. Ns 546
Vt. Ns 547
Vt. Ns 548
Vt. Ns 549
Vt. Ns 550
Vt. Ns 551
Vt. Ns 552
Vt. Ns 553
Vt. Ns 554
Vt. Ns 555
Vt. Ns 556
Vt. Ns 557
Vt. Ns 558
Vt. Ns 559
Vt. Ns 560
Vt. Ns 561
Vt. Ns 562
Vt. Ns 563
Vt. Ns 564
Vt. Ns 565
Vt. Ns 566
Vt. Ns 567
Vt. Ns 568
Vt. Ns 569
Vt. Ns 570
Vt. Ns 571
Vt. Ns 572
Vt. Ns 573
Vt. Ns 574
Vt. Ns 575
Vt. Ns 576
Vt. Ns 577
Vt. Ns 578
Vt. Ns 579
Vt. Ns 580
Vt. Ns 581
Vt. Ns 582
Vt. Ns 583
Vt. Ns 584
Vt. Ns 585
Vt. Ns 586
Vt. Ns 587
Vt. Ns 588
Vt. Ns 589
Vt. Ns 590
Vt. Ns 591
Vt. Ns 592
Vt. Ns 593
Vt. Ns 594
Vt. Ns 595
Vt. Ns 596
Vt. Ns 597
Vt. Ns 598
Vt. Ns 599
Vt. Ns 600
Vt. Ns 601
Vt. Ns 602
Vt. Ns 603
Vt. Ns 604
Vt. Ns 605
Vt. Ns 606
Vt. Ns 607
Vt. Ns 608
Vt. Ns 609
Vt. Ns 610
Vt. Ns 611
Vt. Ns 612
Vt. Ns 613
Vt. Ns 614
Vt. Ns 615
Vt. Ns 616
Vt. Ns 617
Vt. Ns 618
Vt. Ns 619
Vt. Ns 620
Vt. Ns 621
Vt. Ns 622
Vt. Ns 623
Vt. Ns 624
Vt. Ns 625
Vt. Ns 626
Vt. Ns 627
Vt. Ns 628
Vt. Ns 629
Vt. Ns 630
Vt. Ns 631
Vt. Ns 632
Vt. Ns 633
Vt. Ns 634
Vt. Ns 635
Vt. Ns 636
Vt. Ns 637
Vt. Ns 638
Vt. Ns 639
Vt. Ns 640
Vt. Ns 641
Vt. Ns 642
Vt. Ns 643
Vt. Ns 644
Vt. Ns 645
Vt. Ns 646
Vt. Ns 647
Vt. Ns 648
Vt. Ns 649
Vt. Ns 650
Vt. Ns 651
Vt. Ns 652
Vt. Ns 653
Vt. Ns 654
Vt. Ns 655
Vt. Ns 656
Vt. Ns 657
Vt. Ns 658
Vt. Ns 659
Vt. Ns 660
Vt. Ns 661
Vt. Ns 662
Vt. Ns 663
Vt. Ns 664
Vt. Ns 665
Vt. Ns 666
Vt. Ns 667
Vt. Ns 668
Vt. Ns 669
Vt. Ns 670
Vt. Ns 671
Vt. Ns 672
Vt. Ns 673
Vt. Ns 674
Vt. Ns 675
Vt. Ns 676
Vt. Ns 677
Vt. Ns 678
Vt. Ns 679
Vt. Ns 680
Vt. Ns 681
Vt. Ns 682
Vt. Ns 683
Vt. Ns 684
Vt. Ns 685
Vt. Ns 686
Vt. Ns 687
Vt. Ns 688
Vt. Ns 689
Vt. Ns 690
Vt. Ns 691
Vt. Ns 692
Vt. Ns 693
Vt. Ns 694
Vt. Ns 695
Vt. Ns 696
Vt. Ns 697
Vt. Ns 698
Vt. Ns 699
Vt. Ns 700
Vt. Ns 701
Vt. Ns 702
Vt. Ns 703
Vt. Ns 704
Vt. Ns 705
Vt. Ns 706
Vt. Ns 707
Vt. Ns 708
Vt. Ns 709
Vt. Ns 710
Vt. Ns 711
Vt. Ns 712
Vt. Ns 713
Vt. Ns 714
Vt. Ns 715
Vt. Ns 716
Vt. Ns 717
Vt. Ns 718
Vt. Ns 719
Vt. Ns 720
Vt. Ns 721
Vt. Ns 722
Vt. Ns 723
Vt. Ns 724
Vt. Ns 725
Vt. Ns 726
Vt. Ns 727
Vt. Ns 728
Vt. Ns 729
Vt. Ns 730
Vt. Ns 731
Vt. Ns 732
Vt. Ns 733
Vt. Ns 734
Vt. Ns 735
Vt. Ns 736
Vt. Ns 737
Vt. Ns 738
Vt. Ns 739
Vt. Ns 740
Vt. Ns 741
Vt. Ns 742
Vt. Ns 743
Vt. Ns 744
Vt. Ns 745
Vt. Ns 746
Vt. Ns 747
Vt. Ns 748
Vt. Ns 749
Vt. Ns 750
Vt. Ns 751
Vt. Ns 752
Vt. Ns 753
Vt. Ns 754
Vt. Ns 755
Vt. Ns 756
Vt. Ns 757
Vt. Ns 758
Vt. Ns 759
Vt. Ns 760
Vt. Ns 761
Vt. Ns 762
Vt. Ns 763
Vt. Ns 764
Vt. Ns 765
Vt. Ns 766
Vt. Ns 767
Vt. Ns 768
Vt. Ns 769
Vt. Ns 770
Vt. Ns 771
Vt. Ns 772
Vt. Ns 773
Vt. Ns 774
Vt. Ns 775
Vt. Ns 776
Vt. Ns 777
Vt. Ns 778
Vt. Ns 779
Vt. Ns 780
Vt. Ns 781
Vt. Ns 782
Vt. Ns 783
Vt. Ns 784
Vt. Ns 785
Vt. Ns 786
Vt. Ns 787
Vt. Ns 788
Vt. Ns 789
Vt. Ns 790
Vt. Ns 791
Vt. Ns 792
Vt. Ns 793
Vt. Ns 794
Vt. Ns 795
Vt. Ns 796
Vt. Ns 797
Vt. Ns 798
Vt. Ns 799
Vt. Ns 800
Vt. Ns 801
Vt. Ns 802
Vt. Ns 803
Vt. Ns 804
Vt. Ns 805
Vt. Ns 806
Vt. Ns 807
Vt. Ns 808
Vt. Ns 809
Vt. Ns 810
Vt. Ns 811
Vt. Ns 812
Vt. Ns 813
Vt. Ns 814
Vt. Ns 815
Vt. Ns 816
Vt. Ns 817
Vt. Ns 818
Vt. Ns 819
Vt. Ns 820
Vt. Ns 821
Vt. Ns 822
Vt. Ns 823
Vt. Ns 824
Vt. Ns 825
Vt. Ns 826
Vt. Ns 827
Vt. Ns 828
Vt. Ns 829
Vt. Ns 830
Vt. Ns 831
Vt. Ns 832
Vt. Ns 833
Vt. Ns 834
Vt. Ns 835
Vt. Ns 836
Vt. Ns 837
Vt. Ns 838
Vt. Ns 839
Vt. Ns 840
Vt. Ns 841
Vt. Ns 842
Vt. Ns 843
Vt. Ns 844
Vt. Ns 845
Vt. Ns 846
Vt. Ns 847
Vt. Ns 848
Vt. Ns 849
Vt. Ns 850
Vt. Ns 851
Vt. Ns 852
Vt. Ns 853
Vt. Ns 854
Vt. Ns 855
Vt. Ns 856
Vt. Ns 857
Vt. Ns 858
Vt. Ns 859
Vt. Ns 860
Vt. Ns 861
Vt. Ns 862
Vt. Ns 863
Vt. Ns 864
Vt. Ns 865
Vt. Ns 866
Vt. Ns 867
Vt. Ns 868
Vt. Ns 869
Vt. Ns 870
Vt. Ns 871
Vt. Ns 872
Vt. Ns 873
Vt. Ns 874
Vt. Ns 875
Vt. Ns 876
Vt. Ns 877
Vt. Ns 878
Vt. Ns 879
Vt. Ns 880
Vt. Ns 881
Vt. Ns 882
Vt. Ns 883
Vt. Ns 884
Vt. Ns 885
Vt. Ns 886
Vt. Ns 887
Vt. Ns 888
Vt. Ns 889
Vt. Ns 890
Vt. Ns 891
Vt. Ns 892
Vt. Ns 893
Vt. Ns 894
Vt. Ns 895
Vt. Ns 896
Vt. Ns 897
Vt. Ns 898
Vt. Ns 899
Vt. Ns 900
Vt. Ns 901
Vt. Ns 902
Vt. Ns 903
Vt. Ns 904
Vt. Ns 905
Vt. Ns 906
Vt. Ns 907
Vt. Ns 908
Vt. Ns 909
Vt. Ns 910
Vt. Ns 911
Vt. Ns 912
Vt. Ns 913
Vt. Ns 914
Vt. Ns 915
Vt. Ns 916
Vt. Ns 917
Vt. Ns 918
Vt. Ns 919
Vt. Ns 920
Vt. Ns 921
Vt. Ns 922
Vt. Ns 923
Vt. Ns 924
Vt. Ns 925
Vt. Ns 926
Vt. Ns 927
Vt. Ns 928
Vt. Ns 929
Vt. Ns 930
Vt. Ns 931
Vt. Ns 932
Vt. Ns 933
Vt. Ns 934
Vt. Ns 935
Vt. Ns 936
Vt. Ns 937
Vt. Ns 938
Vt. Ns 939
Vt. Ns 940
Vt. Ns 941
Vt. Ns 942
Vt. Ns 943
Vt. Ns 944
Vt. Ns 945
Vt. Ns 946
Vt. Ns 947
Vt. Ns 948
Vt. Ns 949
Vt. Ns 950
Vt. Ns 951
Vt. Ns 952
Vt. Ns 953
Vt. Ns 954
Vt. Ns 955
Vt. Ns 956
Vt. Ns 957
Vt. Ns 958
Vt. Ns 959
Vt. Ns 960
Vt. Ns 961
Vt. Ns 962
Vt. Ns 963
Vt. Ns 964
Vt. Ns 965
Vt. Ns 966
Vt. Ns 967
Vt. Ns 968
Vt. Ns 969
Vt. Ns 970
Vt. Ns 971
Vt. Ns 972
Vt. Ns 973
Vt. Ns 974
Vt. Ns 975
Vt. Ns 976
Vt. Ns 977
Vt. Ns 978
Vt. Ns 979
Vt. Ns 980
Vt. Ns 981
Vt. Ns 982
Vt. Ns 983
Vt. Ns 984
Vt. Ns 985
Vt. Ns 986
Vt. Ns 987
Vt. Ns 988
Vt. Ns 989
Vt. Ns 990
Vt. Ns 991
Vt. Ns 992
Vt. Ns 993
Vt. Ns 994
Vt. Ns 995
Vt. Ns 996
Vt. Ns 997
Vt. Ns 998
Vt. Ns 999
Vt. Ns 1000

štruktúrou, metamorfované pieskovce, sericiticko-chloritické bridlice, miestami s impregnačným zrudnením — pyrit. Podľa litologického zloženia ide pravdepodobne o perm (Fusán 1966). Bližšia paralelizácia s jednotkami Západných Karpát nie je možná.

V SV časti trebišovskej panvy sa podložie zistilo JV od Michaloviec vrtom Iňačovce—1 v hĺbke 1940—2096 m (Rudinec 1967). Podľa petrografických analýz ide o slabo metamorfované bridlice-fylity, ktoré v najvrchnejšej časti obsahujú preplástky svetlošedého, jemnozrnného kryštalického vapenca (Zádrapa 1966). Zbytok tvoria šedé až svetlozelené sericitické a chloritické bridlice s polohami kremeňa a kryštalického vápenca. Litologicky ide o podobné súvrstvie ako na vrte Pozdišovce—1 a na základe tejto analógie pôjde asi tiež o karbón.

V JZ časti panvy na SV svahoch zemplínskeho paleozoického ostrova sa pod lanzendorfskou sériou zachytili na vrte Cf Ns 52 pri obci Hrčel silne sľudnaté, fialovo-škvrnité bridlice, ktoré sa striedajú s polohami bielošedých kaolinických pieskovcov a s polohami tmavých bridlíc (Čverčko—Rudinec 1961). Podľa charakteristického sfarbenia odpovedajú asi permu, ako ekvivalent cejkovských vrstiev zo Zemplínskeho ostrova (Bouček—Přibyl 1959).

V najväčšom rozsahu bolo podložie zachytené radom vrtov v podvihorlatskej oblasti, kde sa nachádza relatívne najbližšie k povrchu. Ide hlavne o mezozoikum navrtané v západnej časti podvihorlatskej depresie v oblasti uhoľného ložiska Hnojné (Hn—3, 19, 26, 49, 62, 67, 68, 70, 71, 72, 77, 101, 104, 105), kde tvorí SZ—JV pruh (Čech 1959). Litologicky ide o tmavošedé vápence, prestúpené sieťou žiliek kalcitu s polohami svetlošedých kompaktných dolomitických vápencov. Podobný vývoj mezozoika je aj v podloží pliocénu v oblasti Sejkov—Vyšné Nemecké.

Ďalej na JV štruktúrnym vrtom Lúčky V bolo predneogénne podložie zachytené v intervale 497—549 m. Litologicky ide o žltohnedé vápence s dolomiticko-ílovitou prímesou, ktoré smerom do podložia prechádzajú v tmavošedý, miestami hnedastý dolomitický vápenec, silne ílovitý. Stratigraficky sa toto súvrstvie zaraďuje k mezozoiku Humenského pohoria, podobne ako na vrte Bežovce—XV, ktorý v hl. 500 m zachytil bielošedý dolomitický vápenec. Mezozoikum sa zistilo aj vrtom Jovsa—1 na južnom úpätí Vihorlatu.

Okrem mezozoika bol v podvihorlaskej oblasti pod neogénnou výplňou zachytený aj paleogén (Brodňan & kol. 1959; Čech 1959). Litologicky je

Obr. 1. Prehľad vrtov, ktoré zachytili predneogénne podložie východoslovenskej panvy (zostavil R. Rudinec 1968). 1 — kryštalinikum, 2 — paleozoikum, 3 — mezozoikum, 4 — paleogén, 5 — karpatská séria, 6 — lanzendrofská séria, 7 — tortón, 8 — sarmat, 9 — pliocén, 10 — andezity a ich pyroklastiká, 11 — ryolity a ich pyroklastiká, 12 — vrty, zachycujúce podložie.

toto súvrstvie budované stredne až hrubozrnným pieskovcom a zlepencom. Príslušnosť piesčitých vrstiev k paleogénu nie je úplne jasná, pretože môžu byť zamieňané so spodnotortónskymi detritickými polohami (porov. Čverčko — Ďurica 1964). Posledné výsledky ukázali, že v nadloží detritických polôh sú tmavošedé íly lanzendorfskej série (vrt Sobrance IX; Čopianová 1967), čo však nemusí popierať predchádzajúci názor.

Paleogén bol zachytený na SV úpätí Vihorlatu vrtom Boroľa—2 (Gašparíková—Slávik 1957) v intervale 191 — 200 m. Litologicky ide o nepravidelné úlomky a balvany pieskovca, uloženého v hrdzavoškvrnitej spevnenej piesčito-ílovitej hline. Prináleží centrálnokarpatskému paleogénu.

Predneogénne podložie bolo zachytené aj v západnej časti východoslovenského neogénu vrtom Ťahanovce—II v intervale 520—531 m (Čverčko 1967); ide o šedý až modrošedý, slabo vápnitý dolomit s piesčito-ílovitou prímesou. Ide pravdepodobne o horniny obalovej série Čiernej hory. Ďalším vrtom Cf Tn 37 boli v hl. 189 m zachytené pod súvrstvím karpatu metamorfované kremence, ktoré odpovedajú azda už paleozoiku veporíd.

V južnej časti Košickej kotliny sa podložie zistilo vrtmi Čaňa VI (470—498 m), Čaňa VII (158—198 m) a Čaňa XII (359—406 m). Na všetkých týchto vrtoch ide o svetlozelenošedé sericiticko-muskovitické bridlice s výskytom metamorfovaného kremitého pieskovca až metakvarcitu. Navrtané podložie v tejto oblasti bude asi pokračovaním gemeríd — Spišsko gemerského rudohoria, podobne ako na vrte Komarovce—1, kde sa zistilo v hĺbke 943 m.

V Zakarpatskej oblasti bolo predneogénne podložie zachytené v blízkosti čs.-sovietskych hraníc v čopsko-mukačevskej oblasti vrtmi Užhorod—1, 2, 3 a 4. Vrt Užhorod—1 zachytil podložie už v hl. 810 m. Interval 810—1140 m budujú šedé, polymiktné ílovito-vápnité pieskovce, ktoré sa striedajú miestami s polymiktnými zlepencami a šedými, jemnozrnnými sľudnatými tufitmi. Sovietski geológovia tieto vrstvy zaraďujú do paleogénu, eocénu-paleocénu (Matvejeva 1963). Interval 1140—1255 m budujú tmavošedé vápence, ktoré sa striedajú so šedými kavernóznymi pieskovcami (sekundárne vyhojenými kvarcitom), dávanými do mezozoika.

Vo vrte Užhorod—2 podložie v hĺbke 696—1214 m tvoria šedé až tmavošedé kryštalické, sľudnaté, sericitické bridlice s ojedinelými polohami kryštalických vápencov. V podloží sú vápencové polohy až 50 m mocné. Stratigraficky sa tieto horniny zaraďujú do paleozoika. Podľa korelácie vrt Užhorod—2 zachytil paleozoikum na iňačovskej hrádzi podobne ako vrt Iňačovce—1, ktorá až sem pokračuje. Podložie ďalej k JZ do centra panvy budujú (vrty Užhorod—3 a 4) paleozoické horniny v intervale 1362—1458 m (Užhorod—3) a 1675—1822 m (Užhorod—4). Na rozdiel od vrtov Užh—1 a 2 smerom k JZ pribúdajú karbonatické polohy.

Ďalej k JV v čopsko-mukačevskej depresii sa J od Mukačeva na štruktúre Záluž zistilo podložie budované paleogénom a kriedou (vrtmi Záluž—2 a 6). Vo východnej časti zakarpatskej depresie — solotvinskej panvy bolo podložie zachytené vrtmi Danilovo a Tereblja, budované mezozoickými karbonátovými horninami (v int. 1240—2940 m).

Aj keď predneogénne podložie bolo zachytené pomerne malým počtom vrtov v nepatrnom hĺbkovom intervale, získané výsledky dovoľujú aspoň sčasti upresniť jeho stavbu. Paleozoické — karbonské (resp. permské?) horniny v Potiskej nížine sú charakteristické pelitickým vývojom, s pomerne hojným výskytom karbonatických polôh, ktorých ako sa zdá, smerom k východu pribúda (užhorodské vrty). Tento vývoj karbónu sa zásadne líši od pomerov, ktoré poznáme v jadrových pohoriach Západných Karpát. Ak uvážime nejasné tektonické postavenie Zemplínskeho ostrova i Humenského pohoria, zdá sa, že paleozoické podložie v Potiskej nížine má vývoj odlišný od západokarpatských oblastí, teda už *snáď viac východokarpatský.*

V podloží sedimentov Košickej kotliny pravdepodobne ešte pokračujú jednotky gemeríd a veporíd, avšak východne od interpretovaného vihorlatského lineamentu (Lešku—Slávik 1967), ktorého súčasťou môže byť aj zlom pod Slánskymi horami, bude už vývoj odlišný — *východokarpatský, alebo prechodný.* Funkciu výraznej tektonickej poruchy, o ktorej hovorí Buday (1962), nemôže plniť hornadský zlom, ktorý, ako sa podľa novších výsledkov zdá, bude mladého — neogénneho veku.

*

Z geofyzikálnych podkladov, hlavne gravimetrických máp, nie je možné presnejšie určiť priebeh jednotlivých základných tektonických celkov, ktoré sa na stavbe podložia podieľajú. Podľa konfrontácie geofyzikálnych dát a výsledkov vrtov sa zdá, že najviac budú zastúpené paleozoické horniny.

Mezozoikum tvorí podložie neogénu hlavne v SV časti podvihorlatskej oblasti, kde vytvára výraznú gravimetrickú eleváciu pri Sobranciach, na čo upozornili už Homola (1954) a Janáček (1958); v podstatne menšom rozsahu je prítomné na ponorených svahoch Zemplínskeho ostrova. Keby Zemplínsky ostrov bol pokračovaním Čiernej hory, mezozoické horniny by mohli byť prítomnné v širokom rozsahu aj v centrálnej a severnej časti Košickej kotliny.

Horniny centrálnokarpatského flyša oproti paleozoickému, resp. mezozoickému podložiu z geofyzikálnych podkladov nemôžeme rozlíšiť ani v potiskej ani v košicko-prešovskej oblasti. Predpokladáme, že tieto sedimenty sú zastúpené predovšetkým v najsevernejších okrajových oblastiach panvy; ich prítomnosť však nemožno vylúčiť ani v centrálnejších častiach vo forme menších zbytkov, podobne ako obalové série na svahoch starých paleozoických elevácií.

Záver

O podloží východoslovenského neogénu sa usudzovalo na základe okolitých tektonických jednotiek, ktoré panvu lemujú. V posledných rokoch bolo podložie zachytené viacerými vrtmi v Potiskej i Košickej kotline. Na základe týchto výsledkov sa zdá, že predmiocénne podložie zväčša tvoria paleozoické horniny. Mezozoické horniny sú prítomné asi v SV časti podvihorlatskej oblasti, na svahoch Zemplínskeho ostrova a centrálnej časti Košickej kotliny. Paleogénne sedimenty predpokladáme iba v najsevernejších okrajových častiach. Podľa odlišného vývoja karbónskych paleozoických hornín v Potiskej nížine oproti známym pomerom z jadrových pohorí v Západných Karpatoch sa zdá, že vývoj staršieho podkladu sa viac blíži vývoju Východných Karpát.

Z hornín podložia východoslovenského neogénu sú azda naftonádejné mezozoické vápence, dolomity a piesčité polohy centrálnokarpatského paleogénu. Paleozoické metamorfované horniny sú z hľadiska výskytu živíc nenádejné. Pokiaľ by sa tu vyskytli ojedinelé stopy živíc, pôjde o sekundárne laterálne premigrované množstvá do rozpukaných partií. Doposiaľ z neogénneho podložia sa zistili pozitívne výsledky iba v Zakarpatskej oblasti. V solotvinskej panve na terebljanskej štruktúre sa z vápencov kriedy zistil prítok plynu o kapacite 30 000 m^3/24 hod.

U nás sa zatiaľ z podložných hornín nezistili indície živíc; na druhej strane je tiež skutočnosťou, že tieto horniny neboli bližšie skúmané. Pokiaľ boli vrtmi zachytené, tak iba v nepatrnom rozsahu a hrúbke. Teoreticky nevylučujeme perspektívnosť hornín mezozoika a paleogénu.

Lektoroval dr. O. Fusán, CSc.

Slovenské naftové bane n. p.,
prieskumný závod, Michalovce

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1958: Geológia československých Karpát. Zväzok I. SAV, Bratislava. — [2] Běhounek R., 1949: Zpráva o tíhovem průzkumu v oblasti východního Slovenska. Rukopis; Archív ÚÚG, Praha. — [3] Bližkovský M.—Kocák A., 1960: Záverečná zpráva o podrobném tíhovém průzkumu Východoslovenského neogénu. Rukopis; ČND — Geofyzika, Brno. — [4] Bouček B.—Přibyl A., 1959: O geologických poměrech Zemplínskeho pohoří na východním Slovensku. Geol. práce, Zošit 52, Bratislava. — [5] Brodňan M.—Dobra E.—Polašek S.—Prokešová D.—Račický M.—Slávik J., 1959: Geológia podvihorlatskej uhoľnej panvy. Oblasť Hnojné. Geologické práce. Zošit 52, Bratislava. — [6] Buday T. & kol., 1961: Nafta a plyn v československých Karpatech. Knihovna ÚÚG, Sv. 18, Praha. — [7] Buday T., 1962: Tektogenese neogenních pánví západních Karpat a jejich vývoj. Geologické práce, Zošit 63, Bratislava. —

[8] Buday T. & kol., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Zborov—Košice. GÚDŠ, Bratislava. — [9] Buday T. & kol., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty, sv. 2, Praha. — [10] Čech F., 1959: Poznámky k stratigrafii podvihorlatskej lignitovej panvy. Geologické práce, Správy 14, Bratislava. — [11] Čechovič V.—Vass D., 1960: Správa o geologickom mapovaní južnej časti Košickej kotliny. Úkol XII/014. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [12] Čverčko J. Ďurica D., 1964: Nálezová správa o soľnom ložisku Zalužice pri Michalovciach. Rukopis; Archív ČND, Hodonín. — [13] Čverčko J.& kol., 1967: Výročná geologická správa závodu ČND Michalovce o výsledkoch geologicko-vyhľadávacích a prieskumných prác za rok 1966. Rukopis; Archív ČND, Hodonín. — [14] Čverčko J.—Rudinec R., 1961: Správa o výsledkoch štruktúrneho prieskumu v oblasti SV svahov zemplínskeho ostrova. Rukopis; Archív ČND, Hodonín. — [15] Ďurica D.—Kocák A., 1965: Správa zo služobnej cesty v ZSSR (Zakarpatská Ukrajina). Rukopis; Geofond, Bratislava. — [16] Forgáč J., 1959: Správa o prehľadnom geologickom výskume a mapovaní na generálnych listoch Košice, Humenné, Cejkov a Kráľ. Chlmec za r. 1958. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [17] Gašparíková V.—Slávik J., 1967: Spodný tortón s. l. v severovýchodnej časti Vihorlatu. Geologické práce, Správy 43, Bratislava. — [18] Homola V.—Slavík J.—Slavíková K., 1954: Přehled geologie východoslovenského neogénu. Práce VÚN sv. 9—13, Praha. — [19] Janáček J., 1958: Zpráva o výsledcích geologického výzkumu neogénu na východním Slovensku se zřetelem k problémům průzkumu živic. Rukopis; Archív ČND, Hodonín. — [20] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu východného Slovenska. Geologické práce, Zošit 52, Bratislava. — [21] Janáček J., 1961: Závěrečná zpráva o geologickém mapování na listu Michalovce (vysvětlivky mapy 1:50 000). Archív GÚDŠ, Bratislava. — [22] Janáček J., 1966: Ideový projekt východoslovenské neogenní pánve. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [23] Janáček J.—Kocák A., 1959; Zpráva o strukturním a stratigrafickém průzkumu elevační oblasti Pozdišovce na východním Slovensku s návrhem a plánem hlubinného průzkumu. Rukopis; Archív ČND, Hodonín. — [24] Janáček J.—Kocák A., 1959: Posouzení možnosti lokalizace hlubinných pionýrských sond do hl. 4 000 m ve východoslovenském neogénu. Rukopis; Archív ČND, Hodonín. — [25] Janáček J.—Pagáč J., 1960: Zhodnocení průzkumu elevačních struktur Albínov, Trhoviště, Pozdišovce z hlediska nových stratigrafických a tektonických poznatků. Rukopis; Archív ČND, Hodonín. — [26] Kocák A.—Bližkovský M., 1962: Poznámky ke kvalitativní interpretaci mapy Bouguerových isanomál v severní části Potisské nížiny vzhledem ku geologické stavbě území. Práce VÚN v Brne XIX, sv. 84—92. — [27] Kocák A.—Mořkovský M., 1965: Zhodnocení geofyzikálních a geologických podkladů ze severovýchodní částí Potisské nížiny a návrh na průzkum živic. Rukopis; Archív ÚÚG, Brno. — [28] Leško B.—Slávik J., 1967: Štruktúrno-geologické črty pomedzia Východných a Západných Karpát z hľadiska vplyvu transverzálnej tektoniky. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [29] Maheľ M., 1963: Nové poznatky o stratigrafii a tektonickom postavení Humenského pohoria. Geologické práce, Správy 30, Bratislava. — [30] Maheľ M., 1967: Regionální geológie ČSSR, Díl II. Západní Karpaty, svazek 1, Praha. — [31] Rudinec R., 1966: Geologické výsledky a zhodnotenie pionierskeho vrtu Ptrukša—2. Rukopis; Archív ČND, Hodonín. — [32] Rudinec R., 1967: Výsledky hlbokého štruktúrneho vrtu Iňačovce—1 v západnej časti podvihorlatskej depresie. Rukopis; Archív ČND, Hodonín. — [33] Rudinec R., 1967: Niekoľko poznámok k predterciérnemu podložiu v Potiskej nížine a jeho perspektíva z hľadiska výskytu živíc. Rukopis; Archív ČND, Hodonín. — [34] Zádrapa M., 1966: Sedimentárně petrografické rozbory jader vrtu Iňačovce—1. Rukopis; Archív ČND, Hodonín.

RUDOLF RUDINEC

BEMERKUNGEN ZUM VORNEOGENEN UNTERGRUND IM OSTSLOWAKISCHEN BECKEN

Auf den Charakter des vorneogenen Untergrundes im Ostslowakischen Becken hat man in der Vergangenheit aus den Aufschlüssen der vorneogenen Gesteine am Rande des Beckens oder in vereinzelten Inseln inmitten des Beckens beurteilt. Dank den umfangreichen Bohrungen aus den letzten Jahren wurde dieser Untergrund an mehreren Orten aufgeschlossen, und zwar sowohl im Bereiche des Theis—Tales, im Trebišov—Becken, im Košice—Kessel und in den anliegenden Gebieten des Vihorlat—Gebirges. Interessante Ergebnisse in dieser Hinsicht sind auch aus der Karpato—Ukraine (UdSSR) bekannt.

Die paleozoischen (Karbon—) Schichten im Theis—Tal sind vorwiegend pelitischen Charakters mit zahlreichen Karbonatlagen, die in östlicher Richtung (Uschgorod in der Karpato-Ukraine) immer reicher vertreten werden. Diese Entwicklung des Karbons unterscheidet sich grundsätzlich von seinen übrigen Vorkommen in den westkarpatischen Kerngebirgen; es ähnelt mehr vielleicht der ostkarpatischen Entwicklung.

Den Untergrund im Košicer Kessel bilden offensichtlich die gemeriden und veporiden Einheiten; aber östlich des von Leško—Slávik (1967) interpretierten Vihorlat—Lineamentes, zu welchem auch der Bruch unterhalb des vulkanischen Massivs Slánské pohorie gehören mag, lässt sich offensichtlich bereits von einer abweichenden — ostkarpatischen, oder Übergangsentwicklung sprechen. Die Funktion einer prägnanten tektonischen Linie, wie sie von Buday (1962) charakterisiert wird, kann keinesfalls der Hornád—Bruch ausgeübt haben, da dieser Bruch — wie die letzteren Ergebnisse zeigen — offensichtlich jung, neogenen Alters sein wird.

Aus den geophysikalischen Unterlagen (hauptsächlich gravimetrischen) kann der Verlauf der wesentlichsten tektonischen Einheiten nicht bestimmt werden. Wie jedoch die geophysikalischen Unterlagen und Bohrergebnisse zeigen, werden im Untergrund des ostslowakischen neogenen Beckens paläozoische Gesteine am stärksten vertreten sein. Mesozoikum ist hauptsächlich im NO Teil des zum Vihorlat—Gebirge anliegenden Raumes vertreten sein, wo es eine ausgeprägte gravimetrische Elevation bei Sobrance bildet. Im beschränkteren Masse ist es auch auf den begrabenen Abhängen der Zemplíner Insel entwickelt.

Der zentralkarpatische Flysch kann weder im Theis—Tal, noch im Košice—Prešov—Kessel aus den geophysikalischen Unterlagen von den paleozoischen und mesozoischen Gesteinen unterschieden werden. Offensichtlich wird er in den nördlichsten Randgebieten des Beckens vertreten sein. Aber kleinere Reste — ähnlich wie jene der Hüllenserie — können auch an den Abhängen der älteren paleozoischen Elevationen vorkommen.

JAROSLAV ŠTOHL

VEKOVÁ A ŠTRUKTÚRNO—GEOLOGICKÁ POZÍCIA ŠOBOVSKÝCH KREMENCOV

Abstrakt. V tomto príspevku sa zaoberám novo zistenými štruktúrno-geologickými a vekovými údajmi z banských diel v okolí šachty Michal v podloží povrchového lomu šobovských kremencov. Otázky tu riešené môžu mať aj priamy vzťah k objasneniu genézy šobovských kremencov.

Šobovské kremence prešli do histórie geologickej literatúry dotýkajúcej sa oblasti Banskej Štiavnice najmä pre svoju spornú a mnohými autormi rozdielne interpretovanú otázku genézy. Až do rokov 1957—1960 zmienky o nich sú viac—menej sporadické. V tých rokoch sa na šobovskej lokalite uskutočnil rozsiahly geologický prieskum, ktorý priniesol rad cenných materiálov; na základe týchto sa Polák (1963) zaoberá aj otázkou genézy šobovských kremencov. Predpokladá, že ide o chemogénne kremité sedimenty uložené pozdĺž tektonickej línie západ—východ. S jeho závermi sa stotožňujú aj Koděra — Kováčik (1967) a predpokladajú, že kvarcity sú súčasťou intravulkanickej limnickej panvy, ktorá na území Banskej Štiavnice vznikla na rozhraní medzi II. a III. andezitovou fázou.

Geologické postavenie kremencov

V okolí šachty Michal sa na V. a XII. obzore zistili mohutné silicifikované až čisto kremité zóny, ktorých priebeh a geologická pozícia sa dávali do súvisu s pozíciou a priebehom šobovských kremencov na povrchu. Konfrontácia týchto údajov umožnila vytvoriť si novú predstavu o geologickej stavbe územia, obklopujúceho výskyt šobovských kremencov. Už predtým som konštatoval (Štohl 1965) výraznú smerovú identitu s geologickými a štruktúrnymi prvkami podložia. Priebeh osi východov šobovských kremencov na povrch je totožný so smermi v banských priestoroch. Vertikálna vzdialenosť medzi XII. obzorom šachty Michal a povrchom je cca 600 m. Na obr. 1 sú znázornené geologické pomery a štruktúrna pozícia šobovských kremencov na povrchu, ako aj na V. a XII. obzore šachty Michal. Na zmienených výš-

kových úrovniach sekundárne kremence a lokálne až čisté kremene sa nachádzajú medzi podložnými útvarmi, reprezentovanými granodioritovými a dioritovými intrúziami a mezozoickými horninami a na strane druhej andezitmi druhej fázy. Subvulkanické intrúzie amfibolicko-biotitických dacitov buď sledujú zmienené rozhranie, alebo sú orientované v iných tektonických smeroch.

Všetky novo zistené geologické dáta podporujú tektonickú interpretáciu pozície šobovských kremencov. Ide o výrazný tektonický zlom, veľa razy obnovovaný, ktorého počiatok spadá asi do vrchnej kriedy, do obdobia intrúzie granodiorit -dioritových telies. T. č. známa smerná dĺžka zlomu je asi 2 km. Ide vlastne o celý rad makro- i drobnotektonických prvkov rôzneho veku. Smer povrchovej zóny varíruje medzi Z—V až ZZJ—VVS so sklonom k centrálnej časti v tektonickom bloku žíl Bieber—Terézia cca 60° k JZ. Ďalej na východ sklon tektonickej línie sa vyrovnáva a smeruje na západ. Mocnosť povrchovej zóny je asi 200 m. Táto zlomová línia sa výrazne kríži so smerom rudných žíl a tektonického usmernenia dacitových a ryolitových dajok pod uhlom 40 — 50°. Nedá sa poprieť výrazné samostatné postavenie šobovskej tektonickej línie. Najvýraznejšie sa táto línia uplatnila v období pred intrúziou dacitových dajok a pred vznikom tektonického systému hlavných banskoštiavnických žíl. Tento mladší tektonický systém výrazne dislokuje staršie tektonické prvky šobovskej línie. Mladšiu tektonickú etapu, ako už bolo spomenuté, reprezentujú najmä dacity a žily, pozdĺž ktorých sa vytvorila výrazná hrasťová stavba. Vrchol hrasti je v tektonickom bloku žíl Bieber—Terézia. V poslednej dobe Michalenko—Pastor (1976) potvrdili, že i západné krídlo hrasti tvorí výrazný zlom pozdĺž žily Terézia s amplitúdou poklesu až 250 m. Pri križovaní mladšieho tektonického systému, reprezentovaného hrasťovým usporiadaním tektonických blokov a staršieho šobovského systému formuje sa pomerne zložitý morfotektonický útvar, kde jednotlivé bloky sú usporiadané mozaikovite a sú rôzne poklesnuté.

Pri rekonštrukcii časového priebehu pohybov po šobovskej línii a v náväznosti na mladší žilný systém, boli konštatované nasledovné etapy:

(a) Pravdepodobne najstarší tektonický element orientovaný v smere šobovskej línie je žila kalcitického serpentinitu, ktorá preráža mezozoickú kryhu obklopujúcu šichtu Bránik. Smer žily je 70/68° so sklonom na juh (bližšia lokalizácia: dedičná štôlňa Ferdinand, smerná na juh po Hirschgrund žile, kde t. č. je umietnený sklad streliva). Podľa J. Kamenického (1967) ide o prejavy iniciálneho vulkanizmu alpinského orogénu. Vekove tento magmatizmus spadá do spodného triasu.

(b) Na XII. obzore v poli Juraj (drobnotektonický systém v masíve granodiorit-dioritovej intrúzie) smerová orientácia je obdobná ako u šobovskej

tektonickej línie. Polárny diagram (150 meraní) dokumentoval dve výrazné tektonické línie, o ktorých už bola zmienka. Najvýraznejší je smer 65/65° so sklonom na západ. Aj smer aplitových žíl v ňom je totožný so smerom šobovskej tektonickej línie. Vekove sa granodiorit—aplitický magmatizmus priraďuje k vrchnej kriede.

(c) Ďalšie obnovenie šobovskej tektonickej línie (Rozložník 1966) súvisí s poslednými etapami vývoja II. andezitovej fázy. Tieto tektonické prejavy sú najvýraznejšie. Dokumentuje ich priebeh šobovských kremencov na povrchu i prívodných centier silicifikácie v podzemí v banských priestoroch. Tektonickú líniu reprezentuje buď zóna metasomaticky zatlačených pyroxenických andezitov, alebo vo voľných priestoroch až čisté mliečne kremene značnej mocnosti. Niekedy pozorovať žilníkovité usporiadanie kremenných žíl, ktorých žilky sú tiež orientované v smere šobovskej tektonickej línie. Brekciovité textúry v podzemí i v povrchovom lome kremencov svedčia o živom tektonickom režime na šobovskej línii v celom priebehu žilného a metasomatického SiO_2. Táto etapa pravdepodobne prebiehala v období vrchný tortón — spodný sarmat.

(d) V období tektonickej aktivity a výstupu dacitových intrúzií sa uplatnil už aj SSV—JJZ systém synchrónne spolu so Z—V smerom (šobovská tektonická línia). Tektonické pohyby prebiehali v oboch smeroch; tak došlo k mozaikovitému pohybu tektonických krýh. Smerom východným dacitové dajky sú strmšie, miestami menia sklon na Z. Táto etapa prebiehala asi v sarmate.

(e) Lokálne pozdĺž šobovskej tektonickej línie sa objavujú mladé podacitové poruchy. Napríklad na V. obzore, prekop od smernej šachty Michal pri p. b. 20, pri Novej šachte na XII. obzore a poli Juraj.

Geologická a tektonická pozícia kremencov

Na povrchu už dávnejšie bola nápadná spätnosť výskytu šobovských kremencov a malého okna predvulkanických hornín. Dacitové intrúzie sú mladšie ako vlastná šobovská silicifikácia. Ak z geologickej situácie na povrchu (obr. 1) vypustíme dacitové teleso, zistíme, že línia šobovských kremencov na povrchu tvorí vlastne južné tektonické ohraničenie podložných geologických ednotiek. Naviac sa zdá, že i žila Terézia na západnom okraji tektonicky limituje dacitovú intrúziu a šobovské kremence. Na XII. obzore pod nadložnou časťou žily Terézia sa zistilo západné pokračovanie šobovskej silicifikovanej zóny. Z toho usudzujeme, že pozdĺž žily Terézia mohlo dôjsť aj k presunutiu podľa šobovskej tektonickej línie.

Pokračovanie podložnej stavby z okolia šachty Bránik do centrálnej časti rudného rajónu v oblasti šachty Michal a Novej pokleslo pozdĺž šobovskej tektonickej línie najmenej o 400 m. Na povrchu priebeh hrebeňa šobovských

kremencov pripomína „kremenný val" Z—V smeru, ktorého markantne vyčnievajúci reliéf bol zrejme podmienený odolnosťou oproti zvetrávaniu na rozdiel od málo pevných hornín tzv. „šobovskej série", ktoré tvoria nadložie šobovského kremenného valu.

Na úrovni V. obzoru sú silicifikované až kremité polohy v podloží žily Terézia v smerných chodbách na sever pri polygonálnom bode 20 a 17. Aj tu silicifikované zóny sú na rozhraní podložnej stavby a komplexu pyroxenického andezitu. Hrúbka silicifikovaných zón je cca 30 m. V prekope na novú šachtu šobovská tektonická línia nebola dosiahnutá. Zdá sa, že chýba asi 100 m k dosiahnutiu silicifikovanej zóny.

XII. obzor má v tejto oblasti veľmi pestrú tektonickú a geologickú stavbu. Pod i nad šobovskou tektonickou líniou vystupujú už podložné geologické jednotky. Pri Novej šachte v poklesnutej tektonickej kryhe vystupujú klastolávy pyroxenického andezitu. Na ich rozhraní s dioritom je približne 50 m mocná silicifikovaná a pyritizovaná zóna s polymetalickým impregnačným a žilníkovým zrudnením. Stredom tejto zóny preráža 50 m mocná dacitová dajka, orientovaná v smere šobovskej tektonickej línie. V poli Juraj na XII. obzore sa nezistila výraznejšia zóna silicifikácie. Šobovský smer reprezentujú 4 dacitové dajky (20 až 40 m mocné) a tri samostatné aplitové žily.

V nadloží žily Terézia metasomatickú silicifikáciu s impregnáciami Pb—Zn—Cu prerážajú viaceré dacitové dajky. Táto silicifikácia sa považovala za súčasť okoložilnej prekremenenej zóny žily Terézia. Totožnosť silicifikovanej zóny s tektonickou líniou Šobova potvrdzujú až 0,5 m mocné kremenné žily orientované v smere 60/60°.

Táto tektonická interpretácia pozície šobovských kremencov je v rozpore so staršími názormi. Polák (l.c.) vylučuje ascendentnú silicifikáciu a považuje pozíciu kremencov za stratiformnú. Táto koncepcia zrejme ovplyvnila aj pohľad na hĺbkové pokračovanie šobovských kremencov. (Treba však pripomenúť, že niektoré polohy sekundárnych kremencov na povrchu pripomínajú stratiformné uloženie, hoci nemajú dostatočnú laterálnu kontinuitu typickú pre horniny vzniklé pri chemogénnej sedimentácii).

Vek šobovských kremencov

V metalogenetickej schéme stredoslovenských neovulkanitov podľa Böhmera—Štohla (1967) šobovské kremence vystupujú vo formácii sekundárnych kvarcitov, ktoré časove sú spojené s postvulkanickými produktmi II. andezitovej fázy. Hornú vekovú hranicu kladieme pred III. andezitovú fázu. Vekový vzťah k intrúziám amfibolicko-biotitických dacitov je tým jednoznačne preukázaný. Už Polák (l.c.) konštatoval, že v šobovskom lome dacity nie sú dotknuté silicifikačnými účinkami a našiel uzavreniny kremencov

aj priamo v dacitových intrúziách. Analogicky je to aj na V. a XII. obzore šachty Michal, kde početné dacitové dajky prerážajú staršie prekremenené až kremenné zóny. Z XII. obzoru prekop od šachty Michal v nadloží žily Terézia pri p. b. 24 boli analyzované vzorky z kontaktu plocho uloženej dacitovej dajky s polohou silne prekremenených andezitov, lokálne impregnovaných polymetalickými rudami Pb—Zn, a to 0,1 — 0,3 — 0,5 — 1 m od vlastného kontaktu (pozri obr. 2). Kvantitatívne spektrálne analýzy ukazujú nápadný kvantitatívny skok na kontakte. Obsahy v dacitoch neprekračujú (až na obsah Cu) fónové obsahy zistené v oblasti rudného podľa v Banskej Štiavnici. Môžeme konštatovať, že obsahy Pb—Zn—Cu—Ag v sekundárnych kvarcitoch sú primárne a vznikli súčasne alebo v tesnej časovej náväznosti po silicifikačnom procese. Dacity sú mladšie.

	Číslo vzorku	Pb	Cu	Ag
Zrudnené kremence	1	398	62	14
	2	>1 000	1 000	26
	3	>1 000	>1 000	42
	4	>1 000	>1 000	51
Dacit	5	71	199	16
	6	32	95	11
	7	39	117	9
	8	28	148	12

Obsahy sú udané v p. p. m.

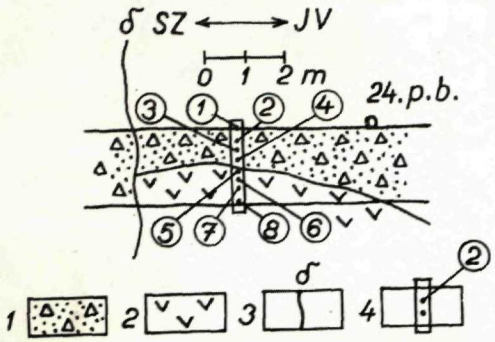
Analyzoval: J. Cubínek, GÚDŠ

Výsledky semikvantitatívnej spektrálnej analýzy z kontaktu sú na obr. 3. Zhodujú sa s kvantitatívnou spektr. analýzou, najmä pokiaľ ide o chalkofilné prvky. Nápadný je rozdiel u Zn, ktorého obsahy v dacite sú až podfónových hodnôt. Keby polymetalické impregnačné zrudnenie bolo až podacitové, muselo by sa prejaviť kontamináciou dacitovej žily.

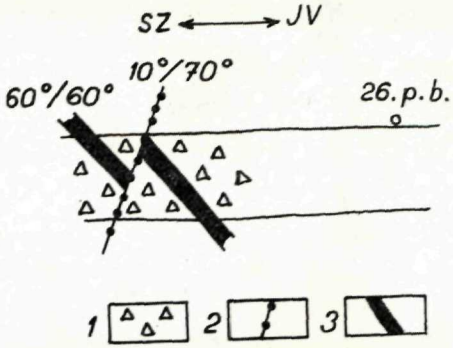
U litofilných prvkov Si, Fe, Al, Mg, Mn, K, Na a Ca pozorovať kvantitatívny skok na styku, čo odpovedá jednak rozdielnemu primárnemu petrochemickému zloženiu a jednak alofázovej metamorfóze, podmienenej kaustickým účinkom dacitovej intrúzie na kremence.

Vzťah k extruzívno-efuzívnym členom III. andezitovej fázy, t. j. k amfibolicko-biotitickým andezitom nie je jednoznačne preukázaný. Andezity III. fázy sú podľa Kováčika (1965) staršie ako dacitové intrúzie. Západné pokračovanie kremencov na tektonickej línii žily Terézia, v nadloží ktorej už vystupujú amfibolicko-biotitické andezity, je nápadne ukončené, čo môže zvádzať k domienke o mladšej vekovej pozícii vulkanizmu III. andezitovej fázy.

Koděra—Kováčik (l. c.) zistili, že v intravulkanickej sedimentárnej panvičke na rozhraní medzi II. a III. andezitovou fázou vystupujú v sedimentoch aj silicity, ktoré dávajú do priameho genetického súvisu so šobovskými kremencami. Tieto vývody tiež potvrdzujú vekové priradenie šobovskej silicifikácie do obdobia pred vznikom produktov III. andezitovej fázy.



Obr. 2. Styk dacitovej žily so sekundárnymi kvarcitmi. 1 — sekundárne kvarcity, 2 — dacit, 3 — zlom, 4 — označenie odberu vzoriek.



Obr. 3. — Vzťah mladšej polymetalickej mineralizácie k šobovskej silicifikácii. 1 — sekundárne kvarcity, 2 — zlom zrudnený mladšou polymetalickou mineralizáciou, 3 — žila SiO_2.

Látkové zloženie kremencov

Šobovské kremence svojím chemickým a mineralogickým zložením a vulkanogénnou pozíciou v mnohom pripomínajú formáciu sekundárnych kvarcitov, ako ich chápe a definuje Nakovnik (1965). Ide o typy geneticky späté s intermediárnym až kyslým vulkanizmom, príznačné niektorými typickými asociáciami v minerálnom i geochemickom zložení. Často sa dajú zistiť aj v recentnom vulkanizme. Ich rozšírenie je spojené s rozšírením vulkanických prívodných centier. Najtypickejšia je ich hydrometasomaticko-vulkanická pozícia. Okolo prívodných centier vznikajú rôzne metamorfné fácie s rozdielnym chemicko-mineralogickým a fyzikálnym zložením. Nakovnik spomína až 9 takých fácií (sírna, monokvarcitová, korundová, andaluzitová, diasporová, alunitová, dikkitová, pyrofylitová, sericitická) v závislosti od ich pozície voči prívodným centrám.

V dôsledku nových poznatkov o geologicko-tektonickej a vekovej príslušnosti šobovskej silicifikácie bude potrebné v dohľadnej dobe realizovať rozsiahly petrografický, mineralogický a geochemický výskum šobovských kremencov, ktorý by osvetlil zonárnu stavbu premien v horizontálnom i vertikálnom smere (t. č. poznáme 600 m mocný vertikálny rozsah šobovskej silicifikácie). Už podľa doterajších poznatkov môžeme vymedziť aspoň 3 samostatné

fácie šobovských kremencov: pyrofylitovú (Polák, l. c.), monokvarcitickú a sericitickú. Monokvarcitická fácia je v prevahe. V podstate ide o čisté hydrosilikáty, zložené prevažne z kremeňa. Vo vzorkách zo šobovského lomu ide prevažne o monotónne kremité horniny všesmerne zrnitej textúry, ktorých rozmery častíc bývajú aj pod 0,01 mm. V sekundárnych kvarcitoch sú bežné brekciovité textúry, pričom rozdiel medzi tmelom a uzatvorenými ostrohrannými úlomkami je často iba vo veľkosti zrna. V kremennej hmote je prítomný ešte pyrit a rutil.

Kremenné žily v banskom podzemí sa vyznačujú v podstate väčšou veľkosťou zrna (0,1 mm) s typickou mozaikovitou textúrou. Niekedy sú reliktne zachované šmuhy po andezitoch vo forme chloritických škvrn s nejasným ohraničením.

V zložení šobovských kremencov prevládajú čisté hydrosilikátové typy a typy vzniklé pri hydrotermálno-metasomatickom zatláčaní okolitých hornín. Pri skúmaní, ktoré horniny vytvárali prostredie pri cirkulácii roztokov, musíme vylúčiť (z geologickej stavby) predovšetkým dacitové intrúzie, ktoré sú bezo sporu posilicifikačné. Potom na krídlach tektonickej línie sa nachádzali pyroxenické andezity alebo ich pyroklastiká; ďalej tam mohli vystupovať seiské kremence, kampilské slienité bridlice až strednotriasové drvené vápence. Na severnom okraji vystupovali aj kremité diority. Na južnom krídle poruchy, kde dnes na povrchu vystupujú pyroxenické andezity, približne 400 m pod povrchom sú známe intruzívne telesá granodioritov a dioritov. Nie je vylúčené, že podobne ako inde v Banskej Štiavnici i na južnej strane poruchy ako obal granodioritov vystupujú mezozoické horniny.

V podzemí na južnom ohraničení silicifikovanej línie jasne vidieť pôvod v hydrotermálne metasomatickom zatláčaní pyroxenických andezitov, ktoré z polôh čistých mliečnych kremeňov prechádzajú pozvoľne do polôh zatlačovaných andezitov. Oveľa ťažšie je rozhodnúť o primárnom či sekundárnom pôvode kvarcitov v povrchovom lome, kde ťažko rozlíšiť čisté hydrokvarcity od metasomatitov.

Schematicky môžeme látkové zloženie šobovských kremencov charakterizovať podľa povahy pôvodného materiálu:

(a) *reliktné komponenty* — andezity, vápence, bridlice, kvarcity, diority — sú (najmä horniny mezozoika) totálne zatlačené. Na ich pôvodné zloženie sa dá usúdiť iba z niektorých texturálnych znakov; napr. možno pozorovať rytmickú sedimentáciu, brekciovité textúry, relikty po krasových dutinách, vyplnených okrovo-sfarbenou sypkou ílovitou hmotou;

(b) *hydrotermálne ascendentné komponenty* — kremeň, opál, chalcedón, rutil, pyrofylit, pyrit a v spodných častiach galenit, sfalerit a chalkopyrit;

(c) *supergénne minerály* — limonit.

Najzaujímavejší a z praktického hľadiska dostatočne zatiaľ nedocenený je výskyt impregnačno-žilníkovitého polymetalického zrudnenia v sekundárnych kremencoch na XII. obzore šachty Michal, a to na nárazisku novej šachty i v kremitej zóne v nadloží žily Terézia. Polymetalické zrudnenie je nepravidelne rozptýlené po celej silicifikovanej zóne. Miestami sú relatívne obohatené. Na V. obzore šachty Michal v silicifikovaných zónach sa polymetalické zrudnenie nezistilo a to vedie k predstave o zonárnom usporiadaní minerálnych asociácií v telese šobovských kremencov v závislosti na hĺbke Je možné, že do hĺbky šobovská zóna je obohatená o chalkofilné komponenty.

V predchádzajúcej stati som uviedol, prečo sulfidické zrudnenie spojené so silicifikáciou považujem za preddacitové. Pri orientačnom mineralogickom štúdiu vzoriek z náraziska novej šachty sa zistila nasledovná sukcesia:

(a) hlavná silicifikácia spojená so zatláčaním rozložených andezitov, pričom ostávajú ešte zachované relikty po úplne rozložených chlorizitovaných zbytkoch tmavých komponentov;

(b) mladšia generácia SiO_2 vo forme žiliek, lokálne obsahujúcich karbonáty;

(c) žilky, malé hniezda, idiomorfné výrastlice galenitu, sfaleritu a chalkopyritu s pyritom; táto polymetalická asociácia sa javí ako najmladšia.

Na obr. 3 vidieť vzťah medzi žilami SiO_2 spadajúcimi do šobovskej mineralizácie (smerová orientácia 60/60°) a mladšou tektonickou orientáciou žíl (10/70°), viazaných na podacitovú etapu mineralizácie. Táto tektonická línia je impregnovaná mladším polymetalickým zrudnením. V prieseku v detaile vidieť aj vzťah dvoch hlavných mineralizačných fáz v Banskej Štiavnici.

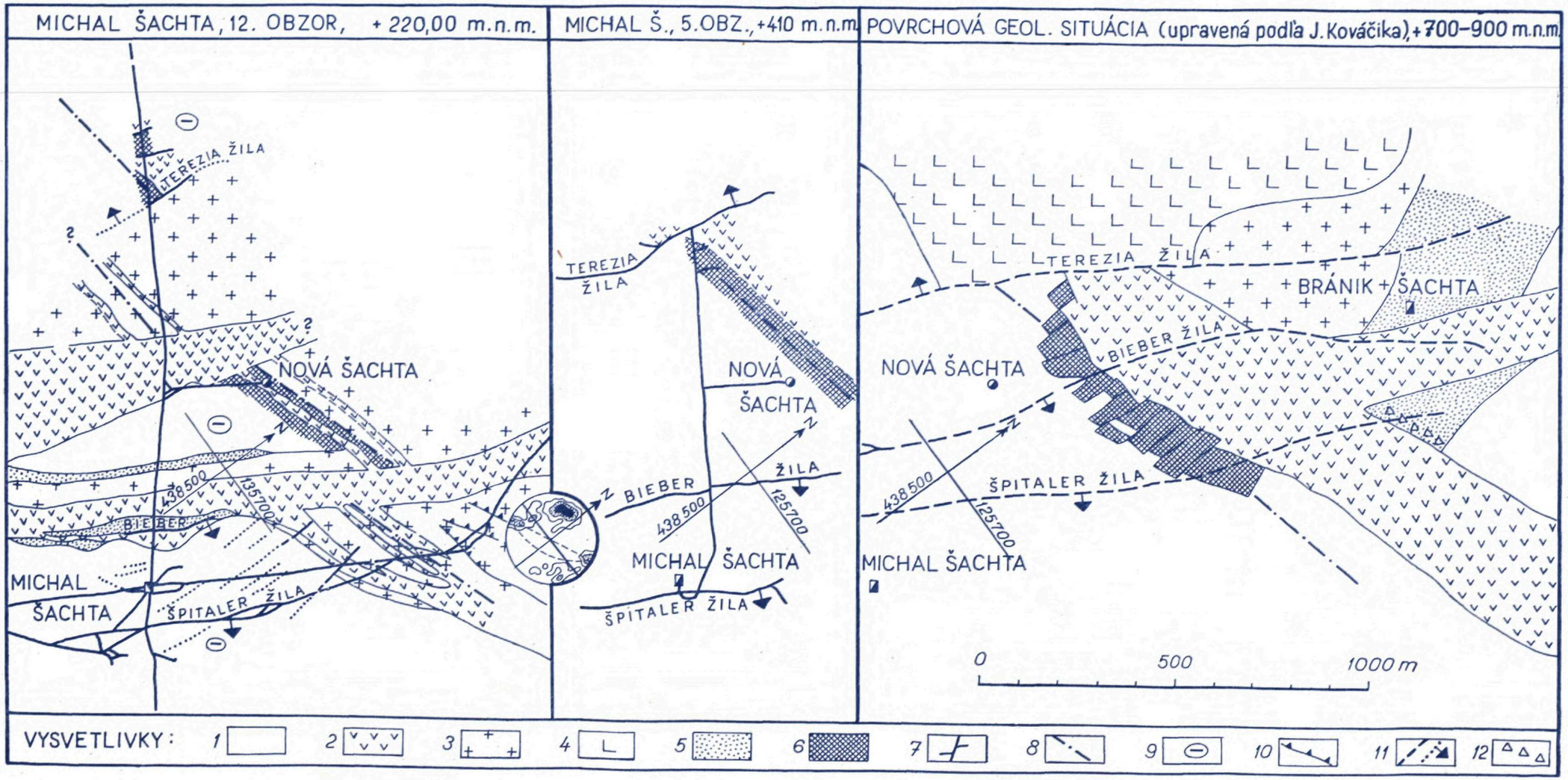
Niektoré polohy sekundárnych kremencov s relatívne bohatšou polymetalickou impregnáciou najmä na nárazisku novej šachty si zasluhujú pozornosť. Obsahy Pb—Zn—Cu u niektorých vzoriek prekračujú 1 %.

Na obr. 4 je graf kvalitatívnych a kvantitatívnych zmien vo vertikálnom smere. Časť spektrálnych analýz pochádza z povrchového lomu na Šobove, druhá časť z náraziska novej šachty na XII. obzore. Výškový rozdiel 600 m.

Zvýšený obsah Al, Mg, Mn, K, Na, Ca, Ba a Sr v spodnej časti šobovskej mineralizácie je zrejme zapríčinený tým, že v týchto partiách boli zatláčané vulkanické horniny. Chalkofilné prvky zaznamenali podstatné obohatenie smerom do hĺbky (najmä Pb—Zn—Cu, Mo a Cd). Konštantné ostávajú najmä Ti a napodiv aj Ag. Koncentrácia Ag v šobovskom lome (100 — 1 000 gr na t) si zaslúžia zvláštnu pozornosť. Podobné koncentrácie u semikvantitatívnych analýz XII. obzoru od novej šachty (vzorky č. 155, 156, 161, 164) boli taktiež

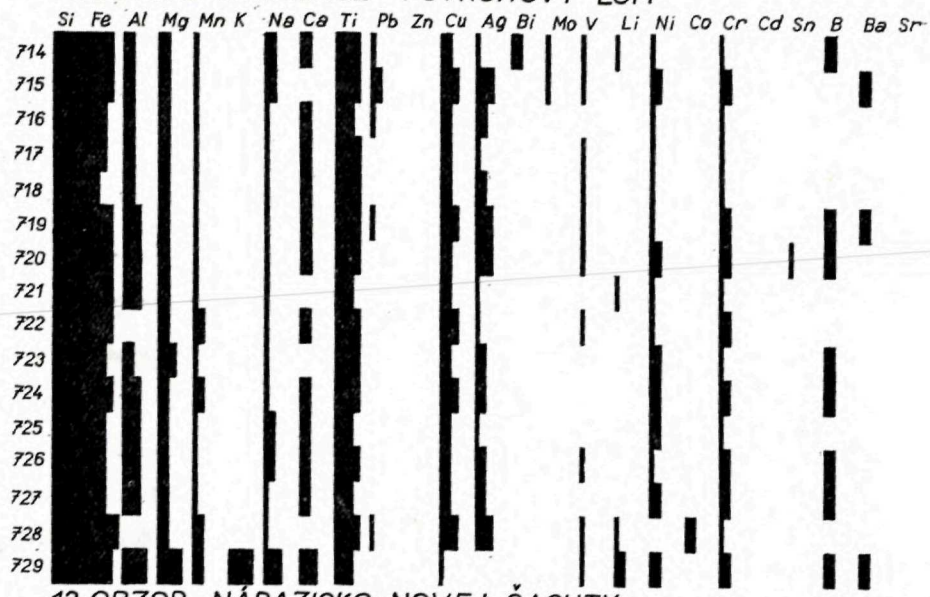
Obr. 4. Grafické znázornenie vzťahu chemizmu sekundárnych kremencov v povrchovom šobovskom lome a na XII. obzore Novej šachty.

ŠTRUKTÚRA A TEKTONICKÁ POZÍCIA ŠOBOVSKÝCH KREMENCOV

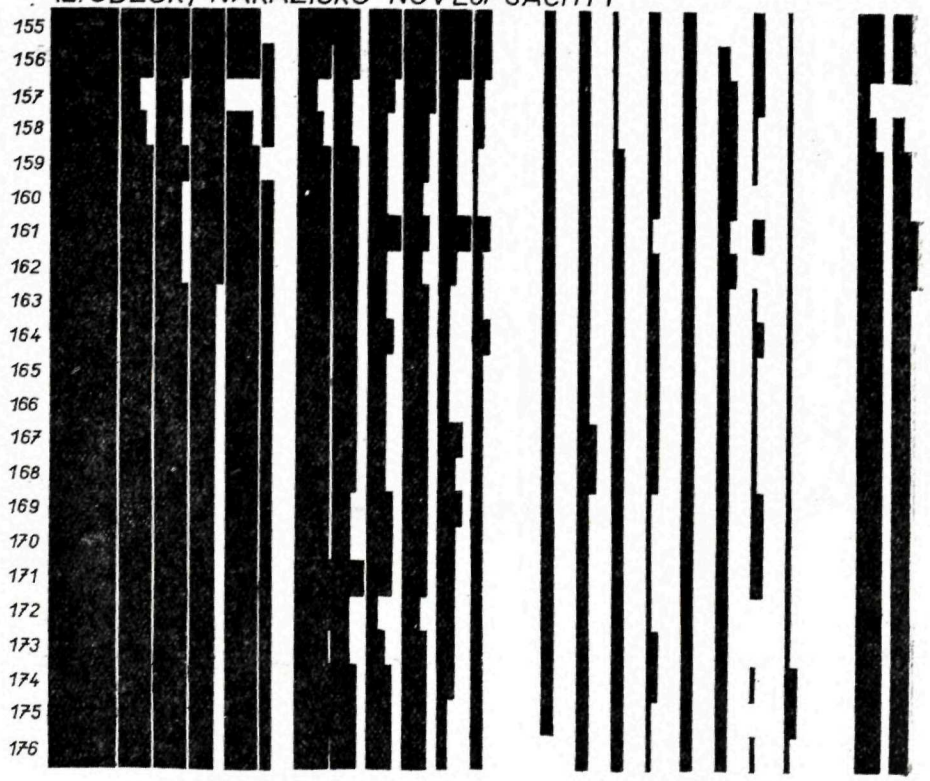


Obr. 1. 1 — pyroxenický andezit, 2 — amfibolicko-biotitický dacit, 3 — granodiorit, diorit, 4 — amfibolicko-biotitický andezit, 5 — mezozoikum ako celok, 6 — šobovské hydrokvarcity, 7 — banské diela, 8 — os priebehu šobovských hydrokvarcitov, 9 — poklesnuté tektonické bloky v hrásťovej stavbe, 10 — aplitové žily, 11 — rudné žily s označením sklonu, 12 — žila kalcitického serpentinitu.

ŠOBOVSKÉ KREMENCE - POVRCHOVÝ LOM



12. OBZOR, NÁRAZISKO NOVEJ ŠACHTY



potvrdené. Pri kvantitatívnej analýze však vykázali v priemere obsahy medzi 40 — 60 gr/t.

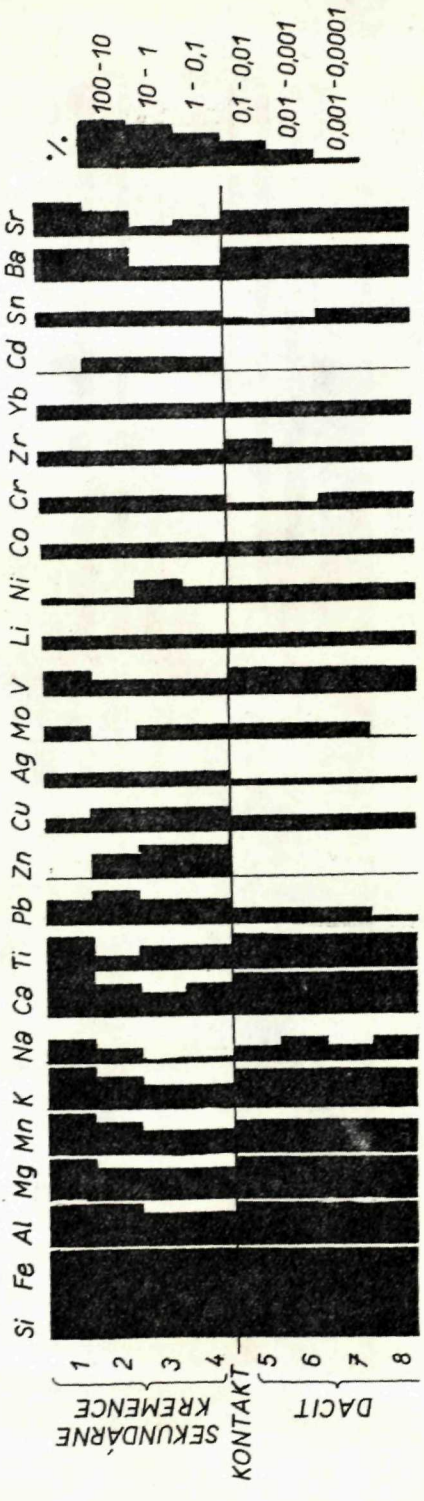
Komplexné vyhodnotenie zrudnenia nižších úrovní silicifikovanej zóny si vyžiada samostatné mineralogické a geochemické štúdium a bežné prevzorkovanie všetkých výskytov kremencov v banských dielach, podobne ako sa uskutočnilo na nárazisku novej šachty (geol. odd. Rudných baní).

Z našich štúdií je isté, že ide o vekove i geologicko-štruktúrne samostatný proces mineralizácie, ktorý bude treba diferencovať od hlavnej masy štiavnického polymetalického zrudnenia, viazaného na žilné štruktúry.

Záver

V príspevku boli vyhodnotené niektoré nové poznatky dotýkajúce sa štruktúrno-geologického a vekového postavenia šobovských kremencov a čiastočne z toho vyplývajúca otázka genézy sekundárnych kremencov. Z najzávažnejších problémov riešených v príspevku môžeme vybrať:

(1) Geologická pozícia a vzťah k okolitým geologickým útvarom dovolili jednoznačne hovoriť o šobovských kremencoch ako o šobovskej tektonickej línii, orientovanej v smere Z—V so sklonom 60° na juh, ktorej časové uplatnenie môžeme fixovať zhruba od triasu až po pliocén. Doteraz ich pozícia bola väčšinou chápaná ako stratiformná, vyplývajúca z chemogénneho výkladu vzniku kremencov ako sedimentárneho útvaru. Tretí, t. j. vertikálny rozsah šobovskej silicifikovanej línie bol v novorazených banských dielach preukázaný.



Obr. 5. Grafické znázornenie semikvantitatívnych spektrálnych analýz na styku dacitov a sekundárnych kvarcitov.

(2) Upresnili sa vekové údaje o priebehu vlastnej silicifikácie. Sekundárne kremence sú staršie ako dacity a andezity III. fázy a mladšie ako vulkanické produkty II. andezitovej fázy.

(3) Parageneticky svojím chemizmom a minerálnym zložením odpovedajú formácii sekundárnych kvarcitov, tak ako ich definuje Nakovnik (l. c.).

(4) Za najvážnejší nový poznatok treba považovať skutočnosť, že v spodných častiach prívodných centier šobovskej silícifikácie sa zistili značné koncentrácie zrudnenia Pb—Zn—Cu, ktoré oproti hlavnej fáze polymetalického zrudnenia, reprezentovanej žilami a metasomatickými telesami tvoriacimi ložisko Banská Štiavnica, je staršie a má odlišnú geologicko-štruktúrnu a tektonickú pozíciu.

Lektoroval doc. Ing. M. Böhmer

Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

LITERATÚRA

[1] Böhmer M.—Štohl J., 1967: Laws of Location and Development of Endogenous Mineralization in Neovolcanites of Central Slovakia. In press. — [2] Kamenický J., 1967: Kontaktné účinky štiavnického amfibolického dioritu na trias chočského príkrovu. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [3] Koděra M.—Kováčik J., 1967: Intravulkanický vulkano-sedimentárny horizont v Banskej Štiavnici. In press. — [4] Kováčik J., 1965: Ročná správa za výskum — Banská Štiavnica. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [5] Michalenko J.—Pastor J., 1968: Poznámky k štruktúrno-geologickej pozícii žily Terézia na ložisku Banská Štiavnica. GP — Správy 46, Bratislava. — [6] Nakovnik N. I., 1965: Vulkanogenno-metasomatičeskaja formacija vtoričnych kvarcitov SSSR i poleznyje iskopajemyje, svjazannyje s nej. Izdateľstvo „Nedra", Moskva. — [7] Polák S., 1963: Ku genéze ložiska dinasových kremencov na vrchu Šobov pri Banskej Štiavnici. Geol. práce — Správy 29, Bratislava. — [8] Štohl J., 1965: Štúdium podložia v oblasti žilných štruktúr v Banskej Štiavnici. Rukopis; Archív GÚDŠ. Bratislava.

JOSEF JANÁČEK

K STRATIGRAFICKÉMU POSTAVENÍ A PALEOGEOGRAFII TORTONSKÉHO OBZORU KAMENNÉ SOLI VE VÝCHODOSLOVENSKÉ PÁNVI

Obsah: Původními pracemi a studiemi, včetně zprávy o prvém nálezu v r. 1957, byla definovaná stratigrafická posice tortonského solného obzoru. Na podkladě mikropaleontologického zhodnocení a paleogeografické analysy se zjistilo, že deposice chemogenních sedimentů v tortonu spadá do finálního stadia zony se Spiroplectammina carinata a byla ukončena regionální ingresí zony bolivino-buliminové. Toto postavení se shoduje s regionální posicí solného obzoru ve všech oblastech východní části centrální Paratethydy.
Práce je doplněna poznámkami k paleogeografii solného obzoru v pánvi. Byly tu rozlíšeny 3 vývojové typy chemogenní sedimentace: typ pánevní hlubiny, mělký pánevní vývoj a vývoj lagunární.

Poznámky k diskusi o stratigrafii obzoru

V řadě prací a studií o problematice tortonské chemogenní sedimentace ve východoslovenské neogenní pánvi (Janáček, 1958 — 1968), nevyjímaje zprávu o prvém nálezu tohoto obzoru na Albínově u Sečovců v r. 1957, byl svrchní solný obzor definován jako sediment stagnantního vývoje pánve ve finálním stadiu zony se *Spiroplectammina carinata*. Tato stratigrafická pozice byla stanovena na podkladě mikropaleontologických rozborů a paleogeografické analysy v celé pánvi i sousednich, vnitřněkarpatských a předkarpatských oblastí centrální Paratethydy.

Chemogenní sedimentace ve východních částech centrální Paratethydy je na rozhraní zóny se *Spiroplectammina carinata* a zóny *bolivino-buliminové* typickým a regionálním vývojovým znakem. Při tom ovšem v různých sedimentačních pánvích optimum evaporace bylo rozdílné. Slávik (1967) se domnívá, že evaporitická sedimentace ve Východoslovenské pánvi je téměř nepřetržitým procesem od karpatu přes spodní torton do bolivino-buliminové zóny svrchního tortonu, při čemž solné obzory představují její časové i oblastní optima.

Tento názor nelze přijmout, nanejvýš pouze pro období karpatu. Je totiž známo, že v celé, více než 1000 m mocné serii pestrého karpatu, jsou přítomny tenké proužky a čočky sádrovce i roztroušená jeho drobná zrnka (Janáček, 1959, 1965, 1968; Rudinec, 1967). Naopak ve výšších seriích, jak naprosto bezpečně dokazuje fauna, existovala

období sedimentace z vodního prostředí normální salinity. V takovém prostředí k evaporaci dojít nemůže.

Dnes známe ve Východoslovenské pánvi celkem 3 série chemogenních sedimentů. Z toho svrchní tortonská a spodní karpatská je solná, zatím co střední obzor v lanzendorfské serii je vyvinut toliko v síranové fási.

Stratigrafická příslušnost spodního karpatienského solného obzoru, vyvinutého u Prešova, je dnes bezpečně známá a prokázána (Buday, 1960 a j.). Rovněž posice středního sádrovcového obzoru je doložena mikrofaunou lanzendorfského typu. (Slávik, 1967).

Chemogenní sedimentace v tortonu (svrchním tortonu) byla poprvé v pánvi prokázána v r. 1957 na hlubinných vrtbách Albínov 1, 2, 3, v oblasti S od Sečovců, (Janáček, 1958), při průzkumu elevační poloklenbové struktury Albínov.

I když na nálezné lokalitě se nepodařilo projít vrtbami přes faunisticky sterilní podloží solného obzoru do hlubšího podkladu, přesto byla již zde stanovena definitivně stratigrafická posice solného obzoru. Mikrofaunisticky nadloží solného obzoru a vlastní solné souvrství studovala Kudláčková (1958), stejně jako podložní souvrství sádrovcového obzoru v oblasti Lesné, S od Michalovců, kde zjistila toto společenstvo spiroplectaminové zony:

Haplophragmoides cf. subglobosus Sars,
H. cf. carinatus Cush.,
Textularia cf. mariae Orb.,
Haplophragmoides sp.,
Cyclammina cf. deflua Vengl.,
Cyclammina sp.,
Sphaeroidina bulloides Orb.,
Uvigerina ex gr. aculeata Orb.,
Cibicides pseudoungerianus Cush.,
Uvigerina sp.,
Globigerina bulloides Orb.

Solný obzor se slanými jíly je tu faunisticky sterilní. Přímo v nadloží soli se objevují ojediněle zcela zakrnělé formy. Tento obzor je u Zbudzy 10 — 15 m mocný a obsahuje: *Globigerinoides sp.*, *Cibicides cf. dutemplei* Orb. Hojněji a regionálně rozšířený je pyritizovaný gastropod rodu *Spirialis*.

Sedimentace vyššího souvrství, mocného 15 — 20 m, prcbíhala ještě při zvýšené salinitě. Přítomná faunistická společenstva jsou ještě chudá a obsahují: *Bulimina elongata* Orb., *Valvulineria arcuata* Rss., *Cibicides dutemplei* Orb., *Nonion soldanii* Orb., *ostny ježovek* (ojediněle). Výše do nadloží salinita je opět normální a objevuje se velmi bohaté a typické společenstvo středního pásma bolivino-buliminového:

Bolivina dilatata Rss.,
Bolivina sp.,
Bulimina elongata Orb.,
B. pupoides Orb.,
B. ex gr. aspera, Cush. et Park.,
Bulimina sp.,
Triloculina cf. inflata Orb.,
Quinqueloculina akneriana Orb.,
Quinqueloculina sp.,
Virgulina schreibersiana Czjz.,
Cassidulina ex gr. laevigata Orb.,
Angulogerina sp.,
Uvigerina sp.,
Rotalia beccarii L.,
Valvulineria complanata Orb.,
Globigerina bulloides Orb.,
Elphidium sp.,
Nonion sp.,
Cibicides dutemplei Orb.,
Haplophragmoides cf. compressus de Roy,
Glandulina cf. rotundata Rss.,
Cytheridea mülleri (Münst.),
C. dacica (Hejj.),
Echinoidea (úlomky).

Uvedené mikrofaunistické rozbory jsou charakteristické pro celou pánev, a to i v její jz. a z. (Košické) části, kde solný obzor není vyvinut. Ekvivalent solného obzoru je tam vyznačen souvrstvím pelitů, faunisticky sterilních.

Rozbory dokazují, že chemogenní sedimenty tvoří v pánvi charakteristický obzor mezi zonou *spiroplectaminovou* a *bolivino-buliminovou*. Poněvadž je regionálně vyvinut

v celé vnější karpatské oblasti a východní vnitřní části Karpat, je třeba jeho sedimentaci spojovat s regresí spodní zony a ukončení evaporace s ingresí zony bolivino-buliminové.

Gašparíková (1963) zjistila v podloží solného tělesa (Zbudza) toto společenstvo:

Bulimina elongata Orb.,
B. intosa Liv.,
B. ovata Orb.,
B. inflata Seq.,
Bolivina dilatata Rss.,
B. beyrichi Rss.,
B. antiqua (Orb.),
Uvigerina aculeata aculeata Orb.,
U. aculeata orbigniana Czjz.,
U. venusta Fanz.,
U. semiornata Orb.,
U. acuminata Hoss.,
U. pygmea Orb.,
Cibicides pseudoungerianus Cush.,
Valvulineria complanata Orb.,
Cibicides dutemplei Orb.,
Pullenia bulloides Orb.,
Cassidulina laevigata Orb.,
Nodosaria rudis Orb.,
Robulus intermedius L.,
Elphidium macellum Ficht. & Moll.,
E. crispum L.,
Nonion pompilioides Ficht. & Moll.,
N. bogdanowiczi Vol.,
Spiroplectammina carinata Orb.,
S. deperdita Orb.,
Cyclammina cf. miocenica Karr.

Předpokládá, že sedimentace ložiska Zbudza pokračuje až do zony bolivino-buliminové a není omezena na finální stagnantní údobí zony spiroplectaminové. Tento názor Gašparíkové přejímá Džubera (1963, 1964), Slávik (1967) a jejich spolupracovníci. V r. 1967 Slávik kreslí již ložisko Zbudza uvnitř t. zv. globigerino-globorotaliového subhorizontu v bolivino-buliminové zoně. Jde o rozpor v pojetí, který je třeba doplnit poznámkou (Zapletalová — — Janáček):

Společenstva v podloží solného ložiska, které uvádí Gašparíková jako fauny zony *bolivino-buliminové*, mají ráz společenstev vápnitých druhů s dominantní složkou *„bulimid"* a podřadným zastoupením forem aglutinujících, (z čeledi Textularidae). Avšak již Buday (1955) upozornil na vzájemné zastupování faun jednotlivých „zon" svrchního tortonu v horizontálním i vertikálním směru. Buliminová společenstva jako poměrně hojná i převládající mikrofauna v úrovni spiroplectaminové zony, mělčejší neritické facie, jsou běžným zjevem. V Podunajské nížině demonstruje takový vývoj na př. oblast Špačince (Molčíková, 1959), nebo Nižná (hlub. vrt Nižná 2 — Jandová 1967). Ve Východoslovenské pánvi, v trebišovské oblasti byla naopak u Novosadu a Velat prokázána přítomnost aglutinujících společenstev (s čel. *Textularidae, Lituolidae* a j.), rázu zony aglutinancií ve Vídeňské pánvi, v zoně bolivino-buliminové. Pochybnosti o tom jsou vyloučeny provedenou komplexní korelací souvrství (petrograficky, elektrokarotážně).

Detailnější mikrofaunistické srovnání tortonských sedimentů v karpatských pánvích, rozlišily některé společně znaky pánevních facií v jednotlivých sedimentačních prostorech, charakterisující určité období „zon". Zonu aglutinujících foraminifer ve Vídeňské pánvi a v Podunajské nížině spojují s obzorem pod solným horizontem, ve Východoslovenské pánvi zástupci rodu *Pseudo-*

triplasia, druh *Paravalvulina serrata* Rss., dále rozvoj skulpturovaných *uvigerin* na čele s okruhem *U. asperula* Czjz., *U. aculeata* Orb., a žebrované *buliminy* okruhu *B. striata* Orb., *B. buchiana* Orb., (u různých autorů různě označovaná). Patří sem též *B. inflata* Seq., a *B. mexicana* Cush.

Jako prvý upozornil Livental (1953) na okolnost, že žebrované buliminy, rozšířené v podloží evaporitů, se v jejich nadloží již nevyskytují. Ve Vídeňské pánvi a Podunajské nížině chybí v zoně bolivino-buliminové a podobně i ve Východoslovenské pánvi (u Velat a Klečenova). Naše vlastní zkušenosti ukazují, že stejný vývoj vertikálního rozšíření postihuje i druh *Uvigerina asperula* Czjz. Vrstvy v podloží solného obzoru na Ukrajině jsou některými autory na př. Pišvanovovou (1960) označovány jako vrstvy s Uvigerina asperula, řazené autorkou ještě do spodního tortonu. Jejich mikrofauna však naprosto jasně dokazuje, že tu jde o ekvivalent vrstev badenienu zony se *Spiroplectammina carinata* vnitrokarpatských pánví (Cicha, 1961).

V našem případě lze tedy uzavřít: V seznamech mikrofauny, na př. na vrtbách Zbudza 32, 34, uvádí Gašparíková pod solným obzorem též druhy *Bulimina inflata* a *Uvigerina asperula*. Jimi je tudíž na podkladě uvedených kritérií dobře prokázána příslušnost těchto vrstev i v oblasti Zbudza do zony aglutinujících foraminifer. Ostatně t. zv. *globigerino-globorotaliový* obzor, do něhož Slávik (1967) kreslí solné ložisko u Zbudzy, lze velmi dobře korelovat se spodním *globigerinovým* obzorem obsahujícím kamennou sůl na Zakarpatské Ukrajině. Tento horizont již v r. 1955 klade Serova nad vrstvy „čaplínské" (obzor K), které lze paralelisovat s naším spodním tortonem (lanzendorfskou serii). Tím je dána jeho stratigrafická shoda s naším pásmem se *Spiroplectammina carinata*. Považujeme proto zařazení svrchního solného obzoru ve Východoslovenské pánvi do zony bolivino-buliminové, v pracích vpředu citovaných autorů, za neodpovídající skutečnosti. I když nelze vyloučit určité výkyvy ve vertikální stratigrafické korelaci, t. j. naprosto současnou dobu evaporace, resp. zasolování vod v regionálním pojetí, t. j. v pánvi a periferních lagunách, přece jen regionální jednotnost údobí evaporace v celé karpatské oblasti nasvědčuje opaku. Ukládání soli a sádrovce je v přímé závislosti s dočasnou vývojovou stagnací a degradací karpatských pánví ve finálním stadiu sedimentace zony se *Spiroplectammina carinata*, právě tak jako přerušení chemogenní sedimentace na počátku zony *bolivino-buliminové* je odrazem prohloubení spojení těchto pánví s Paratethydou a Tethydou a ingresivního přílivu vod normální salinity.

Jsou známy ovšem i výjimky, kdy mohou vznikat laguny a pánvičky na př. i v době probíhající transgrese (Perrodon, 1968). To však jsou případy velmi řídké a vyžadují specifické vývojové podmínky, které jsou v pánvích s výlučně poklesovou tektonikou prakticky nemožné. Vyžadují působení

tangenciálních tlaků, které mohou podmínit lokální zdvihy v okrajových zonách, vznik barier a odškrcení lagun. Podobný proces může vyvolat i vulkanická činnost.

Jak již bylo uvedeno je stratigrafická lokace svrchního solného obzoru, jako konečné fáse spiroplectaminové zony v úplném souladu s jinými vnitřními i vnějšími oblastmi Karpat.

Na Zakarpatské Ukrajině řadí Korobkov (1951) solnou serii do svrchního regresivního burdigalu (tereblínské vrstvy), avšak Vjalov (1957) upozorňuje, že tereblínská serie obsahuje tortonskou faunu a patří tudíž do tortonu. Kudrin ještě v r. 1957 řadí „tereblínskou serii" se solnými diapiry na Zakarpatské Ukrajině do burdigalu, avšak jejich společenstva mikrofauny dokazují jejich identitu se zonou se *Spiroplectammina carinata* západních karpatských pánví a se solinosným souvrstvím ve Východoslovenské pánvi u nás (Cicha — Kheil, 1960). Při tom ovšem pásmo se *Spiroplectammina carinata* není na východním Slovensku tak typicky vyvinuté jako v západokarpatských pánvích, ale má užší vztahy k oblasti zakarpatské. Svrchní solný obzor na východním Slovensku lze v Sedmihradské pánvi paralelisovat s obzorem „déšských tufů" (Janáček, 1958, 1959; Cicha, 1961).

Stejný souhlas ve stratigrafii chemogenních sedimentů vidíme v předkarpatském prohybu. Na polském území sádrovcový, resp. solný obzor spočívá na pískovci s *Amussium denudatum* Rss., a lithotamniovém vápenci, které se kladou ještě do nejsvrchnějšího spodního tortonu. V nadloží soli následuje transgrese souvrství na spodu se spirialisovou faunou a výše se společenstvy bolivino-buliminovými. Nejvyšší torton je zastoupen sedimenty s rotaliemi a cibicidy (Buday — Janáček — Dostálek, 1964). Chemogenní sedimenty tu tvoří mohutná, regionálně rozšířená ložiska, která jsou zastoupena síranovou a halitovou fází. Přítomna je též elementární síra, známá dnes z celé řady lokalit, na př. Tarnobrzeg, Gliwice, Swoznowice, Grzybov a j. (Pawlowski. 1960).

Na československé území pokračuje sádrovcový vývoj tortonu na Opavsko a Hlučínsko. Nad spodním tortonem následuje tu pelitické souvrství s uvigerinami a pseudotriplasiemi, které odpovídá spodnímu pásmu se *Spiroplectammina carinata*. Výše v nadloží se uložilo faunisticky ochuzené a sterilní souvrství, nad nimž spočívá obzor se sádrovci, až 50 m mocný (Cicha, 1959). Konečně nastupuje ukládání vápnitých jílů s faunou rodu *Spirialis* a výše pak sedimenty s typickými společenstvy *bolivino-buliminovými*.

Uvedené poznámky je třeba též doplnit poznámkou k tektonice:

Nevýstižná strukturní interpretace, zvláště bezzlomové pojetí celé širší oblasti hrásťové kry zbudzansko-zálužické, které je zohledněno v závěrečných zprávách o detailním průzkumu na bilanční zásoby (Džubera a j.), vedly v dalších studiích k dalším chybám, které zkreslují skutečnost.

Slávik a kol. (1967), kreslí podélný, SZ — JV řez ložiskem Zbudza asi 3× převýšený (bez udání podélného měřítka), takže střední sklon JV křídla ložiska činí zhruba 33°. Přiměřeně se tím též zkresluje mocnost ložiska. Ve skutečnosti, vykreslíme-li ložisko v nepřevýšeném řezu, vychází úklon JV části čočky 20°. I s maximální mocností jeví se pak jako normální pánvový sediment, čočkového typu. Poněvadž se tu neuvažuje s poklesnou dislokací zálužickou, která má směr SZ — JV a která je prokázána vrtně a seismicky, eliminuje tím autor existenci poklesných kerných pohybů vůbec. Je pak na snadě jeho mylný výklad dnešní formy ložiska jako „podmíněný i slabou diapirovou tektonikou" a „diapirickým naduřením" (Slávik, 1967).

Přítomnost diapirové tektoniky je tu principielně vyloučena proto, že po uložení ložiska, počínaje zonou bolivinou-buliminovou, neexistovala v pánvi již tangenciální tektonika, nýbrž výlučně jen tlaky a pohyby radiální, související s poklesáváním ker do houbky. I v případě, že bychom připustili možnost jejich působení, nikdy se tyto tangenciální tlaky neprojeví v karpatském, t. j. podélném směru, jak je interpretovaný řez Slávika nutně předpokládá. Působily by jen ve směru příčném, což vyplývá z celkové koncepce stavby pánve.

Pokud lze pozorovat na ložisku účinky bočních tlaků, jde vždy pouze o detailní přesmyky a vytláčení solné hmoty, t. zv. mikrotektoniku. Je to výsledek působení sekundárně vyvolaných, lokálně působících tangenciálních tlaků, při poklesávání ker do hloubky a jejich bočným stlačováním v menším prostoru v hloubce (Janáček, 1958, 1959). Podobně mluví Andrusov (1939, 1940), o „embrionální diapirové tektonice" na solném ložisku prešovském.

Paleogeografický vývoj solného obzoru v pánvi

Na mapě rozšíření a mocnosti pásma se *Spiroplectammina carinata* a na schematické křivce mocnost tohoto souvrství v příčném řezu pánví, ve kterém je mocnost v přímé závislosti na hloubce pánve, jeví se 3 rozdílné vývojové oblasti solného souvrství, resp. jeho chemického pelitického a ekvivalentu:

Je to předně JZ část pánve, která representuje celé JZ křídlo a část SV křídla *hlavní synklinály* a představuje plochu větší než 1/2 sedimentační oblasti. Representuje její nejhlubší část, která má poměrně nejdokonalejší spojení s volným mořem. Na SV je ohraničena velkým pánevním svahem karpatského směru, ukloněným k JZ.

Stálý, poměrně vydatný příliv mořské vody byl hlavním faktorem zabraňujícím zahušťování vody a ukládání nejen halitu, ale i síranu v této části pánve. Na žádném výzkumném vrtu nebyly zde dosud chemické sedimenty zjištěny. Hypersalinní prostředí pod hranicí evaporace síranu však existovalo i zde, což dokazuje bezfosilnost ekvivalentního úseku solnému souvrství.

Poněvadž zde nebyl při odpařování dosažen ani počátek síranové fáse, mohla koncentrace halitu pod 34° C dosáhnout prakticky sycení max. 194 g v 1 litru.

Mocnost celého pásma se *Spiroplectammina carinata* je tu největší a činí max. až 500 m. Jak již bylo uvedeno, s výjimkou basální části, je zastoupeno výlučně monotonními, šedými až zelenavěšedými vápnitými jíly.

Druhou oblastí vývoje je velké pásmo mělčiny (šelfu?). Je to velmi rozsáhlý územní pruh, který probíhá souběžně se SV pobřežím. Jeho délka je asi 75 km a šířka měnlivá, 5 — 10 km. Na JZ, směrem do hloubiny pánve končí frontálně, vpředu uvedeným velkým pánevním svahem.

Mělčinné pásmo tvoří velmi typický morfologický stupeň dna, s mírnými lokálními nerovnostmi. I přes tu okolnost zde nedošlo k ukládání charakteristických, obvykle hrubozrnných šelfových sedimentů. Celopánevní uklidnění sedimentace se projevuje i zde, a to ukládáním zcela totožné pelitické facie. Toliko při podloží, stejně tak jako na ostatním východním území pánve, lze pozorovat vyznívající detritickou sedimentaci. Celková mocnost souvrství pásma, které se tu uložilo, je prům. 200 m.

Prakticky na celé délce a šířce mělkého pásma došlo v terminálním stadiu spiroplectaminové zony k vylučování a sedimentaci síranu (anhydritu) a regionální deposici halitu. Posice sádrovce ve vertikálním profilu ložiska šelfu odpovídá normální sukcesi při evaporaci, příp. zákonitě reaguje na zvraty v zahušťování vody v průběhu sedimentace. Nalézáme jej pravidelně při podloží a v nadloží solného tělesa, t. j. při progresivní fási evaporace a při její degradaci. Nepravidelně jsou proužky a malé čočky sádrovce roztroušeny i v ložisku, zvláště tam, kde se dočasně obnoví pelitická sedimentace slaných jílů. Avšak i uvnitř čisté solné hmoty jsou přítomny konkrecionární útvary kolem krystalisačních center a nahloučeniny síranu. Představují normální podíl síranů ve vodě, který se doplňoval v minimálním potřebném množství v oblasti šelfu během ukládání soli.

Deposice síranu je ovšem též měnlivá v podélném profilu ložiska. Při okrajích, v místech, kde dochází k ředění zahuštěné solanky vlivem přítoků z pevniny, vytvořily se lokální, avšak trvalé optimální podmínky pro krystalisaci a ukládání síranu. Ve formě roztoku proniká sem síran permanentně ze širší pánve. Dochází tak k okrajové sedimentaci masivního sádrovce, který je faciálním ekvivalentem soli v celém vertikálním profilu. Takové poměry byly zjištěny na vysoké kře při toplanském zlomu, mezi Vranovem a Niž. Hrušovem.

Mocnost pánevního vývoje solného obzoru je měnlivá, od 20 do 60 m. Obzor je vyvinut v lavicích, ale od okraje směrem k JZ se laterálně rozpadá na vložky až proplástky v solných jílech, kterými frontálně vyznívá.

Geneticky i morfologicky je toto pánevní ložisko velmi zajímavé a dnes ještě nikoli dost jednoznačně vysvětlené. Vycházíme-li z platného závěru, že

mocnost sedimentu ukládaného v pánvi se synsedimentární poklesovou tektonikou je v přímém vztahu s hloubkou, pak vykreslená křivka mocnosti zony zobrazuje též relaci k původním hloubkovým poměrům. V tom prípadě je styk kontinentálního stupně s centrální hlubinou frontální a nelze si představit souvislou barieru v celé délce. Dotace vody z hlubiny byla na stykové frontě prakticky neomezena. Z toho plyne, že významným až rozhodujícím faktorem evaporace v této melké zóně bylo suché, pustinné klima, velmi teplé. Tento fakt dokazuje též, že pánev jako celek byla v tomto stadiu vývoje jediným velkým vnitozemským zálivem s hypersalinní pelitickou až chemogenní sedimentací.

Vysvětlení genese vyžaduje tu ještě dalších studií zvláště bathymetrických rozborů na podkladě fauny, pokusu o geochemickou rekonstrukci prvotních podmínek sedimentace a prověření absence kamenné soli v centrální hlubině pánve.*

Po svém uložení až do doby nejmladšího pliocénu, prodělalo ložisko spolu s ostatními sedimenty v nadloží i podloží všechny etapy strukturního vývoje, representovaného poklesnou, zlomovou i bezzlomovou tektonikou s mírnými vrstevními deformacemi.

Třetí oblast pobřežní laguny, Zbudza — Zálužice, resp. další dosud nepoznané laguny a pánvičky, představuje lokální, lagunární vývoj. Ve srovnání s předchozím, je tento typ územně značně omezený, avšak v důsledku optimálních vývojových podmínek jeho mocnost je maximální a sedimentace halitu vysoko diferencovaná.

Optimálních faktorů, které působily při vzniku ložiska, je řada. Na prvém místě je to však příznivá tektonika. Relativně rozdílné poklesné pohyby podle paralelních systémů směrných zlomů, SV od Michalovců, vedly k vytvoření michalovské hrásti. Tato hrást vytvořila výraznou barieru karpatského směru, širokou prům. 2 — 3 km a dlouhou asi 18 km. Bariera souvisí s pevninnou šíjí JZ od Strážského. V oblasti J od Michalovců se stáčí k V a ponořuje se pod hladinu. Ve vytvořeném úzkém průlivu u Zálužic tvoří mělký práh. Z východní strany je průliv zdůrazněn nevýrazným poloostrovním tvarem pevniny.

Existence a tvar hrástě byl zjištěn množstvím výzkumných vrtů i reflexní seismikou v oblasti Michalovců, ještě před objevením ložiska Zbudza. Jako suchá, nad hladinou vynořená bariera, se michalovská hrást objevuje až na počátku sedimentace pásma se *Spiroplectammina carinata*. Při následující

* Lze tu uvést i zajímavou teorii Borcherta (1960), podle níž při vzniku ložisek pánevního typu vůbec není podmínkou přítomnost souvislé bariery. Koncentrace solanky je tu určena a regulována vztahem její hladiny k hladině oceánu. Optimální klimatické podmínky jsou však nezbytné. Je to předně suché, nejlépe teplé klima a maximální větrání příbřežního pásma.

ingresi zony bolivino-buliminové je zaplavena a přestává existovat. Na místě ní se počíná projevovat vznik vysoké kry zbudzansko-zálužické.

Barierou na JZ, konvexním tvarem pobřežní linie na území dnešního Vihorlatu a úžinou s vysokým prahem u Zálužic, se vytvořila ideální laguna, se synsedimentárně klesajícím dnem, která ovšem mohla mít periodicky charakter odškrcené pánvičky. Přítok sladké vody z pevniny existoval od SZ. Tento SZ záliv laguny představoval zonu permanentního lokálního ředění solanky, s příkonem roztoku síranu z laguny a deposicí jeho pevné fáse ve formě masivního ložiska. Ložisko sádrovce tu laterálně zastupuje kamennou sůl uvnitř laguny, a to v celém vertikálním profilu. Klimatický faktor evaporace měl tu nesporně významnou účinnost, zvýšenou přítomností rozsáhlé pevniny. Vzniklé solné ložisko, včetně síranů okrajového vývoje a jihovýchodního pokračování u Zálužic, je asi 11 km dlouhé, 3 — 5 km široké a max. 220 m mocné. Sedimenty pásma se *Spiroplectammina carinata* jsou až 400 m mocné.

V laguně existovaly pod hladinou dva příčné prahy, které ji v podélném směru rozdělovaly na 3 dílčí prostory. Nejmenší z nich byl na SZ, střední měl rozlohu větší. Předpokládáme, že JV, zálužická část je přibližně stejně velká jako část střední. Uvedené příčné prahy ovlivnily sedimentaci ložiska, které je v karpatském směru diferencované na zbudzanskou dvojčočku a čočku zálužickou. Střed zbudzanské dvojčočky je jen 130 m pod povrchem a je totožný s příčným předělem na SZ. Odtud v obou směrech, k SZ i k JV zapadá, nabírá na mocnosti a opět se vykliňuje. V směru k JV zapadá až do hl. 500 m.

V příčném řezu se ložisko jeví jako jednoduchá čočka, ukloněná pod uhlem 30° k SV, pod andesitový masiv Vihorlatu. V hloubce je nepochybně narušená zbudzanským zlomem, ukloněným k SV. Jak bylo již vpředu uvedeno, ložisko nejeví žádných deformací diapirických, neboť tangenciální tektonické tlaky končí tu lanzendorfskou serií. Můžeme pozorovat toliko drobnou, přesmykovou tektoniku uvnitř tělesa, na styku solné hmoty s pelitickými sedimenty.

Vertikální profil ložiskem, stejně jako v šelfové oblasti, počíná slanými jíly a spodním sádrovcem, místy redukovaným na polohu sádrovcových čoček a proplástek. Vlastní obzor vykazuje 2 maxima halitové sedimentace, uprostřed přerušené polohou slaných jílů se sádrovci. Spodní obzor soli je mocný až 50 m, svrchní 60 — 100 m. Svrchní obzor je přibližně ve spodní třetině místy rozdělen vrstvou slaných jílů na 2 polohy. Sůl obsahuje konkrece, nahloučeniny a žilky anhydritu. Střední poloha slaných písčitých jílů, místy s vložkami pískovců se solným tmelem, bývá mocná 30 — 50 m a obsahuje kromě sádrovce proplástky, vložky i 5 m mocné polohy soli. Deposice ložiska soli končí svrchním obzorem sádrovce, který je ještě genetickou součástí ložiska. Nadložní vápnité jíly patří již zoně bolivino-buliminové.

Zálužická čočka na JV patří geneticky k ložisku Zbudza, jehož je přímým

pokračováním, nebo po krátkém přerušení opět nasazuje. I když není vrtbami přímá souvislost obou ložisek prokázána, jsou pro to vážná kriteria: Jediná laguna, totožný vývoj ve vertikálním i horizontálním profilu, totožná strukturní posice na vysoké kře zbudzansko-zálužické, upadání zálužické čočky k SZ a zbudzanské dvojčočky k JV. Stejně jako zbudzanské ložisko je i ložisko u Zálužic sice vázáno na vysokou kru, avšak jeho pokračování se předpokládá i na východní pokleslé kře, kde vykliňuje.

Vznik a vývoj ložiska v laguně po jeho uložení je určován výlučně poklesovou tektonikou, a to více v radiálním než v karpatském směru. Synsedimentární poklesy v laguně při jeho vzniku byly vystřídány poklesnými pohyby na JZ a SV periferii, po jeho uložení. Výsledkem pohybů, které trvaly s přestávkami až do pliocénu, je zbudzansko-zálužická hrást s klenbovou strukturou u Zbudzy, která je inversní k původní SZ části lagunární synklinály.

Regionálně—paleogeografické vztahy chemogenní sedimentace v lanzendorfské serii a v tortonu k sousedním oblastem centrální Paratethydy

Vznik a vývoj ložisek chemogenních sedimentů ve Východoslovenské pánvi je přímým odrazem paleogeografických změn v celé Paratethydě, s užším vztahem ke změnám konfigurace pevniny a moře v její centrální části.

Úvodem je třeba zdůraznit, specifické postavení této pánve, které jí propůjčuje určitou vývojovou odlišnost a samostatnost. Při tom však nikterak nevybočuje z obecně stanovených a platných, základních zákonů vývoje karpatských pánví. Spolu se Sedmihradskou oblastí je to nejvíce k V vysunutá pánev v centralní Paratethydě. Jak vyplývá z analysy paleogeografického vývoje pánve v době chemogenní sedimentace v badenienu (tortonu) ale i v karpatu, jeví se celá pánev jako oblast s hypersalinní sedimentací. To znamená, že celá pánev měla nesporně charakter jediného velkého zálivu, s poměrně málo účinnou komunikací. Konečně je možné uvést i tu okolnost, že se nalézá v místě, kde oblouk vyvrásňujících se Karpat má největší zakřivení, avšak nejmenší šířku. Tektogeneticky je to právě nejvhodnější místo pro vznik regionálně významných, hluboko založených příčných dislokací, zasahujících daleko do vnitřních oblastí. Jsou to dislokace, které jsou významné jako svrchní výstupové cesty láv regionálních erupcí (Buday, 1962).

V průběhu 3 období středního miocénu, vyznačených přítomností chemogenních sedimentů, t. j. v karpatu, lanzendorfské serii (spod. torton s. l.) a tortonu (svrch. torton), prodělala Východoslovenská pánev 2 vývojové etapy (Buday, 1962), které zapadají do 2 vývojových fází centrální Paratethydy ve smyslu Seneše (1966)-: *Mesoparatethydy* a *Neoparatethydy*.

Studium charakteristiky vývoje Paratethydy v těchto vývojových fásích a v těchto etapách, kterou uvedení autoři podali, dovoluje nám poznat zákonitosti vývoje v naší studované oblasti ve vztahu k pánvím sousedním.

V době ukládání lanzendorfské série — (spodního tortonu s. l.), stejně jako v následujícím období zony spiroplectaminové, patří Východoslovenská pánev do prvé poloviny II. vývojové etapy západokarpatských pánví (Buday, 1962). Spolu s Vídeňskou pánví nabývá v té době svůj dnešní ráz. Ten je zde však charakterisovaný hlavně prohloubením a rozšířením předchozího sedimentačního prostoru, zatím co ve Vídeňské pánvi dochází k zásadní změně pánevní stavby a její strukturní posice v karpatském oblouku. Svým vývojem v prostoru a čase řadí se východoslovenská neogenní pánev v lanzendorfské sérii do finálního stadia Mesoparatethydy (Seneš, 1966). V tomto období vývoje Paratethyda je stále representovaná prakticky pouze centrální částí, která je severním zálivem Tethydy.

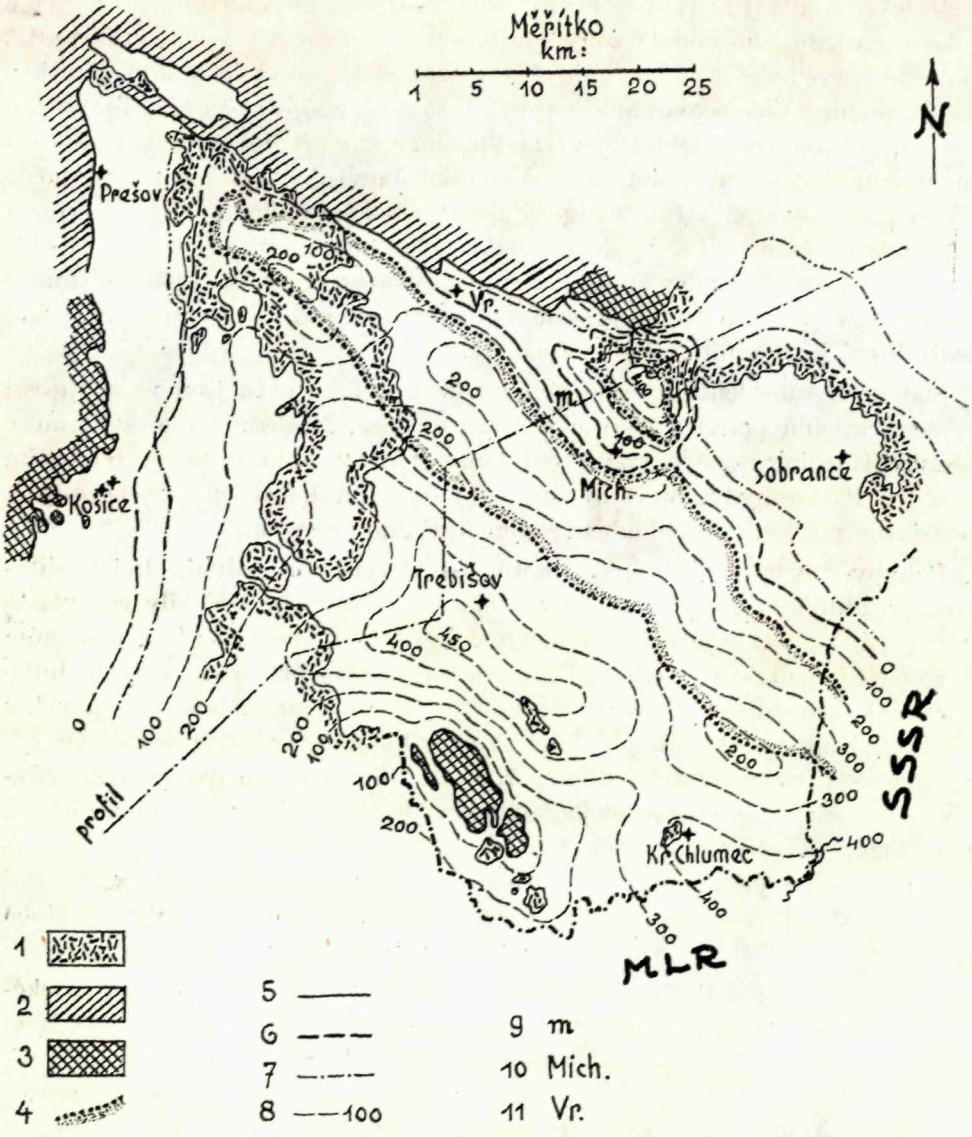
Slábnoucí subsidence i kerné pohyby ke konci karpatu jsou ve spojitosti s pokračujícími pohyby štýrské horotvorné fáse. Následuje regrese, krátké přerušení sedimentace a transgrese lanzendorfské série v celém tehdejším rozsahu Paratethydy. Ve srovnání s předchozím karpatem lze pozorovat podstatné zvětšení a prohloubení sedimentačního prostoru.

Pohyby v Karpatech byly v tomto období velmi intensivní, ale i kvalitativně rozdílné od pohybů předchozí fáze staroštýrské. Projevily se zvláště na vnější straně karpatského oblouku, kde došlo k dalekosáhlým přesunům flyšových jednotek přes tehdejší prohyb, při současném poklesu východního okraje Českého masivu. Avšak i ve vnitřní části oblouku Karpat jsou velmi zřetelné účinky tektonických tlaků. Vertikální pohyby se projevují ve výzdvihu většiny centrálních jednotek Karpat. Blíže k vnější straně, v konkávním prohybu alpsko-karpatského oblouku, jejich projevy nejsou positivní, nýbrž mají negativní tendenci. Zakládá se Vídeňská pánev s novým usměrněním osy i hlavních okrajových dislokací brachysynklinály. Zbytky původní pánve I. vývojové etapy (spodní miocén — karpat) se zachovaly v podobě sporých V — Z zlomů a vedlejšími zálivy, tektonicky založenými.

Intensivní a dlouhotrvající tangenciální pohyby na vnější straně karpatského oblouku byly sice identické co do směru, ale nikoli v síle projevu. To bylo dáno jednak základní posicí na obvodě oblouku, dále jeho intensitou vyklenutí, ale i stavbou hlubinného podkladu. Ve styčných bodech takto silově diferencovaných horizontálních pohybů dochází k napětí, které se nakonec projevilo porušením tlakového režimu a vznikem příčné dislokace, resp. obnovením pohybů po staré, již existující dislokaci.

Dosah takové příčné dislokace, která měla při svém vzniku patrně charakter horizontálního posunu, zůstal i v dalším vývoji dalekosáhlý. Dislokace

nejen že narušovala vrásněný oblouk, ale zasahovala hluboko do centrálních jednotek. Takové poruchy, řesp. jejich průvodní systémy, měly rozhodující vliv při synsedimentárních vulkanických projevech. Jejich hlavní výlevy



Obr. 1. Mapa rozšíření a mocnosti spodního pásma tortonu (svrchn.) a solného souvrství, 1 — neogenní vulkanity, 2 — centrálně karpatský paleogén, 3 — předpaleogenní podloží, 4 — okraj solné sedimentace, 5 — dnešní okraj pánve, 6 — okraj spodního pásma tortonu (svrchn.), 7 — okraj lanzendorské série (spod. torton), 8 — isolinie mocnosti lanzendorské série, 9 — michalovská hrast (bariéra), 10 — Michalovce, 11 — Vranov.

předpokládá Buday (1962) vždy po doznění některé vrásnivé fáse, kdy tyto poruchy zůstaly otevřené. Není však vyloučeno, že k takovému optimálnímu stavu mohlo dojít i v relativně krátkých údobích klidu, v rámci jednotlivé fáse. Jednou z poruch, po které se v té době obnovily pohyby, byl poruchový systém hornadský, jinou předpokládáme v prostoru Vihorlatu.

Přítomnost hlubokých příčných dislokací a kontinuitní neklid počas sedimentace lanzendorfské serie se odráží na celkovém charakteru sedimentace v karpatské oblasti Paratethydy. Je vyznačena detrity na západě, vulkanogenními detrity na východě a ukládáním pyroklastik v jižní části pánve. Při tom, ve shodě s postupným šířením se vlny orogenu od Z k V můžeme pozorovat i časový nesoulad v projevech vulkanické činnosti, který je na východě opožděný proti sousední oblasti západní, t. j. Jihoslovenské pánvi a Podunajské nížině (Buday, 1962).

Vývoj sedimentů lanzendorfské serie ve Východoslovenské pánvi je převážně detriticko-vulkanogenní, původem z kyselých, resp. z intermediárních erupcí. Výjimku tvoří Košická kotlina s pelitickou sedimentací a dílem i jižní část oblasti trebišovské. Zdá se, že již tento samotný faktor byl s to zabránit významnější chemogenní sedimentaci. Konečně tomu napovídá i charakter vývoje pánve v té době, který se vůbec nevyznačoval klidnou, stagnantní povahou. Na rozdíl od předchozí pánve karpatienské, neměla pánev celkový sklon k chemogenní sedimentaci, i když jsou lokálně taková místa známa. Za takového stavu mohlo dojít skutečně jen lokálně k vytvoření příznivých podmínek zahušťování roztoku, a to maximálně do síranové fáse. S ohledem na uvedený vývoj nelze tu předpokládat velkou rozlohu takových míst.

Spojení východoslovenské spodnotortonské pánve s ostatními oblastmi Paratethydy je v podstatě podobné situaci v karpatu. Je dáno původními tendencemi transgrese, která směřovala o JZ k V a SV, snad přes Dinaridy, byla ovlivněna zdvihovými tendencemi mezihorských oblastí a přes svůj progresivní ráz nedosáhla propojení s oblastí euxinsko-kaspickou (Seneš, 1966). Přímého propojení východoslovenské spodnotortonské pánve s oblastí prohybu v čele oblouku zde nebylo, resp. pro to nejsou žádné doklady.

II. vývojová etapa karpatských pánví (Buday, 1962) na východním Slovensku má pokračování v období sedimentace zony se *Spiroplectammina carinata* (spodní torton s. s.). Tímto obdobím se podle Seneše (1966), však již počíná 3. fáse vývoje Paratethydy: Neoparatethys.

V centrální Paratethydě došlo na počátku této etapy k významným tektogenetickým a příčinně i paleogeografickým změnám, a to v důsledku nejmladších pohybů štýrské horotvorné fase. Prokazuje to větší rozšíření sedimentů ve větších a do vnitrozemí prohloubených zálivech a imigrující fauna z indopacifické oblasti přes oblast mediteranní (Seneš, 1966).

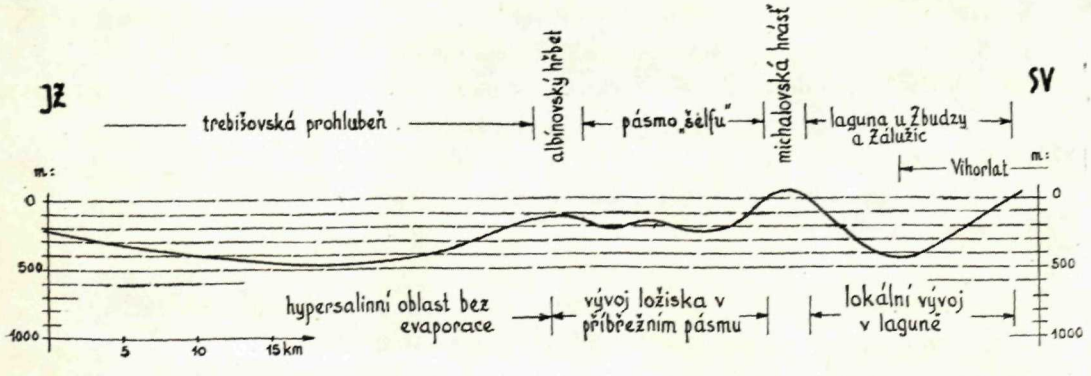
Z důležitých změn v centrální Paratethydě je třeba uvést rozšíření a prohloubení čelní hlubiny směrem k Z až na Opavsko a Hlučínsko, její zánik na Moravě, zdvihové i poklesné pohyby ve Vnitroalpské pánvi, další rozpad mezihorského masivu v dunajské oblasti, vytvoření se pro biofaciální vývoj problematické a nevýznamné úžiny jihokarpatské (Seneš, 1966) a prohloubení a zdůraznění úžiny transegejské jako spojovacího článku s euxinsko-kaspickou oblastí. Z toho plyne ovšem nutnost a význam další existence jižní spojovací cesty přes Dinaridy. Vývoj pokračoval nadále ve všech oblastech dunajských. K podstatnému rozšíření záplavy dochází ve směru k V, do pánve Dácké a do oblasti severokaspické.

Tento značný progres ve vývoji však nemůžeme dokumentovat ve Východoslovenské pánvi a, zdá se, i celé východní části centrální Paratethydy. Již v oblasti jihoslovenské lze pozorovat konsolidaci, třebaže tu nejde o oblast superponovanou. Intensivní vulkanická činnost je tu časově v souladu s ukončením dílčí etapy tektonických pohybů, kdy napětí v kůře ustává a hlubinné dislokace zůstávají otevřené (Buday, 1962).

Východní část centrální Paratethydy, včetně vnější karpatské předhlubně v Polsku a dále k V, jeví v této době menší až neznatelné vlivy nejmladší horotvorné fáse štýrské. Ke konci období je charakterisovaná stagnací se sklonem ke konsolidaci a s chemogenní sedimentací.

Tato charakteristika ve vývinu východní části centrální Paratethydy má svou podstatu v časovém nesouladu působnosti a účinků nejmladších pohybů mladoštýrské horotvorné fase. Její pohyby na Z karpatského oblouku se sice projevují ke konci lanzendorfské série (spodního tortonu), avšak na V jsou jejich projevy patrné až v tortonu (s. s.).

Pozoruhodná vývojová shoda této vnitřní, východní karpatské pánve s vnějšími oblastmi na jedné straně a význačná rozdílnost ve vývoji, při srov-



Obr. 2. Křivka mocnosti spodního pásma svrch. tortonu v příčném řezu východoslovenskou pánví.

nání s jinými západními pánvemi na straně druhé, připouští možnost přímého propojení předkarpatské a centrální oblasti ve finálním stadiu této etapy přes oblouk Karpat. Existenci této úžiny by mohl naznačovat spodnomiocenní až tortonský příčný záliv vihorlatský. V každém případě je však shodný finální vývoj dokladem nevýznamnosti jihokarpatské úžiny a účinného zaškrcení východního styku předkarpatské prohlubně s oblastí severokaspickou.

Charakteristickým representantem neprogresivního vývoje uvnitř oblouku je Východoslovenská pánev. Rozšíření sedimentační pánve oproti lanzendorfské serii nebylo nikde pozorované. Diskordance obou serií, dříve konvenčně přijímaná z analogie ze západních pánví (Janáček, 1958, 1959 a j.), nebyla prokázaná. Přechody tu jsou pozvolné, bez znatelné diskordance. Obě souvrství tvoří jediný sedimentační cyklus (Janáček, 1965, 1967, 1968; Čverčko — Rudinec, 1967; Čverčko — Smetana, 1968).

Pomalé vyznívání vulkanogenní detritické sedimentace pokračuje plynule do zony se *Spiroplectammina carinata* a mění se v pelitickou až konečně v chemogenní sedimentaci v terminálním stadiu vývoje.

Zatím co v západních částech Paratethydy existuje toliko sladkovodní edimentace, ve východních oblastech je mořská až hypersalinní. Sedimenty jsou zastoupeny pyroklastickým materiálem (jižní Slovensko, sev. Maďarsko), vulkanogenními detrity, písky a pelity. Rozmanité jsou sedimenty chemogenní. U nás jsou vyvinuty evapority uhličitanové, síranové a halitové fáse, v polském a východním Předkarpatí vykazuje proces evaporace stejný rozsah. Mimo to tam proběhly druhotné proměny mohutných ložisek sádrovce, za vzniku elementární síry (Pawlowski, 1960).

Ze spodního miocénu, z „vorotyščenské serie", resp. z vyšších vrstev „stebnických", uvádí však odtud Korenevskij (1953, 1957) deposici dalších členů evaporitové řady, draselno-hořečnatých sulfátů a chloridů.

Ukončení chemogenní sedimentace koncem zony *spiroplectaminové* je ve znamení ingresivního pronikání vod normální, později klesající salinity na počátku zony *bolivino-buliminové*. Tato událost signalisuje velké změny konfigurace i dalšího života centrální Paratethydy v závěrečných fásích mladoštýrského vrásnění. Změny vrcholí paleogeograficky uzavřením jihoevropského spojení s Tethydou koncem zony bolivino-buliminové a dalším již samostatným vývojem. Jeho charakteristickým rysem je kontinuitní proces vyslazování, s krátkodobými zvraty v jednotlivých pánvích, kterými dochází k vyrovnání salinity v Paratethydě jako celku. Prakticky to znamená, že již nikdy v ní nedochází k pánevní hypersalinní sedimentaci a evaporaci.

Lektoroval dr. J. Seneš, DrSc

[1] Andrusov D., 1938: Das Karpathen-Miozän und Wiener Becken. Petroleum XXXIV, Nr. 27. Berlin. — [2] Andrusov D., 1939: Správa o geologických výskumoch v okolí Soľnej Bane a Prešova s cieľom zistenia podmienok banického kutania na soľ. Rokopisná správa; Geofond Bratislava. — [3] Andrusov D., 1940: Zpráva o geologickom šetření vrteb u Gulvaša a Šalgových Járkách dne 10. VIII. 1940. Ruk. zpráva; Geofond Bratislava. — [4] Borchert H., 1960: Grundzüge der Entstehung und Metamorphose ozeaner Salzlagerstätte. Freiberger Forschungshefte, 1959 A, No. 123, 11—39, 40. R. Z. Geol. 1960 (5)229 r. 9221. — [5] Buday T., 1955: Současný stav stratigrafických výzkumů ve spodním a středním miocénu Dolnomoravského úvalu. Věst. ÚÚG XXX. Praha. — [6] Buday T., 1960: Vysvětlivky pro list generální mapy ČSSR, list Košice (sedimentární neogén). Rukopis pro edici mapy 1:200.000. Archiv ÚÚG, Praha. — [7] Buday T., 1960: Die Entwicklung des Neogens der tschechoslowakischen Karpaten. Mitt. der geol. Gesell. in Wien. — [8] Buday T., 1962: Tektogenese neogenních pánví západních Karpat. Geol. práce, Zoš. 63, Bratislava. — [9] Buday T., — Janáček J. — Dostálek M. 1962: K výskytu chemických sedimentů ve Východoslovenské pánvi. Geol. práce, Správy 33. Bratislava. — [10] Buday T. — Cicha I. — Seneš J., 1965: Miozän der Westkarpaten p. 1—248. GÚDŠ, Bratislava. — [11] Cicha I., 1961: Nástin korelece tortonu v pánvích Paratethydy. Geol. práce, Správy 22. Bratislava. — [12] Cicha I., 1961: Die Mikrostratigraphie des Ostrauer Miozäns. Sborník ÚÚG. Praha. — [13] Cicha I., 1965: Zum Problem der Äquivalenten des Stratotypus Torton im karpatischen Becken. Geol. práce, Správy 36. Bratislava. — [14] Cicha I. — Kheil J., 1960: Zpráva o biostratigrafických výzkumech pro přehlednou mapu ČSR na listech gener. mapy Košice a Trebišov. Rukopis; ÚÚG Praha. — [15] Čverčko J. — Rudinec R., 1967: Výročná správa o výsledkoch vyhľadávacích prác za r. 1966, závod Michalovce. Rukopisná správa; ČND Michalovce. — [16] Čverčko J. — Smetana J., 1968: Výročná správa o výsledkoch vyhľadávacích prác za r. 1967 — Štrukturný prieskum. Rukopis. ČND Michalovce. — [17] Džubera A., 1961: Zbudza — prieskum na soľ a výpočet zásob za r. 1961. Rukopisná správa. Geol. prieskum Turč. Teplice. Geofond Bratislava. — [18] Džubera A., 1963: Závěrečná zpráva a výpočet zásob ložiska Zbudza II. — soľ a výpočet zásob se stavem k 31. XII. 1963. Rukopis; Archiv GP. Spiš. N. Ves. — [19] Džubera A., 1964: Závěrečná zpráva a výpočet zásob Vranov — soľ, se stavem k 31. XII. 1964. Rukopis. Archiv GP. Spiš. N. Ves. — [20] Gašparíková V., 1960: in Džubera 1960, 1961. — [21] Gašparíková V., 1963: in Slávik, 1967. — [22] Janáček J., 1958: Nové ložisko soli na východním Slovensku. Geol práce, Správy 14. Bratislava. — [23] Janáček J., 1958: Zpráva o výsledcích geologického výzkumu neogénu na východním Slovensku se zřetelem k problémům výzkumu živic. Rukop.; Archiv ČND, Hodonín. — [27] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu východního Slovenska. Geol. práce, Zoš. 52. Bratislava. — [25] Janáček J., 1959: Geologické poměry solného ložiska u Michalovců na východním Slovensku a výpočet zásob suroviny. Rukop., Archiv GÚDŠ Bratislava. — [26] Janáček J., 1959: Ložisko kamenné soli na východním Slovensku. Geol. průzkum, Seš. 8, Praha. — [27] Janáček J., 1960: Geologické poměry solného ložiska u Michalovců na východním Slovensku. Geol. práce, Zprávy 20. Bratislava. — [28] Janáček J., 1963: Další oblast s hospodářsky významným ložiskem soli na východním Slovensku. Geol. průzkum č. 4. Praha. — [29] Janáček J., 1965: Před zakončením významného vodního díla na východním Slovensku. Svet vedy č. 7. Bratislava. — [30] Janáček J., 1965: Základní geologický výzkum neogénu na listu Košice, 1:50.000. Roční zpráva za r. 1964. Archiv GÚDŠ, Bratislava. — [31] Janáček J., 1967:

Poznámky ke stratigrafii miocénu a pliocénu Košické kotliny. Geol. práce, Správy 41. Bratislava. — [32] Janáček J., 1968: Základní geologický výzkum na listu Košice, 1:50.000 (neogén). Roční zpráva za r. 1967. Archiv GÚDŠ, Bratislava. — [33] Jandová B., 1967: Mikropaleontologické zpracování hlub. vrtu Nižná 2. Rukopis; Archív ČND, Hodonín. — [34] Korenevski S. M., 1953: Novyje dannyje po kalienosnosti Predkarpatja. Ve sbor. Vopr. geol. agrn. rud, M.A.N SSSR. — [35] Korenevski S. M., 1957: Nekotoryje voprosy geologii i genezisa kalijnych zaležej Predkarpatja. Geol. sb. Lvovsk. Geol. 1958/5/183 r. 8616. — [36] Korobkov J. A., 1951: Moljuski srednego miocena marmarošskej spadliny Zakarpatja. Trudy Vsesojuznego neftnajego naučnoisledovat. rozvedočnego instituta. Leningrad, Moskva 1951. Nov. seria, vyp. 29. — [37] Kudláčková B., 1958: in Janáček 1958, 1959. — [38] Kudrin L. N., 1957: O postavlenii miocenovych otloženij Predkarpatja i centralnogo Predkavkazia. Dop. inapov. Vyp. 7. č. 3, Lwow. — [39] Livental V. E., 1953: Materialy k paleontologičeskoj charakteristike Buliminidae miocenovych otloženij Predkarpatja. Trudy Lvov. Geol. obč. das. Univ. I. Franko, Lvov. Pal. seria, nyp. 2. — [40] Pawlowski S., 1960: Ložiska elementární síry v Polsku. Geol. průzkum, Praha. — [41] Molčíková V., 1959: Ekologické zhodnocení neogenních mikroasociací v Malé Donajské nížině — zona aglutinujících foraminifer. Rukop.; ČND, Hodonín. — [42] Perrodon A., 1968: Mécanisme de formation des bassins des depôts salins. Symposium of the Geology of Salina Deposits. Hannover, 1968. Abstrakt: J. Janáček, cest. zpráva, Hannover 1968. Archiv GÚDŠ, Bratislava. — [43] Pišvanova L. S., 1960: Foraminifery miocena Predkarpatja a ich stratigrafičeskoje značenie. Lwow. — [44] Rudinec R., 1968: Výsledky nového štrukturného prieskumu v západnej časti Podvihorlatskej depresie. Geol. práce, Správy 48, Bratislava. — [45] Seneš J., 1959: Súčasné znalosti o paleogeografii centrálnej Paratetydy. Geol. práce, Zoš. 55. Bratislava. — [46] Seneš J., 1960: Entwicklungsphasen der Paratethys. Mitt. der geol. Ges., Wien. [47] Seneš J., 1962: Paleogeografia západných Karpat vo vzťahu k ostatnej Paratethyde v miocene. Geol. práce, Zoš. 63. Bratislava. — [48] Seneš J., 1966: Paleogeografia západných Karpat v miocene vo vzťahu k ostatnému Paratethysu. Dizertačná doktorská práca. Rukopis. SAV, Bratislava. — [49] Serova M. J., — 1955: Stratigrafia i fauna foraminifer miocenovych otloženij Predkarpatja. Minist. geologii i ochrany nědr. Moskva 1955. — [50] Slávik J., 1967: Nerastné suroviny Slovenska. ÚGÚ Praha. Bratislava. — [51] Slávik J., 1967: Soľné ložiská východoslovenského miocénu. Sbor. ÚÚG, Lož. geol. řada L 9, sv. 9. Praha. — [52] Slávik J., 1967: Gyps und Anhydrit aus den salzführenden Formationen des Miozäns der Ostslowakei. Geol. sbor. SAV, XVIII/1,. Bratislava. — [53] Svoboda S., 1958: in Janáček 1958, 1959. — [54] Vjalov O. S., 1957: Neogenní uloženiny západních částí USSR. Geol. práce, Zoš. 46. Bratislava.

JOSEF JANÁČEK

ZUR STRATIGRAPHISCHEN STELLUNG UND PALEOGEOGRAPHIE DES TORTONISCHEN SALZHORIZONTES IM OSTSLOWAKISCHEN BECKEN

In den früheren Studien des Autors, einschliesslich Fundbericht vom Jahre 1957 (vgl. Janáček 1958, 1959, 1960) wurde die stratigraphische Lage des tortonischen Salzhorizontes im ostslowakischen Becken bereits festgelegt. Durch eingehende mikropaleontologische und paleogeographische Analysen konnte man damals feststellen, dass die Ablagerung der tortonischen chemischen Sedimente in die Endphase der Absetzung

der Zone mit *Spiroplectammina carinata* fällt. Dieser Ablagerungszyklus wurde dann mit der regionalen Ingression der Bolivinen—Buliminen—Zone abgeschlossen. Eine ähnliche Stellung nimmt der Salzhorizont eigentlich in allen Bereichen der zentralen Paratethys ein.

Im ostslowakischen neogenen Becken sind insgesamt drei Serien chemogener Ablagerungen bekannt: die salzhaltigen Serien des Obertortons und des Unter-Karpatiens (Oberhelvet s. s.) und der mittlere Horizont in der Lanzendorfer Serie mit Gipssedimenten.

Die stratigraphische Stellung des Salzhorizontes im Karpatien bei Prešov in der Ostslowakei wurde eindeutig bewiesen (vgl. Buday 1960), ebenso wie jene des mittleren Gipssteinhorizontes (belegt durch eine charakteristische Mikrofauna Lanzendorfer Types; vgl. Slávik 1967).

Die chemischen Abalgerungen im Torton (Obertorton) hat man zum erstenmal im Jahre 1957 in den Tiefbohrungen Albínov 1, 2, und 3, nördlich Sečovce finden können (vgl. Janáček 1958). Unterhalb des Salzhorizontes fand Kudláčková (1958) die Gemeinschaften agglutinierter Foraminiferen der Zone mit *Spiroplectammina carinata*. Die Pelitlagen innerhalb des Salzhorizontes sind faunenfrei. Im direkten Hangenden des Horizontes finden sich vereinzelt unvollkommen entwickelte Formen von *Globigerinoides sp.* und *Cibicides dutemplei* Orb., häufiger auch pyritisierte Gastropoden der Gattung *Spirialis*. Weiter nach oben folgen dann anfangs nur ärmere, später auch reichere Faunengemeinschaften der Bolivinen—Buliminenzone.

Im Jahre 1963 erwähnt Gašparíková von den liegenden Sedimenten des Salzhorizontes auf der Lagerstätte Zbudza bei Sečovce eine Faunengemeinschaft, in der bereits die Buliminen vertreten sein sollen. Zusammen mit anderen Forschern (z. B. Džubera 1963:, 1964; Slávik 1967) vermutet die Verfasserin, dass die Ablagerung der salzhaltigen Schichten bis in die Bolivinen-Buliminenzone fortgesetzt hatte. Aber wie die neueren Studien der Faunengemeinschaften, des Biotops, wie auch die regionalen Vergleichsstudien und die paleogeographische Entwicklung der Zentralparatethys zeigen, ist diese Vermutung unrichtig.

Manche Buliminen und Uvigerinenformen inmitten der Spiroplectammina—Zone sind keine Seltenheit, ja sie können örtlich auch reicher vertreten sein (vgl. Buday 1955; Jandová 1959; Liventhal 1953; Pischwanova 1960; Cicha 1961; Serova 1965). Das gilt vor allem für die berippelten Formen aus dem Kreise der *Bulimina striata* Orb., *Bulimina buchiana* Orb. (verschiedentlich benannt), *Bulimina inflata* Seq., *Bulimina mexicana* Cush., weiter die skulpturierten Uvigerinen, wie *Uvigerina asperula* Czjz., *Uvigerina aculeata* Orb. u. a. Darunter sind auch Formen, die auch von Gašparíková (1963) zittiert werden. Daher kann gemäss den derzeitigen Kriterien die stratigraphische Einstufung des Salzhorizontes in die *Spiroplectammina carinata* als bewiesen betrachtet werden.

In einigen neueren Arbeiten (vgl. Slávik 1967) werden von der Lagerstätte Zbudza „schwächere diapirische Erscheinungen" fälschlich (infolge der konstruierten Überhöhung des Lagerstättenprofils) erwähnt. Auf unseren studierten Lagerstätten konnten derartige Deformationen nicht gefunden werden. Sie können auch nicht existieren, da am Anfang der Absetzung der Bolivinen-Buliminenzone im Becken keine wesentlicheren tangentialen Druckerscheinungen vorgekommen sind. Es wurden lediglich unbedeutende Überschiebungen innerhalb der Salzmasse beobachtet (die sog. embrionale Diapirtektonik), die als Folge des sekundären, örtlich wirkenden Tangentialdruckes zu betrachten sind. Dieser Druck wurde durch die seitliche Wirkung der absinkenden Schollen auf beschränkten Räumen hervorgerufen.

Auf der Mächtigkeitskarte der Zone mit *Spiroplectammina carinata* kann man drei verschiedene Verbreitungszonen der salzhaltigen Ablagerungen beobachten:

(a) das Gebiet der Hauptsynklinale, das mehr als eine Hälfte des ganzen Sedimentationsraumes einnimmt. Es dehnt sich im tiefsten Beckenteil aus, der eigentlich die vollkommenste Verbindung mit dem offenen Meer hatte.

Eine ausgiebige Zuführung des Meerwassers mit normaler Salinität konnte die Evaporation und somit die Verdichtung und Absetzung nicht nur des Salzes, sondern auch der gipshaltigen Sedimente verhindern. Ein hypersalines Milieu war allerdings auch da vorhanden, wie die Tatsache beweist, dass die aequivalenten Schichtfolgen unterhalb der Bolivinen-Buliminenzone fossilfrei sind. Da die Gipskristallisation nichteinmal ihr Anfangstadium erreicht hatte, konnte die Salzkonzentration max. 194 g/l betragen.

Die Gesemtmächtigkeit dieser Zone erreicht hier ihr Optimum und beträgt bis zu 500 m.

(b) Das zweite Gebiet ist die etwa 75 km lange und 5 — 10 km breite Flachzone, die parallel mit dem NO gerichteten Meeresufer verläuft. Diese Zone bildet eine eigenartige morphologische Stufe mit mässigeren örtlichen Erhöhungen und Vertiefungen. Gegenüber der Zentralvertiefung ist sie durch einen Beckenabhang begrenzt. Die Mächtigkeit der Zone in diesem verflachten Gebiet beträgt durchschnittlich 200 m.

Praktisch im ganzen Raum der Zone fand in der Endphase der *Spiroplectammina carinata* Zone die Ausscheidung des Gipssteins (Anhydrit?) und Absetzung der salzhaltigen Sedimente stat. Die Gipslagen finden sich in der Regel in den einsetzenden und abschliessenden Lagen des Salzhorizontes (d. h. am Beginn der progressiven Phase und zur Zeit ihrer Degradation). Sie spiegeln die schwankende Konzentration der Salzlösungen ab.

Aber die Änderung der Gipskonzentration ist auch im Lateralprofil zu beobachten. So im Küstengebiet, wo die Salzlösungen durch die Zuflüsse aus dem Festland verdünnt wurden, haben sich günstigere Bedingungen für die gipshaltige Ablagerung geschaffen. Diese mächtigeren Gipslagen in der Randzone sind eigentlich Faziesaequivalente der Salzsedimente im ganzen Vertikalprofil.

Die Mächtigkeit des Salzhorizontes in der verflachten Zone beträgt etwa 20 — 30 m. Dem Beckenzentrum zu zerfällt dieser Horizont in isolierte Lagen und Inseln.

(c) Die Strandlagunen und Golfe im Raume Zbudza—Zálužice bilden die dritte Zone, die jedoch nur unbedeutend ausgedehnt ist. Allerdings erreicht die Salzlagerstätte eben in dieser Zone die höchste Mächtigkeit und optimale Mannigfaltigkeit.

Ein typisches Beispiel liefert uns die Lagune bei Zbudza (nahe der Stadt Michalovce). Im Südwesten ist sie durch eine etwa 18 km lange und 2—3 km breite Barriere des Michalovce—Horstes begrenzt, die mit dem Festlandrücken südwestlich Strážske zusammenhängt. Das nordöstliche Strandgebiet, unterhalb der heutigen jungvulkanischen Vihorlat—Massen, ist konvex geformt. Durch einen seichten Kanal bei Zalužice war die Lagune mit dem übrigen Becken verbunden. Der Süsswasserzufluss aus dem Festland in die Lagune fand vom Nordwesten stat. In dieser kleineren Bucht kam es zur ständigen Verdünnung der Salzlösungen und zur Absetzung mächtiger Gipslagen (als lateraler Aequivalente der Salzlagen).

Die Salzlagerstätte in der Lagune ist etwa 11 km lang, 3 — 5 km breit, und max. 220 m mächtig. Die Gesamtmächtigkeit der ganzen *Spiroplectammina carinata Zone* beträgt hier bis 400 m.

In der Lagune wurden zwei quergerichtete Schwellen festgestellt, welche sie in drei kleinere Sedimentationsräume teilen. Der kleinste von ihnen lag im Nordwesten, der mittlere war flächenmässig grösser. Der dritte Teilraum im Südosten bei Zalužice mag

etwa gleich gross gewesen sein, wie der mittlere. Die Querschwellen haben den Charakter der Sedimentation auf der Lagerstätte stark beeinflusst; sie gliedert sich in eine Doppellinse von Zbudza im Nordwesten und die Linse von Zalužice im Südosten. In der Querrichtung erscheint die Lagerstätte als eine einfache Linse. Im Vertikalprofil sind zwei Maximen der Salzablagerung zu verzeichnen; dazwischen mit einer salzhaltigen Pelitlage. Der untere und obere Rand der Salzlage ist von Gipssteinlagen gesäumt.

Die Entstehung und weitere Ausbildung der Lagerstätte in der Lagune wurde ausschliesslich durch die subsidente Tektonik (mehr in der Radialrichtung als in der karpatischen Richtung) beeinflusst. Die synsedimentärten Absinkungen während der Lagerstättenbildung wurden später von den subsidenten Bewegungen am SW und NO Rand abgelöst. Das Ergebnis dieser Bewegungen, die mit längeren oder kürzeren Unterbrechungen bis ins Pliozän gedauert haben, war die Bildung des Zbudza—Zalužice—Horstes und einer antiklinalen Struktur bei Zbudza. Die letztere bildet eigentlich durch ihre Form eine Inversion zum ursprünglichen NW Teil der lagunären Synklinale.

Im Laufe der drei mittelmiozänen Entwicklungsperioden, die durch die Anwesenheit der chemischen Ablagerungen (Karpatien, d. h. Oberhelvet s. s., Unter- und Obertorton) hat das ostslowakische neogene Becken eigentlich zwei Entwicklungsetappen der karpatischen Becken durchgemacht (vgl. Buday 1962), die in zwei Entwicklungsphasen der Zentralparatethys (im Sinne von Seneš 1966) fallen: der Mesoparatethys und Neoparatethys.

Geologické práce, Správy 50. Bratislava 1969

JOSEF JANÁČEK

NOVÉ STRATIGRAFICKÉ POZNATKY O PLIOCENNÍ A PLEISTOCENNÍ VÝPLNI CENTRÁLNÍ ČÁSTI PODUNAJSKÉ NÍŽINY

Abstrakt. Nové poznatky ve stratigrafii sedimentární výplně centrální části Podunajské nížiny se týkají hlavně nejvyššího pliocénu a pleistocénu. V pontu (svrchním panonu), nad pestrou serií (zóna G — H) byla vyčleněna „svrchní uhelná série", typicky a v mocnosti 230 m vyvinuta v nejhlubší části pánve. Výše se uložila až 300 m mocná série písků, drobných, převážně křemitých štěrků, s polohami vápnitých jílů, patřící patrně nejvyššímu pliocénu. Nad ní následují 300 m mocné, rezavě hnědé, často velmi hrubé polymiktní štěrky, s výraznou diskordancí. Jsou to pleistocenní dunajské štěrky. Stratigrafická interpretace uvedených sérií a stanovení jejich rozhraní sa dokladá mikropaleontologicky, palynologicky, sedimentárně-petrograficky a regionální korelací se sousedními oblastmi.

Úvod

Území toku Dunaje, zkoumané pro potřeby výstavby vodního díla, tvoří zhruba třetinu našeho dunajského úseku. Je to pruh na obou březích řeky, od Šamořína až po Kližskou Nemou a od Rajky až po Gönyü na území MLR v délce téměř 50 km a šířce 4—5 km. Kromě toho byla zpracována přilehlá území na SZ až po Rusovce a užší oblast Komárna, hlavně podle písemné a grafické dokumentace. Ve vlastním zájmovém území byl geologický výzkum proveden vrtní sondáží do hl. 200 — 650 m, podle lokálních poměrů hloubky levantských, resp. pontských uloženin a doplněn geoelektrickým měřením na úseku Vojka — Gabčíkovo a v oblasti vysoké kry u Kližské Němé. Dodatečně byl proveden orientační výzkum reflexně-seismický s magnetickým záznamem, a to v oblasti Vojka. Kromě toho se zde pro potřeby výzkumu tektoniky území zhodnotily starší mělké vrtby (do hloubky 70 — 120 m). Předkládané závěry a úvahy se opírají o výsledky vrteb na československé i maďarské straně. Na řešení problémů úkolu „Výzkum tektoniky oblasti vodního díla Dunaj" se podíleli další naši i maďarští pracovníci: sedimentární

petrografií kvartéru i pliocénu se zabývala D. Minaříková; mikrofaunou E. Brestenská a R. Nyirö, problémy palynologické řešila E. Planderová a H. Lörincz. O některých stratigrafických problémech, zvláště o otázce hranice kvarter-pliocén sme konzultovali s A. Rónaiem, H. Küpperem, J. Finkem, W. Klausem a M. Luknišem. Cenné připomínky ke stratigrafické interpretaci souvrství podali K. Urban a M. Dlabač.

Nástin stratigrafie oblasti a poznámky k dosud vykonaným pracím a studiím*

Starý, předneogenní podklad území tvoří na SZ, podle Budaye—Špičky (1964) granitoidy a krystalinikum Malých Karpat, včetně přeměněných sérií paleozoika (silur-devon) a v JV části pak patrně krystalinika neznámého složení a tektonické příslušnosti. Mesozoikum maďarského Středohoří na studované území patrně nezasahuje. Končí přibližně záp. od města Komárna. Hranice paleogenní transgrese lutétu, resp. ypresu na ponořeném mesozoiku Vertése je posunuta ještě dále k východu, více než 20 km od města.

Neogenní výplň pánve má největší mocnost u Gabčíkova, asi přes 5 000 m. Směrem k SZ, vcelku dosti rovnoměrně podloží stoupá a mocnost výplně ubývá až k Hanuliakovu (asi na 3 000 m). Dále pak k Bratislavě ubývá mocnosti výplně rychle, co má příčinu nejen ve vlastním vykliňování souvrství na svahu sedimentační pánve, ale hlavně ve stupňovité, kerné stavbě tohoto okrajového pásma.

V neogenní výplni mají převahu sedimenty pliocénu, panon, pont, levant, neboť hlavní období vývoje Podunajské pánve, s výjimkou trnavské prohlubně, počíná pliocénem. Sarmat je patrně přítomen v úplném stratigrafickém vývoji, jak jej poznáme z vnitroalpské pánve vídeňské; nicméně jeho mocnost bude značně redukována. Podle hlubinné vrtby Komárno 1 a dalších vrtů můžeme stejný předpoklad vyslovit o spodním tortonu (lanzendorfské sérii) a svrchním tortonu (torton s. s.). Burdigal ani karpat nebyl v centrální části pánve zjištěn. Jejich výskyt se omezuje na trnavskou prohlubeň.

Sedimenty lanzendorfské série se ukládaly ještě v prohlubni V—Z směru, s největší mocností východně od N. Zámků. V dunajské oblasti pánve udává Dlabač — Adam (1966) mocnost série asi 100 — 500 m; na výzkumném území pravděpodobně asi 150 m.

Tortonská záplava se rozšiřuje k SZ až po Bratislavu, kde východně od města má již mocnost asi 800 m. Podstatné rozšíření pánve se jeví k SV. Zde v trnavské prohlubni dosahuje torton mocnosti až 3 000 m. Podle Dlabače a kol. (1961) má tu zóna aglutinujících foramanifer 1 750 m, zóna bolivino-buli-

* Uvádějí se toliko práce mající přímý vztah k řešenému úkolu. Z prací regionálního charakteru se diskuse dotýká jen nejvýznamnějších.

minová 700 m a rotaliová 300 m mocnost. Vertikální rozsah je přirozeně z různých vývojových příčin v pánvi měnlivý; zvláště k J je redukován.

Sarmat zaplavuje přibližně celou tortonskou pánev. Jeho spodní hranice je většinou ostrá (Dlabač 1961), zvláště při okraji, kde transgreduje místy na starší podklad. Uvnitř pánve se sarmat patrně plynule vyvíjí z podložního svrchního tortonu (Pokorný 1946). Jsou zde zastoupena všechna 3 mikrofaunistická pásma (Grill 1943). Z hlediska východoevropského členění odpovídá zde zastoupený sarmat převážně volhynu; jen větší část nejvyšší zóny s *Nonion granosum* lze paralelisovat s bessarabem (Papp 1949, 1956). Mocnost sarmatu je zde 100 — 400 m (Buday, 1962).

Pliocén je nejmocnějším souvrstvím nejen zde, ale i v celé pánvi — až 2 800 m. Na spodu, zvláště v Maďarsku, ještě vyznívá slabě brakická sedimentace, výše je již sladkovodní. Je tu zastoupena panonem (více než 1 000 m, v oblasti Komárna 820 m), pontem (1 200 — 1 500 m; u Komárna 210 m) a nejvyšším pliocénem — levantem (?), mocným max. 300 m.

V panonu je možno podle Pappa (1963) rozlišit mikrofaunistické zony B — F. Vývoj souvrství není jednotný v celé pánvi. Transgresivní pont je naproti tomu vývojově značně jednotný. Převládají v něm pestré jíly, méně vápnité jíly, hnědě a žlutohnědě skvrnité. Písky jsou řídké a netvoří průběžné obzory. Silnou písčitost lze pozorovat při basi, hlavně při okraji. Štěrkový vývoj formace s pestrými jíly je znám ze severní části pánve. Popsané souvrství, které je známé z dosavadních prací jako „pestrá série", může dosahovat v centrálních oblastech pánve až 1 300 m. Toliko v centrální části pánve se uložilo další vyšší, dosud zde nepopisované nejmladší souvrství, uhelná série (svrchní) (Janáček 1966, 1967). Charakteristika tohto souvrství, stejně jako nadložních levantských (?), 300 m mocných „kolárovských vrstev" a konečně i nejsvrchnějších „pleistocenních štěrků", rovněž 300 m mocných je předmětem této práce.

Předchozí terenní výzkum ve vlastní studované oblasti se prováděl zhruba 14 let, avšak týkal se výlučně problémů stavebně — geologických a hydrogeologických. Výzkumné práce sa konaly předně na úseku projektovaného vodního díla Wolfstal—Karlova Ves (Myslil—Jakubec + kol., 1956), dále pro projekt vodního díla pod Bratislavou (Matula 1957). Hlavní úsilí dlouhodobého výzkumu se soustředilo na rozsáhlé území mezi Vojkou—Gabčikovem—Palkovičovem—Kližskou Nemou—Komárnem—Nagymarosem. S výjimkou mapovacích prací Šlahora (1957, 1958) nebyly při inženýrsko-geologických a hydrogeologických výzkumech řešeny otázky stratigrafie. Podrobnější informace o těchto výzkumech podávají Schützner—Srnánek (1964) a Janáček (1967).

Nový geologický výzkum se provedl v užším území centrální dunajské části pánve v létech 1966—1967, a to převážně vyhodnocením vrtních prací, předně z centrální části pánve, ale i ze širší oblasti Komárna (Lunga 1964, 1965, 1966). Jako srovnávací materiály pro sedimentárně-petrografické výzkumy dunajských štěrků sloužily sběry z dunajských teras východně i západně od Vídně a na SZ výběžcích Vertése v Maďarsku.

Kromě šetření geologických se na našem území uskutečnil i podrobný geelektrický výzkum v oblasti projektu derivačního kanálu (Bárta 1965) a u Kližské Němé (Kátlovský, 1966). Spolu s dodatečně provedeným orientačním výzkumem seismickým, východně od Šamorína, bylo jeho úkolem doplnit informace o tektonice území; 3 příčné, SV reflexněseismické profily mezi osadami Rohovce a Horný Bar nepřinesly výsledky upotřebitelné pro řešení podrobné struktúry. S použitím starých seismických měření (Dlabač—Adam 1959) byly sestrojeny 2 strukturní mapy na dva fiktivní obzory v panonu, strukturní mapa na hranici panon-sarmat a mapa na rozhraní sarmat-torton.

Zlomy SV směru, ktoré byly ve spracování z r. 1959 interpretované, nemohly být novým měřením identifikované, patrně v důsledku té skutečnosti, že nebyl odměřen spojovací JV profil.

Stratigrafická zjištění

Na území ČSSR i MLR byly v dunajské oblasti od Šamorína až po Kližskou Nemou studované toliko nejmladší sedimenty pánevní výplně, a to kvarteru a nejvyššího pliocénu. Rozšířením zpracované oblasti až po Komárno se získala orientační data o hlubších souvrstvích pliocénu a miocénu. Poněvadž však s výzkumním programem přímo nesouvisejí, uvádějí se toliko v poznámkách.

Lanzendorfská série — lagenidová zóna (spodní torton) byla nejnověji navrtána koncem r. 1966 na hlubinné výzkumné vrtbě Komárno 1. Podle Pagáče (1966) zjistila vrtba tento profil: — 211,0 m pestré souvrství — pont; — 401,0 m zóna F; — 528,0 m zóna E panon s. s.; — 750,0 m zóna D; — 1030,0 m zóna C + B; — 1141,0 m lanzendorfská série; — (1224,0 m) slínité vápence — trias.

Lanzendorfská série je tu přítomna buď v rudimentárním okrajovém vývoji, nebo je její mocnost redukována některým zlomem okrajového systému. Tvoří ji šedé až zelenavěšedé, slabě jemně písčité, vápnité jíly s vložkami pevných vápnitých pískovců. Pelity obsahují typickou mořskou mikrofaunu lagenid lanzendorfského typu. Podle mapy mocnosti (Dlabač—Adam 1969) mezi Šamorínem a Kližskou Nemou dosahuje mocnost 300 — 500 m. Je pravděpodobné, že zde se již uplatňuje toliko vývoj pelitický.

Torton (svrchní torton) byl zjištěn rovněž v oblasti Komárna (vrty Iža 68, 69). Podle Lungy (1965) je to rudimentární souvrství světlešedých, zelenavěšedých až šedých vápnitých jílů s proměnlivou písčitostí a s polohami slínitých písků. V souvrství se zjistila tortonská společenstva zony aglutinujících foraminifer. U Gabčíkova může toto souvrství spodní zóny dosahovat 100—200 m mocnosti (Dlabač—Adam 1966). Sedimenty vyšších zon tortonu, bulimino-bolivinové ani rotaliové nebyly ani v širším výzkumném území vrty zastiženy. Není však pochyb o jejich přítomnosti.

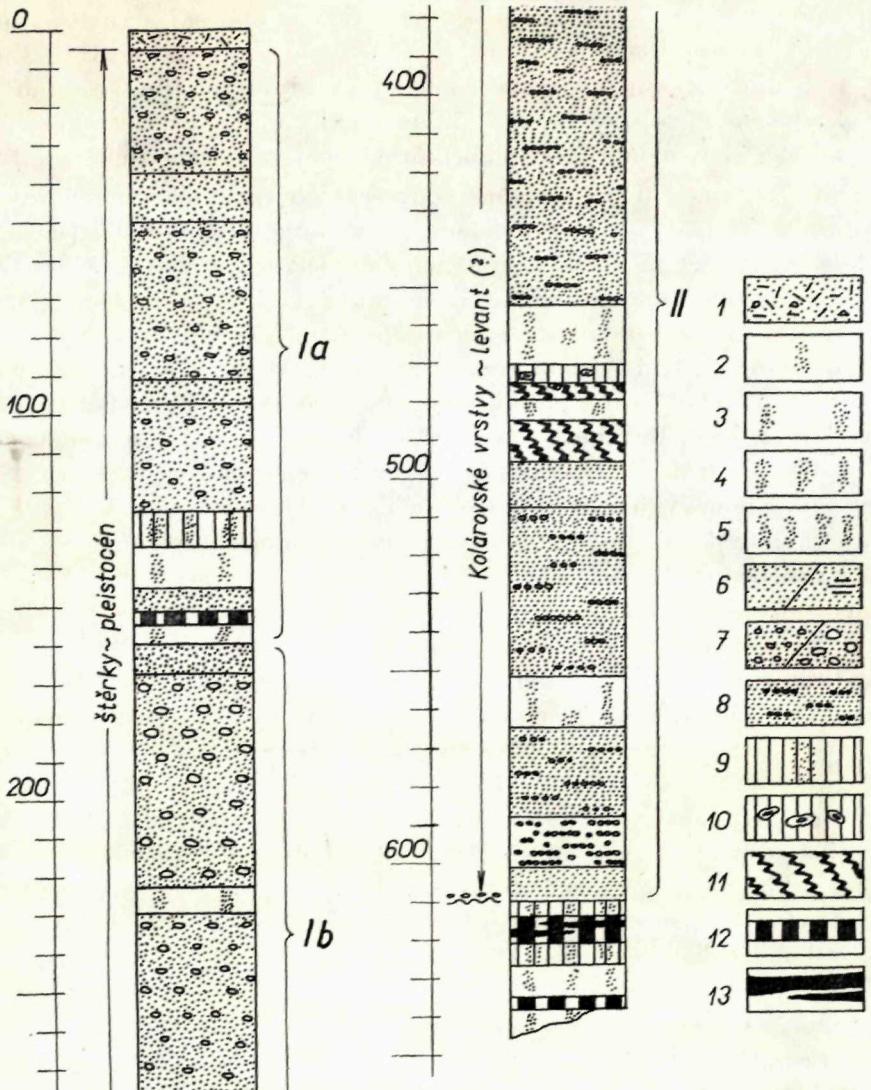
Sarmat. Souvrství sarmatu je zde rovněž skryto ve značné hlubce. Na

jeho přítomnost lze usuzovat z mapy mocnosti a rozšíření sarmatu v pánvi (Dlabač—Adam 1969). Asi 5 km východně od obce Vojnice uvádí Lunga (1965) z podloží panonu 100 m mocný komplex vápnitých jílů, ve velmi písčitém okrajovém vývoji, se sladkovodními měkkýši, jehož sarmatský věk nevylučuje. Ve zkoumané oblasti gabčíkovské mocnost sarmatu je asi 100 m.

Panon (s. s.). Ani nejspodnější souvrství pliocénu nemohlo byt v nejhlubší centrální části pánve zkoumáno. Je popsané toliko z oblasti komárenské, kde se nalézá v hloubkách, dosažitelných mělkými vrtbami. Celková mocnost panonu na hlubinné vrtbě Komárno 1 činí 820 m. Tato mocnost při okraji může být krácena zlomem. Proto na zkoumaném území, v oblasti gabčíkovské, bude panon značně mocnější. Panon transgreduje na své stratigrafické podloží, příp. blíže k okraji na série starší. U Komárna spočívá již na lagenidovém tortonu. Ve vlastní studované oblasti je pravděpodobně jeho podložím sarmat. U Komárna a patrně i ve střední části pánve, kde je zakryt, je panon vyvinut v nepestré facii. Ve svrchních zonách F a E převládají vápnité jíly světlezelenošedé a světlošedé, převážně silně jemně písčité, zvláště při spodu zóny E. Uhelný vývoj ani uhelná pigmentace v zóně F nebyla pozorována. Spodní zóny D, C a B jsou tvořeny monotonními zelenavěšedými až šedými, slabě jemně písčitými vápnitými jíly, které na rozdíl od nadložních zón jsou výrazem klidnější sedimentace v hlubší sladkovodní pánvi. Rozdíl v lithologii je dobře patrný i v elektrokarotážním diagramu, na křivce vlastních potenciálů (porosity), takže zde mohl být použit jako dobrý korelační obzor.

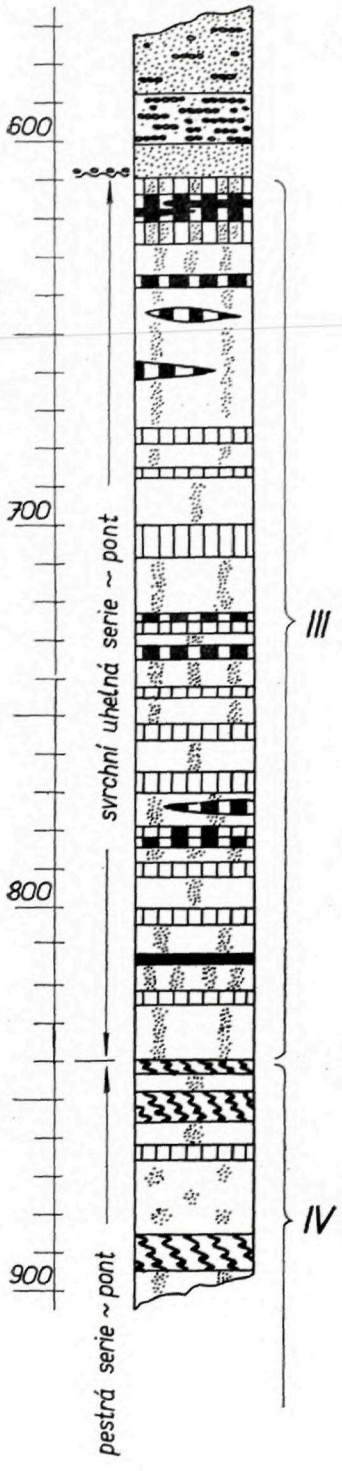
Mikropaleontologicky lze ve smyslu Pappa (1963) rozčlenit panon na zónu F (uhelná série spodní), zónu E, D a C + B. Faunistickou charakteristiku panonu z oblasti komárenské uvádí Lunga (1964, 1965, 1966). V zoně F s množstvím drobné uhelné drti, pyritu, byla nalezena místy hojná makrofauna v lumachelle: *Planorbis* sp., *Monacha* sp. a j., zástupci rodů *Bythynia, Goniodiscus, Helicigona, Clupea* a j. Ve spodních polohách obzoru se objevují místy řídké úlomky mlže *Congeria neumayeri* Andr. Z mikrofauny jsou přítomné vzácně *Candoniella* sp. II. Pok., *Candona devexa* Kauf., osteokoly a oogonie řas. Ze zony D byla určena makrofauna: *Limnocardium conjugens* (Partsch), *L. brunnense* (Hoern.), *L. vutskici* Brus., *Congeria neumayeri* Andr., *C. partschi* Czjz. Společenstva makrofauny zony C jsou: *Congeria Partschi* Czjz., *Limnocardium brunense* (Hoern.), *L. conjugens* (Partsch), *Congeria neumayeri* Andr. Z mikrofauny je najhojnější: *Cyprideis macrostigma macrostigma* Kol., *Pontoniella accuminate striate* Mand. a j.

Pont (svrchní panon) byl zde již vrty přímo zkoumán, a to jeho vyšší část. Na povrch, resp. pod holocén však ani tyto sedimenty v centrální části nevystupují. Na podkladě studia vrtních profilů v širší oblasti ve směru ke



Obr. 1. Profil pleistocénem a nejmladším pliocénem střední části Podunajské pánve (sestavil J. Janáček 1966).

1 — hlína, písek, 2 — vápnitý jíl, slabě písčitý, 3 — vápnitý jíl písčitý, 4 — vápnitý jíl silně písčitý, 5 — vápnitý jíl velmi silně písčitý, 6 — písek, 7 — písek a štěrk (rezavě hnědý, polymiktní), 8 — písek a štěrčík (šedý, převážně křemitý), 9 — jíl slabě písčitý (šedý, zelenošedý), 10 — jíl



s vápnitými konkrecemi, 11 — jíl pestrý, 12 — jíl uhelný, 13 — lignit.

Ia — převládají štěrky středně zrnité až hrubozrnné, s písčitou příměsí, žlutohnědé, rezavěhnědé a hnědožluté; řídčeji písky jemné, světle šedožluté.
Složení valounů a zrn: křemen, křemenec světlý s rezavými povlaky (70—80%), silicity hnědé, okrové a šedé, vzácně radiolarity, vápence, dolomit, vápence krystalické, krystalické břidlice, pískovce, granity, pegmatity.
Řídce až vzácně (čočky): jíly zelenošedé, šedozelené, šedé, tmavě šedé, jíly uhelné a jíly pestré.

Ib — dtto, krystalické břídlice a granitové horniny nejsou prakticky přítomny.

II — převládají: hrubé písky, štěrčíky, a řídce drobné štěrky. Řídké polohy: zelenavěšedé vápnité jíly a poloha pestrého jílu.
Složení valounů a zrn: bílý žilný křemen a světly křemenec (80 i více procent), černé a šedé silicity.
Vzácně: světlé pískovce, křemenné slídnaté pískovce glaukonitické, ruly a amfibolity.

III — přibližně rovnoměrně zastoupené: vápnité jíly písčité, světle šedé, zelenavěšedé, šedé a uhelné.
Méně hojné: lignity. Nepřítomné písky.

IV — hojné: vápnité jíly světlešedé a zelenavěšedé, jemně písčité, pestré jíly. Méně hojné: zelenošedé jíly.

Komárnu lze podat příspěvek ke stratigrafii souvrství pontu. Maximální mocnost celého souvrství je až 1 500 m, neboť mimo ústřední hlubinu na vrtbě Kolárovo 1 je pont mocný 1 300 m (Seneš & kol. 1962). Souvrství pontu je možno delit na *spodní pestrou sérii* a *svrchní uhelnou sérii*. Tato uhelná sedimentace představuje vyšší, mladší uhelný vývoj v pliocénu, zatím co starší proběhl ke konci panonu (zóna F). Litoligickým vývojem rozdílná pestrá a uhelná (svrchní) série představují jediný sedimentační cyklus. Poněvadž pontská uhelná série se omezuje na nejhlubší, centralní část pánve, dále směrem k okraji, na pestré sérii transgresivně leží mladší souvrství levantu — kolárovské vrstvy (Dlabač 1959). Jejich stratigraficky ekvivalent „gabčíkovské písky" transgreduje ve střední části basénu na svrchní uhelnou sérii.

Tak jako v ostatních pánvích spočívá pestrá pontská série na panonu, resp. při okraji na starším podkladu diskordantně a transgresívně. Tento styk dokumentuje až 60 m mocné bazální souvrství silně písčitých vápnitých jílů, s obzory písků, někdy i 20 m mocnými.

Na vlastním výzkumném území byla pestrá série převrtaná jen v nejsvrchnější části profilu, v mocnosti 60 m, na vysoké kře u obce Pálkovičova (vrt OV—11). Jedná se o stejné sedimenty jako v oblasti komárenské (Lunga 1964, 1965, 1966). Převládají v ní světlezelenošedé vápnité jíly a jíly se žlutavě až žlutohnědou méně, často rezavěhnědou a červenohnědou skvrnitostí. Vápnité jíly bez skvrnitosti, základních barevných odstínů světlezelenošedých a světlešedých, jsou již méně hojné.

Jíly zelenošedé se uložily jen řídce. Vápnité jíly tvoří vrstevní oddíly často i přes 25 m mocné, zatím co jíly pestré či nepestré jsou přítomné pouze ve vrstvách a polohách 1 až 3 m mocných. Mocnosti větší jsou ojedinělé. Vápnité jíly jsou proměnné písčitostí. Poměrně dost hojná až převládající je jemná písčitá příměs.

V pestré sérii se uložily též řídce písky, často slínité, řídčeji jílovité. Hojnější a mocnější písky, přecházející až do velmi silně písčitých, vápnitých jílů, jsou přítomny při podloží pestré série. Na spodu je vyvinut přes 20 m mocný bazální písek (Lunga, 1964).

Mocnost pestré série v oblasti gabčíkovsko-komárenské je 520 m. Tato mocnost však není zajisté úplná, neboť výzkumné oblasti gabčíkovská a komárenská nebyly vrtbami propojeny.

Přítomná fauna je sladkovodní, velmi chudá, místy je souvrství až sterilní. Z makrofauny byly nalezeny řídké úlomky sladkovodních měkkýšů z druhů: *Planorbis, Unio, Hydrobia, Strobilops, Trichia, Bythinia* a velmi vzácně oogonia řas. Z ostracod je rovněž velmi vzácně zastoupená: *Cyclocypris* sp., *Candoniella* sp. II. Pok., *Cypria* sp., *Candona*, sp., *Limnocytherea* sp., *Cyprinotus* sp., *Ilyocypris* sp.

Uhelnou sérii tvoří v centrální oblasti pánve max. 230 m mocné souvrství vápnitých písčitých jílů s vložkami jílů a uhelných jílů. Uhelná série pontu je novým souvsrtvím v Podunajské nížině (Janáček 1967), omezena na centrální část pánve, kde spočívá konkordantně na pestré sérii, z níž se vyvijí,

Na ostatním území spočívá na pestré sérii transgresívně nejmladší pliocén (levant), pokud je tu přítomen. Paleogeograficky tu uhelná série dokumentuje regresivní období pontské sedimentace, charakterizované proti pestré sérii dalším změlčením pánve a rozvojem pobřežní vegetace.

Souvrství uhelné série je v převážné části profilu budované vápnitými jíly zelenavěšedými. Jsou pravidelně jemně písčité, jen zřídka slabě jemně písčité. Silná písčitost byla pozorována jen sporadicky. Vápnité jíly jsou v celém profilu série proloženy vrstvami, vložkami i proplástky jílů zelenošedých, šedých až tmavošedých, černohnědých a černých, uhelných. Uhelná hmota tvoří buď pigment nebo drť, resp. tenké proplástky a vložky. Samostatné vrstvy dřevitého lignitu byly též zjištěny.

Jíly tvoří většinou 1 — 3 m, řídčeji přes 3 m mocné vrstvy, vzácně i přes 10 m hlavně na svrchní třetině souvrství. Tmavošedé, černé uhelné jíly s lignity tvoří velmi značnou část, takže uhelná série pontu má jako celek typický vývoj. Zdá se, že na kratší vzdálenost jsou obzory uhelných jílů natolik stále že jsou korelovatelné. To platí předně o vyšších třech uhelných jílech na svrchní polovině souvrství. Zvláště charakteristickým je prvý uhelný obzor, prům. 5 m mocný, při nadloží série.

Stratigrafická příslušnost uhelné série k pontu byla prokázána mikrofaunisticky. Brestenská (1966) zjistila v uhelné sérii u Palkovičova (vrt OV 11, hl. 400 m) *Cyprideis cf. seminulum* (Reuss), která je pro pont typickou formou.

Na maďarské straně nalezená chudá mikrofauna pod basí dunajských štěrků může určovat příslušnost série toliko k nejvyšší části „svrchního pestrého panonu". Nyirö (1966) ve střední skleslé kře na pravém břehu Dunaje, J a JV od Vojky zjistila: úlomky gastropodů a mlžů, *Candona paralella*, *Candona* sp., *Cyprideis* sp., šupiny ryb, zuby ryb, oogonia řas. U osady Vojka (vrtba VOK—2) prokázala Planderová (1966) analysou řady spekter pelových zrn a spor z hl. 341,0—449,50 m příslušnost série k nejvyššímu pontu. Společenstva flory charakterizuje Planderová jako močálovitý typ *Taxodiaceae—Nyssaceae — Alnus* v nížině s okrajem pobřežního mesofytního, smíšeného jehličnatého—listnatého lesa typu *Castanea—Quercus—Pinus*. Mezi oběma byl pás vlhkomilného křovinatého porostu *Carga—Nynicaceae*. Přítomná suchomilnější flora horských svahů je typu *Abies—Cedrus—Sabal—Ephedra*. Obdobná zjištění jsou z oblasti Palkovičova (hlubší část vrtu OV — 11).

Důležité jsou stratigrafické závěry podle palynologických analýs z oblasti pravého břehu Dunaje (Lőrincz 1967). Bohatá spektra z vrtby 4 540 (hl. 263,0 — 288,0 m) sev. od Györu byla zařazena do vyššího pontu.

Vyšší pliocén — levant (?) — kolárovské vrstvy, je zastoupen max. 300 m mocným souvrstvím písků s obzory většinou drobných štěrků s řídkými, zato však značně mocnými polohami vápnitých jílů s jíly. Drobnozrnné štěrky a přítomnost obzorů pelitů je charakteristickým znakem této série, kterým se odlišuje od okrajového vývoje, zastoupeného převážně hrubými štěrky a střednězrnitými písky (Buday 1957, 1959; Mořkovský 1960).

Dokud nebyla tato série bezpečně jako samostatný celek vyčleněna a nebyla prokázána její pozice v převrtaném profilu, byla označena jako „regresivní písky" nejvyššího pontu (Janáček 1966/a, 1966/b), později jako „gabčíkovské písky". Janáček (1967) předpokládal možnost jejich uložení v nejvyšším pontu. V závěru výzkumných prací hlavně na podkladě srovnání se sousedním územím rakouským a maďarským autor připouští jejich uložení ve vyšším pliocénu, levantu (?). Pak lze gabčíkovské písky stratigraficky srovnat s „kolárovskými vrstvami" (Dlabač 1960), jejichž charakteristiku podal Buday (1967).

Otázku přítomnosti ekvivalentů kolárovských vrstev na sousedním území Maďarska, kterou diskutuje Buday & kol. (1962), možno podle nových výzkumů zodpovědět kladně. Byl prokázán ekvivalentní vývoj na sousedním, paralelně zkoumaném území Maďarska. Prokázalo sa, že souvrství kolárovských vrstev transgreduje zde na podložní svrchní uhelnou sérii pontu. Z řezů a strukturních map vyplývá, že na ní spočívá s mírnou diskordancí. Naproti tomu diskordance pleistocenních štěrku v nadloží je velmi zřetelná. Kromě toho je zvýrazněna i sedimentárně—petrograficky. Fauna nebyla v kolárských vrstvách novými pracemi na zkoumaném území nalezena, což lze vysvětlit hlavně technikou vrtání. Závažné je však zařazení poměrně bohatých pelových jader z vrtby 4 502 v osadě Asvanyráro naproti Gabčíkova. Jádro je z jílové polohy v kolárovských vrstvách a jeho spektrum je charakteristické pro nejmladší pliocén (Lörincz, 1967).

Na výzkumném území, v centrální části pánve se jeví litologická skladba souvrství kolárovských vrstev takto: Hlavní složkou souvrství jsou písky. Na rozdíl od jemných písků a jemné písčité složky v dunajských kvarterních štěrcích převládají zde písky střednězrnité až hrubé s přechody do štěrčíků. Pískové souvrství obsahuje polohově vrstvy štěrků, většinou drobnozrnné, nejvýše střednězrnité. Hrubé štěrky v tomto souvrství nalezeny nebyly. Polohy vápnitých jílů s jíly jsou pro toto souvrství velmi charakteristické. Nejvýznamnější je obzor pestrého jílu přibližně v polovině souvrství. Lze jej dobře sledovat na vzdálenost více než 30 km; byl proto použit jako korelační obzor pro konstrukci strukturní mapy levantu.

Pro stratigrafické zařazení kolárovských vrstev do pontu nemáme zde žádné přesvědčující doklady paleontologické. Řada závažných kritérií a faktorů však mluví pro podporu uvedeného názoru o levantském stáří této série:

(a) Souvrství gabčíkovských písků leží s mírnou diskordancí a transgresívně na pelickém souvrství, jehož příslušnost k pontu prokázala u nás Brestenská (1966) a Planderová (1966), v Maďarsku Nyirö (1967) a Lörincz (1967). Zatím co litologická rozdílnost transgresivních kolárovských vrstev proti pelitickému podloží nejvyššího pontu je zřetelná, byl původně vysloven názor o konkordantním styku obou sérií (Janáček 1967). Podrobným přehodnocením podkladů je však možno interpretovat mírnou diskordanci souvrství.

(b) Od nadložních pleistocenních štěrků jsou kolárovske vrstvy odděleny zřetelnou diskordancí. Před transgresí levantu podlehly jejich písky různě intensívnímu odnosu, takže jejich mocnosti na každé z vrteb jsou různé. Kde jsou písky zcela denudované, transgredují pleistocenní štěrky přímo na pelitický podklad (uhelnou sérii), na př. na vysoké kře u Vojky.

(c) Diskordance a transgrese pleistocenních štěrků je vyznačena i změnou v materiálovém složení písků, která je odrazem změny ve snosných oblastech.

(d) Zbarvení štěrků a písků je na celém území šedé až zelenavěšedé, nápadně odlišné od rezavěhnědého zbarvení dunajských štěrků. Šedé zbarvení je způsobeno předně téměř stejnorodou skladbou štěrků s dvěma hlavními složkami, které tvoří 80 % i více valounů a zrn (Minaříková 1966): žilný křemen a bílý, nebo jen velmi slabě nažloutlý křemenec.

(e) Obzory jílů v komplexu kolárovských vrstev jsou faciálně velmi stálé, což je velmi důležitým znakem pánevního vývoje, který zde ještě v levantu existoval. Naproti tomu čočky jílů v nadložních pleistocenních štěrcích jsou faciálně nestabilní útvary a stratigraficky zcela bez významu. Je to typický znak variabilní limnicko-fluviatilní a fluviatilní sedimentace.

Druhým faktorem je příp. slínitá příměs v píscích, šedých nebo zelenavěšedých. Kromě křemene a křemence jsou ve zbytku přítomny silicity, avšak vždy odlišného typu než v komplexu pleistocenních štěrků. Jsou převážně šedé a černé, jen velmi sporadicky hnědé. Dále jsou přítomné světlé křemenné pískovce, polymiktní, jemnozrnné slídnaté pískovce a ojediněle též pískovce glaukonitické. Z krystalických hornin jsou to narůžovělé muskovitické ruly a dále amfibolity.

Štěrk a písek je sporadicky zpevněný ve vápnitý konglomerát nebo pískovec. Tak na př. na vrtbě 4 500 (Tejfalusziget) v Maďarsku byl zjištěn střednězrnitý, vápnitý, pevný slepenec v hloubce 234 — 273 m. Zjištěná mocnost je ojedinělá na celém území. V písčité složce převládá žilný křemen. Jen malou příměs tvoří úlomky hornin přítomných ve složce štěrkové. Stejné materiálové složení mají písky v pelitickém podloží (uhelná série) a dokumentují tak úzký vztah, resp. společné snosné oblasti v pontu, příp. resedimentaci.

Vápnité jíly a jíly jsou na zkoumaném území vyvinuty v polohách 10 — 40 m, zatím co jíly tvoří v nich proplástky, vložky a polohy o běžné mocnosti 1 — 3 m zřídka až 10 m. Vápnité jíly jsou převážně světlošedé až šedé a světlezelenošedé. Jen místy, hlavně při nadloží se objevuje hnědá, poměrně málo intensivní skvrnitost. Pestré vápnité jíly, jasných odstínů barev, jsou velmi málo mocné a velmi řídké. Vápnité jíly bývají téměř pravidelně jemně písčité, místy až silně jemně písčité a mohou faciálně přecházet do slínitých písků až písků prostých.

Zvláště dvě polohy těchto pelitů jsou faciálně velmi stálé: je to 10 — 40 m mocný obzor ve střední části a ve spodní třetině písčitého komplexu. Ve středním obzoru se uložila vrstva zelenavěšedého, místy světlešedého jílu hnědě skvrnitého, jílu, který se vyznačuje faciální stálostí, a to i v případě, kdy vápnitý jíl se redukuje. Jak již bylo uvedeno, byl zastižen na celém výzkumném území, t. j. v délce přes 30 km a byl proto použit jako vůdčí obzor.*

* Podrobné zhodnocení sedimentárně-petrografické podává Minaříková (1966).

Ve výzkumné oblasti, na levém i pravém břehu Dunaje, je to max. 310 m mocné souvrství štěrků s písky, písků se štěrkem, méně písků prostých s čočkami a menšími polohami vápnitých jílů a jílů. Stratigrafické začlenění štěrků se uvádí podle současně přijímaných kritérií (Dlabač 1960), hlavně sedimentárně—petrografických (paleontologických i palynologických dokladů o stáří souvrství zde postrádáme). Toto hodnocení však v době zpracování postrádala nejdůležitejší oporu, t. j. co nejúplnější srovnávací materiál z dunajských teras v blízkém i vzdálenějším okolí. Teprve v závěru prací na jaře 1967 se uskutečnil odběr vzorků z pleistocenních teras Dunaje na pravém břehu. Jsou proto stratigrafická zjištění v souvrství dunajských štěrků prozatím orientační; týká se to předně přítomnosti všech stupňů pleistocénu.

Vizuálním pozorováním a rozborem byl v hloubce 150 m na všech vrtbách zjištěn *rozdíl v opracovanosti pískových zrn*, která však s hranicí holocén-pleistocén nesouhlasí.

V komplexu pleistocenních štěrků jsou patrně zastoupeny písčitoštěrkové sedimenty mladého, středního a starého pleistocénu. Velká mocnost štěrků připouští možnost přítomnosti nejen würmu, rissu a mindelu, ale i nejspodnějších členů (günz, donau), které by mohly odpovídat nejvyšším dunajským terasám na Laabergu a u Stamersdorfu v oblasti Vídně (Fink—Majdan 1954; Küpper 1955; Fink 1960). Přesná kritéria však postrádáme, protože srovnávací materiál není zde zcela representativní.

Na podporu stratigrafického postavení souvrství pleistocenních štěrků je možno shrnout tato pozorování:

(a) Štěrky leží zřetelně diskordantně a transgresivně na sladkovodním souvrství nejvyššího pliocénu, v němž je přítomna fauna i flóra a který transgresívně spočívá na faunisticky identifikované sérii panonu (s. s.). Tento sled je prokázán hlbinnými vrty v oblasti Kolárova (Seneš & kol. 1962) a podle Lungy (1964, 1965, 1966) a Pagáče (1966) u Komárna. V centrální části pánve leží diskordantně na souvrství „gabčíkovských písků". Tím se potvrzuje správnost předpokladu Budaye & kol. (1962) o celopánevním diskordantním styku transgresivních dunajských štěrků s podložním vyšším pliocénem, včetně centrální hlubiny. Naproti tomu koncepce o možném pozvolném přechodu mezi pliocénem a pleistocénem (Szádecky—Kardoss 1938) se jeví jako neopodstatněná.

(b) Materiálové složení štěrkových valounů a písčitých zrn pleistocenních štěrků je značně odlišné od štěrků, resp. štěrčíků kolárovských vrstev. Dokumentuje změnu ve snosných oblastech.

(c) Zrnitost pleistocenních štěrků a štěrčíků podložního souvrství kolárov-

ských písků je nápadně rozdílná a v celé oblasti neměnná. Zatím co dunajské štěrky jsou hrubé až velmi hrubé (prům. valounů 6 — 10 cm, ale i 10 — 18 cm), štěrčíky kolárovských vrstev jsou vždy drobné, jen zřídká střednězrnité.

(d) Jako poslední kritérium lze uvést i nápadně rozdílné barvy těchto štěrků a podložních gabčíkovských písků. Štěrky mají charakteristické rezavěhnědé až hnědožluté vybarvení zrn a zvláště valounů, které se odvozuje od limonitických povlaků. Písky kolárovských vrstev jsou šedé až zelenavěšedé. Vzájemný kontrast obou sérií je tak nápadný, že tuto hranici lze vizuálně bez obtíží určit i tam, kde vývoj písků postrádá pelitů, takže rozhraní obou souvrství probíhá uvnitř štěrků. Tato rozdílná zabarvení jsou nepochybně původní; rezavé zbarvení pleistocenních štěrků dokumentuje prooxydované vodní prostředí s mocným prouděním. Naproti tomu vodní prostředí při ukládání písků kolárovských vrstev bylo ještě slabě redukční, klidnější.

Že je rezavěhnědé zbarvení pleistocenních štěrků původní, to dosvědčují dvě fakta. Hloubkový dosah sekundárních oxydačních procesů 300 m není v rovinném terénu možný. Navíc pleistocenní štěrky a podložní písky kolárovských vrstev tvoří jediný, v centru pánve až 600 m mocný hydrogeologický horizont s jednotným vodním režimem. V takovém prostředí není možné, aby probíhaly dva různé chemické procesy vedle sebe.

Zrnitost štěrků.* Nejen na našem území, ale i v širší přilehlé oblasti, jsou pleistocenní štěrky charakteristickými sedimenty. Je to vrstvení středně méně i drobnozrnných, ale i hrubozrnných až velmi hrubých štěrků s písky. Jen zřídka, a to většinou v tenkých vrstvách lze pozorovat stejnozrnnost štěrků. Obvykle obsahují též podíl písku, který je vertikálně i horizontálně proměnlivý (v mezích 5 — 50 %).

Obdobně se uložily písky s příměsí buď roztroušených štěrkových valounů různého zrna, nebo různě hojnou součástí (až do 50 %). Prosté písky jsou většinou střednězrnité a tvoří vrstvy a čočky většinou jen málo mocné. Mocnosti přes 10 m jsou vcelku řídké. Štěrky nejhrubšího zrna jsou ve střední části komplexu; ve svrchní třetině a při podloží hrubosti zrna většinou ubývá. Největší průměr hrubých valounů je 18 — 20 cm.

Opracovanost valounů a zrn. Na podkladě drceného nebo neúplného valounového materiálu jsou získané informace sporé. Přesnější data se získala z vrteb na straně maďarské, kde byly vrty jádrované. Naproti tomu obraz opracovanosti zrn písků je úplnější, neboť jemný a drobný materiál nebyl tak intensívně mechanicky narušen. Do hloubky cca 150 m je opracovanost

* Zrnitost byla rozlišována visuálně přímo na vrtbách. Laboratorní šetření nebylo možno provádět, neboť použitou technologií vrtání byly valouny buď drceny (korunky a dláta), nebo byla písčitá složka vyplavena (ssací vrtání) (viz. Minaříková 1967).

valounů dobrá a odpovídá fluviatilnímu charakteru tohoto intervalu, v němž podstatnou část tvoří patrně štěrky a písky vyššího a středního pleistocénu. Je však zajímavé, že opracovanost zrn písčité složky je slabší (střední). Převládají zrna poloostrohranná, méně je zrn polozaoblených a ostrohranných.

V spodní polovině komplexu (150 — 300 m) jsou zrna písčité složky hůře opracované. Opracovanost valounů štěrků nemohla být určena, protože byly získané pouze v drceném stavu.

Vrstvení nebylo přímo na odkryvech pozorované. Hlubší odkryvy zde nejsou, neboť štěrky jsou permanentně zvodnělé, a to až blízko k povrchu. Jediným místem, kde byly hlouběji odkryty kvarterní štěrky, byla výzkumná jáma pro čerpací velkopokus u Gabčíkova. Zde byl při stálem intenzívním snížení hladiny spodní vody odkryt stěnový profil v prvé etapě do hloubky 5 m. Tu byla zjištěna fluviatilní sedimentace štěrků a písků s obvyklou změnou zrnitosti a usměrněným ukládáním plochých valounů vodním proudem.

V obraceném stratigrafickém sledu bylo vrstvení pleistocenních štěrků a písků Dunaje studováno na vysokém pravém břehu řeky v Rakousku, mezi Hainburgem a Vídní. Štěrky a písky tu jeví charakteristické šikmé a křížové lokální vrstvení. Podobné vrstvení lze očekávat i na našem území.

Příměsi. Hlinitá, hlinito-jílovitá a hlinito-slínitá příměs je zastoupena při povrchu do různé hloubky, prakticky až po hladinu spodní vody. Častěji je vázána na obzory písčité než štěkrové. Hlubší „pohřbené obzory" zahliněných štěrků, resp. samotných fosilních hlín nebyly tu zjištěné.

Jílovitá příměs je poměrně řídká a většinou se váže na obzory písku. Je hnědá až rezavěhnědě zbarvená. Totéž platí pro příměs slínitou, která však je poměrně hojněji zastoupena. Uhličitanem silně obohacené partie v obzorech se slínitou příměsí jsou tu poměrně vzácné. Někdy tvoří konkrecionálně zpevněné útvary v píscích a štěrcích. Tyto vápnité pískovce a slepence mají tvar čoček i nepravidelných tvarů. Bývají značně pevné.

Nejběžnější, i když množstvím ne nejhojnější, je železitá příměs, tvořená hydroxydy železa. Je-li přítomen běžný podíl, tvoří charakteristické rezavé povlaky na valounech a zrnech, zvláště křemenných a křemencových. Ve větším množství, zvláště ve spojení s písčito-jílovitou složkou štěrků, tvoří typické rezavě, rezavěhnědě až červenohnědě vybarvené štěrkové obzory.

Tak jako vápnitá příměs, v místech zvláště obohacených tvoří i železitá příměs součást pojiva mezi zrny za vzniku železitých slepenců a pískovců. Vertikálně byly tyto konkrecionální útvary vázány na interval pohybu hladiny spodní vody. I když v naší výzkumné oblasti nebyly zjištěny, jsou zde zajisté běžné. Železitá příměs ve štěrcích a píscích způsobuje jejich zbarvení.

Ve zbarvení převládají všechny odstíny hydroxydů železa; rezavěhnědé je ve středních dvou čtvrtinách komplexu. Ve svrchní části, ve které hlavní podíl

tvoří fluviatilní štěrky, je méně výrazné, žlutavé. Ve spodní čtvrtině souvrství směrem k podloží postupně ubýva intensita zbarvení (hnědavěžlutošedé). Toto nevýrazné vybarvení proběhlo ještě za podmínek stížené oxydace. K plnému uplatnění oxydačních procesů došlo až při ukládání střední části komplexu v mělké pánvi.

Složení valounů a zrn je významným kritériem při stanovení věku štěrkových souvrství. V celém komplexu možno rozlišit dva, složením odlišné oddíly (Minaříková 1966). V intervalu 0 — 150 m převládá křemen, metamorfní a sedimentární křemence (70 — 80 %). Ve zbytku jsou zastoupeny silicity různeho typu (zbarvením hnědým, okrovým, šedým), vzácně radiolarity (černé a červené). Dále jsou přítomny vápence a dolomitické vápence, méně krystalické břídlice a pískovce. Z prvních jsou to dvojslídné ruly, méně ruly muskovitické, biotitické a amfibolické, vzácně granáticko-biotitické a granulity. Z pískovců jsou zde světlé pískovce křemenné, polymiktní a ojediněle červené křemenné nebo vápnité a glaukonitické. V malém množství jsou přítomny horniny granitické, včetně úlomků turmalinických pegmatitů.

V písčité složce výrazně převládá křemen. Menší příměs tvoří úlomky uvedených hornin, štěrkové složky a živce. Slídy jsou ojedinelé nebo představují max. 1 — 2 % v jemnější frakci. V těžké frakci je nejhodnějším minerálem granát, amfibol, opakní (rudní) minerály a minerály zoisit-epidotové skupiny. Ostatní minerály jsou průběžné.

Ve spodním intervalu v hloubce 150 — 300 m ve štěrku jsou převážně zastoupeny křemen a křemenec. Jen malou příměs tvoří silicity. Ojedinělé jsou vápence, křemenné pískovce a vzácně pískovce glaukonitické. Krystalické břidlice a granitové horniny nejsou prakticky přítomny.

Písčitá složka je výrazně křemenná. Jinak odpovídá složením štěrkům svrchního obzoru bez krystalických břidlic a granulitu. Těžká frakce nevykazuje žádných změn oproti svrchnímu štěrkovému intervalu.

*

Tyto informace lze následovně zrekapitulovat: Z materiálového složení a opracovanosti zrn se jeví, že přibližně v hloubce 150 m je možno předpokládat určitou hranici, sedimentologicky, i když ne výrazně, tedy aspoň dostatečně vyznačenou. Je možné, že vyznačuje rozhraní mezi převážně fluviatilními a jezerními sedimenty. Tento obzor materiálového rozhraní je pozoruhodně stabilní a dobře souhlasí s obzorem rozdílné opracovanosti zrn.

Pelity jsou v souvrství pleistocenních štěrků na výzkumném území velmi řídké. Jsou zastoupeny předně pestrými vápnitými jíly, většinou silně jemně písčitými. Jejich základní primární zbarvení je světlešedé a světlezelenavěšedé.

Skvrnitost je žlutohnědá, řídčeji hnědá, ale vždy velmi intensivní. Faciálně jsou nestálé. Jejich mocnosti jsou vždy jen několik metrů, zřídka přes 10 m. Tím se tyto štěrky odlišují od podložních sedimentů levantu s pelitickými obzory faciálně stálými.

Charakteristické, byť i poměrně řídce zastoupené jsou jíly tmavé, zelené, zelenošedé a šedé, často s jíly uhelnými a s drtí lignitu. Tyto jíly jsou v souvrství pleistocenních štěrků nápadně odlišné od jílových obzorů v podložním souvrství levantu. Jíly tvoří méně mocné, plošně značně omezené polohy a čočky, vázané většinou na svrchní polovinu štěrkového souvrství. Nikdy nebyla na dvou sousedních vrtech zjištěna identická jílová čočka, i když jejich vzdálenost byla menší než 1 km. Běžné mocnosti jílových čoček jsou 5—10 m (jen ojediněle až 22 m).

Lektoroval dr. I. Vaškovský, CSc.

Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

LITERATÚRA

[1] Bárta R., 1965: Vodné dielo Dunaj — geofyzikálny prieskum (geoelektrika). Rukopis; Archív GP Žilina. — [2] Buday T., 1957: Zpráva o přehledném výzkumu neogénu Malých Karpat a Považí. Zprávy o geolog. výzkumech v r. 1956. Praha. — [3] Buday T., 1959: Přehled vývoje neogénu Západních Karpat. Čas. pro min. a geolog. č. 4, Praha. — [4] Buday T., 1959: Vysvětlivky pro generální mapu ČSSR, list Čalovo. Rukopis; Geofond, Praha. — [5] Buday T.—Špička V., 1969: Geologický vývoj slovenské části Vídeňské pánve ve světle podrobných výzkumů lakšárské elevace. Rozpr. ČSAV, Seš, 9, roč. 69, Praha. — [6] Buday T.—Cambel B.—Maheľ M., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200.000, list Wien — Bratislava. Bratislava. — [7] Buday T.—Špička V., 1964: Geologická stavba a relief podloží Podunajské pánve. Rukopis; Archív ÚÚG Praha. — [8] Brestenská E., 1966: Mikropaleontologický výskum sedimentov pliocénu Podunajskej nížiny v oblasti vodného diela Dunaj. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [9] Dlabač M., & kol. 1961: Řešení vzniku a vyhledávání ložisek nafty a zemního plynu v Malé dunajské nížině. Rukop.; Výzk. úst. ČND, Brno. — [10] Dlabač M.—Adam Z., 1959: Geologická interpretace reflexně—seismického měření v Malé dunajské nížině — tektonické členění a rozbor struktur. Rukopis; Výzk. ústav ČND, Brno. — [11] Dlabač M., 1960: Poznámky ke vztahu mezi tvarem povrchu a geologickou stavbou Podunajské nížiny. Geol. práce, Zošit 59. Bratislava. — [12] Dlabač M., 1966: Mapy mocností a rozšíření neogenních serií v Podunajské pánvi (s vysvětlivkami). Rukopis; Geofond, Praha. — [13] Fink J. —Majdan H., 1964: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. Jahrb. d. geol. Bundesanstalt, Wien. — [14] Fink J., 1960: Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. Mitt. d. geol. Gesellsch. im Wien. — [15] Grill E., 1943: Über mikropaleontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. Mitl. d. Reichsamtes für Bodenforschung VI, Wien. — [16] Homola V.—Mořkovský M., 1958: Přehled geologické stavby západní části Malé dunajské nížiny. Práce Úst. pro naftový výzkum, Brno. — [17] Janáček J., 1957: Předběžná zpráva o nových stratigrafických poznatcích ve svrchním pannonu

Vnitroalpské pánve vídeňské. Geol. práce, Správy 10. Bratislava. — [18] Janáček J., 1962: Závěrečná zpráva o geologickém mapování na listu Sečovce 1:50.000. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [19] Janáček J., 1966: Dodatek k projektu tektonického výzkumu oblasti vodního díla Dunaj. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [20] Janáček J., 1966/a: Předběžná zpráva o výsledku doplňujícího tektonického výzkumu v oblasti vodního díla Dunaj u Gabčíkova. Rukopis; Archív GÚDŠ Bratislava. — [21] Janáček J., 1966/b: Pololetní situační zpráva o stavu tektonického výzkumu v oblasti vodního díla Dunaj. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [22] Janáček J., 1967: Závěrečná zpráva o tektonickém výzkumu v oblasti vodního díla Dunaj. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [23] Jakubec J.,—Matula M.—Myslil V., 1956: Geologický výskum pre vodné dielo Karlova Ves — Vlčie Hrdlo. Rukopis; Archív IGHP, Bratislava. — [24] Jelínek J., 1955: Výroční zpráva z Malé dunajské nížiny za r. 1954. Rukopis; Geofond, Praha. — [25] Kátlovský V., 1966: Geofysikální výzkum na lokalitě Kližská Nemá — říční stupeň (gravimetrie). Rukopis; IGHP, Bratislava. —[26] Kocák A.—Čverčko J., 1965: Zpráva o strukturním průzkumu v SV části Potiské nížiny. Správy o geologických výskumoch. v r. 1964. Bratislava. — [27] Kocák A.—Mořkovský M., 1966: Některé nové poznatky o stavbě západních svahů Podvihorlatské deprese. Geol. práce, Správy 29, Bratislava. — [28] Kolesík M., 1949: Závěrečná zpráva o strukturních vrtech v oblasti Kolárova. Rukopis; Archív ČND, Hodonín. — [29] Küpper H., 1955: Ausblick auf das Pleistozän des Raumes von Wien. Verhandl. d. geol. Bundesanstalt, Wien. — [30] Lörincz H., 1967: Pracovní materiály MAFI, Budapest. (in J. Janáček, 1967). — [31] Lunga St., 1964, 1965, 1966: Geologická správa o plytkom štruktúrnom prieskume v oblasti Komárno — N. Vieska, za rok 1963, resp. 1964 a 1965. Rukopis; Archív ČND — Hodonín. — [32] Matula M., 1957: Podrobný inž. geologický výskum oblasti zdrže vodného diela na Dunaji pod Bratislavou. Rukopis; Univ. Kom. Bratislava. — [33] Minaříková M., 1966: Sedimentárně-petrografický výzkum písčitých štěrků Žitného ostrova v oblasti vodního díla Dunaj. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [34] Myslil V.,—Jakubec L., a kol., 1956: Geologický výzkum pro vodní dílo Dunaj, Karlova Ves — Vlčie Hrdlo. Bratislava. — [35] Mořkovský M., 1957: Závěrečná zpráva o mělkém strukturním průzkumu za r. 1956 v MDM (struktura Cifer). Rukopis; Geofond Praha. — [36] Mořkovský M., 1960: Nástin geologických poměrů severozápadní části trnavského výběžku Malé dunajské nížiny. Geol. práce, Zoš. 59. — [37] Nyirö R., 1966: Pracovní materiály MAFI, Budapest (in J. Janáček, 1967). — [38] Pagáč I., 1966: Zhodnocení hlubinné vrtby Komárno 1. Rukopis Archív ČND — Hodonín. — [39] Papp A., 1949: Fauna und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. Anzeiger der Öst. Akademie der Wissenschaften, Wien. — [40] Papp A., 1956: Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. Mitt. d. geol. Ges. in Wien. Bd.47. Wien. — [41] Papp A., 1963: Die biostratigraphische Gliederung des Neogens im Wiener-Becken. Mitt. d. geol. Ges. in Wien — [42] Planderová E, 1966: Palynologický výskum sedimentov pliocénu Podunajskej nížiny v oblasti vodného diela Dunaj. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [43] Pokorný V., 1946: K mikropaleontologii neogénu pannonské pánve v okolí Ivánky na Slovensku. Věst. ÚÚG Praha. — [44] Seneš J. + kol., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list N. Zámky — Čalovo. Geofond, Bratislava. — [45] Šlahor L., 1957: Správa o základnom geol. výskume štvrtohorných pokryv. útvarov Veľ. žitného ostrova za r. 1956. Oblasť derivačného kanálu v I. etape Bratislava — Čilistv. Rukopis; Archív GÚDŠ Bratislava. — [46] Šlahor L., 1958: Správa o zostavení základnej kvartérno-geologickej mapy Podunajskej nížiny pre vodné dielo na Dunaji za r. 1957. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [47] Schützner J.—Srnánek J., 1964: Situačná správa o stavu inž.-geol.

prieskumu pre vodné dielo na Dunaji. Zpráva k projektovým materiálům „Dunaj II.". Rukopis; Geol. prieskum, Žilina. — [48] Szádecky —Kardoss E., 1938: Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. Mitteil. d. Bergm. und Hüttenm. Abt. d. Univ. in Sopron.

JOSEF JANÁČEK

NEUE ERGEBNISSE ÜBER DIE STRATIGRAPHIE DER JÜNGEREN SEDIMENTFÜLLUNG IM ZENTRALEN DONAUBECKEN

Das untersuchte Gebiet breitet sich entlang der beiden Donauufern aus und ist etwa 50 km lang und 4—5 km breit. Neben den geologischen, mikropaläontologischen, palynologischen und petrographischen Studien wurden hier auch die geoelektrischen und seismischen Messungen durchgeführt.

In mehreren Bohrungen haben wir folgende stratigraphischen Stufen identifiziert: Unter- und Obertorton, Sarmat, Pannon, Pont (Oberpannon), Levant (?) und Pleistozän.

Das Untertorton — Lanzendorfer Serie ist in der Tiefbohrung Komárno 1 etwa 110 m mächtig und vertritt die tiefste neogene Beckenfüllung, auf den Triaskalksteinen lagernd. Es handelt sich vorwiegend um eine pelitische Fazies.

Das Obertorton (Torton s. s.) der Umgebung von Komárno bilden marine Pelitschichten, die der *Spiroplectammina carinata*—Zone angehören. Die Ablagerungen der höheren Zonen, und zwar der *Bulimina—Bolivina*— und der *Rotalia*—Zone in der Bohrung fehlen. Gemäss der Interpretation der seismischen Profile schätzt man die Mächtigkeit des Obertortons auf etwa 100—200 m.

Die Sarmat—Schichten studierten wir östlich von Komárno; ihre Anwesenheit im Beckenzentrum wird in der paläogeographischen Karte vermutet (M. Dlabač—Z. Adam 1966). Das brackische Sarmat vertreten vorwiegend pelitische Ablagerung. Fraglich ist, ob im Beckenzentrum die vollständige Schichtenabfolge des Sarmats vertreten wird. In der Umgebung von Komárno ist nämlich Sarmat nur rudimentär durch eine Süsswasserfazies mit Mollusken vertreten und bis 100 m mächtig (Lunga 1965).

Das Pannon ist deutlich transgressiv aufgelagert. In der Tiefbohrung Komárno 1 beträgt seine Mächtigkeit etwa 820 m, im Beckenzentrum bestimmt beträchtlich mehr.

Im Sinne der stratigraphischen Gliederung des Neogens im Wiener Becken (Papp 1963) ist das Pannon im Donaubecken durch folgende Zonen vertreten: die F—Zone (untere Kohleserie), die E—, D—und C+B-Zone. Die Faunenfunde aus dem Komárno-Gebiet bearbeitete S. Lunga (1964, 1966).

Das Pont (Oberpannon) transgrediert deutlich am Beckenrande, während im Beckenzentrum die Transgression lediglich durch stark sandige Tone und Tonmergel auf der Basis angedeutet ist. Die Gesamtmächtigkeit dieses Schichtenpackets schätzt man bis auf 1500 m; man kann es in zwei lithologische Schichtengruppen unterteilen: die bunte Fazies und die obere Kohleserie (die untere Kohleserie hat sich in der Endphase des Pannons abgelagert — Zone F). Die letztere beschränkt sich lediglich auf das Beckenzentrum.

Die Entwicklung der liegenden bunten Serie ist ähnlich wie in den übrigen westkarpatischen neogenen Becken. Die Pont—Fauna ist durch Süsswassermollusken vertreten.

Die höhere Kohleserie, etwa bis 230 m mächtig, entspricht stratigraphisch den Kohleschichten im Hangenden der bunten Serie im Wiener Becken (Janáček 1957). In gleicher stratigraphischen Position beschreiben Janáček (1962) und Kocák — Mořkovský

(1966) eine ähnliche Kohleserie im Ostslowakischen Becken. Zum Pont wurde sie auf Grund der mikropaläontologischen Analysen von Brestenská (1966) und der palynologischen Bestimmungen von Planderová (1966) gestellt.

Das höhere Pliozän: Levant (?) bildet eine bis 300 m mächtige transgressive Sand- und Schotter-Schichtfolge mit Toneinlagerungen (event. auch bunte Tone). Sie wird auch *Gabčikovo — Sande* bezeichnet (Janáček 1966) und kann mit der *Kollárovo-Formation* (Dlabač 1959) verglichen werden.

Im Vergleich mit den hangenden pleistozänen Schottern enthalten die Kollarovo-Schichten kein Grobgeröll. Die Faunenfunde beschränken sich auf Tonlagen und gehören den Süsswasserarten der Mollusken (Seneš 1960) an.

Die pleistozänen Schotter sind max. 310 m mächtig und lagern den liegenden Schichten transgressiv auf. Ihre Zusammensetzung ist sehr mannigfaltig; vertreten ist das Grobgeröll, oft bis Sand, deutlich rostbraun und gelbbraun gefärbt.

Inmitten der Schotter-Schichtfolge sind selten nicht starke Lagen und Linsen grüner bis grüngrauer Tone und lignithaltiger Tone eingeschaltet.

Auf Grund der eingehenden petrographischen Analysen (Minařiková 1966) und Korrelation der Terrassenschotter vom rechten Donauufer in Niederösterreich und Ungarn gehören unsere Schotter dem Würm, Riss und Mindel an. Auch die Anwesenheit der tiefsten pleistozänen Stufen, und zwar Günz und Donau ist nicht ausgeschlossen.

Etwa 150 m tief ist eine lithologische Grenze, gekennzeichnet durch eine Korngrösse—Differezierung und verschiedene Geröllabrundung, zu beobachten. Allerdings kann sie keinesfalls als eine stratigraphische Pleistozän/Holozän—Grenze betrachtet werden.

JOZEF PEVNÝ

MIDDLE JURASSIC BRACHIOPODS IN THE KLIPPEN BELT OF THE CENTRAL VÁH VALLEY

Abstract.: A rich Middle Jurassic brachiopod fauna is present at the right side of the Central Váh Valley, near the towns Púchov and Ilava. Tectonically this area is a part of the Klippen Belt, and orographically it belongs to the Biele Karpaty Mts. The fauna appears in the klippes of the Czorsztyn Group, with the Middle Jurassic mainly formed of white, pink and red crinoidal limestones. In the limestones mentioned, a rich Doggerian brachiopod fauna is present, represented by a great number of species, the individual species being mostly poor in specimens. The fauna is well preserved and belongs among the best preserved Middle Jurassic brachiopod faunas of the West Carpathians. Serial sections were studied at 5 species. Recrystallization and a small number of specimens present of one species in many cases made study of serial sections difficult.

Middle Jurassic Brachiopods of the Klippen Belt

The Middle Jurassic brachiopods from the Klippen Belt in the Váh Valley were already mentioned by Štúr (1860) from white and red crinoidal limestone from Dolná Súča N of Trenčín — *Rhynchonella senticosa* Schloth: sp. *Waldheimia pala* Buch sp. as D. Štúr mentioned. Suess had paralelized this limestone with the Vils Beds of the Callovian age. Andrusov (1959) mentioned from light—coloured crinoidal limestones ascribed by him to the Bajocian, *Rhynchonella aff. pallasi, Rh. aff. delmensis, Rh. cf. subtetraedra, Rh. cf. plicatella, Terebratula ventricosa*. From the overlying red crinoidal limestones, the most part of which he considered as Bathonian, he mentioned: *Terebratula perovalis, Terebratula perovalis retrocarinata, Terebratula curviconcha, Rhynchonella triplicosa, Rhynchonella concinna*.

From other parts of the Klippen Belt Uhlig (1881) described a Callovian fauna from red limestones of the klippe Babierzówka near Nowy Targ in Poland: *Terebratula tenuiplicata* n. f., *Rhynchonella penninica* n. f., *Rhynchonella defluxoides* n. f., *Rhynchonella Kaminskii* Uhl., *Rhynchonella rectecostata* n. f. Andrusov (1931) mentioned Doggerian brachiopod fauna from various parts of the Klippen Belt:

Aalenian spotted limestones and marls in the Pieniny Mts: *Rhynchonella beneckei* Neum. Bajocian white crinoidal limestones in the Pieniny Mts.: *Terebratula ventricosa* Hartm., *Rhynchonella cf. subtetraedra* Dav., *Rh. cf. plicatella* Sow., *Rh. cf. ferryi* Desl., *Rh. spinosa* (Schloth.);

white, grey, pink limestones with frequent cherts in the Orava: *Rhynchonella aff. pallasi* Chap. et Dev., *Rh. aff. delmensis* Haas.

Bathonian red crinoidal limestones of the Pieniny Mts. and the klippes of Šariš: *Terebratula curviconcha* Opp., *Terebratula perovalis* Sow., *Terebratula emarginata* Sow.; in the Orava: *Terebratula perovalis* Sow., *T. perovalis retrocarinata* Rothpl., *Rhynchonella concinna* (Sow.), *Rh. cf. tetraedra* (Sow.), *Rh. triplicosa furcillata* Qu.

Callovian red nodular limestones of the Pieniny Mts.: *Terebratula curviconcha* Opp., *Terebratula tenuiplicata* Uhl., *Rhynchonella penninica* Uhl., *Rh. kaminskii* Uhl.

List of Brachiopods from Six Localities in the Klippen Belt between Púchov and Ilava

The Middle Jurassic brachiopod fauna of the Klippen Belt of the Central Váh Valley is found at the right side of the valley, near the towns Púchov and Ilava. It is mostly of Bajocian and Bathonian age, rarely also of Callovian age. It is found at the localities Bohunice near Ilava, Podhorie, Mestečko, Dohňany, Štepnická skala near Púchov, Hatné near Považská Bystrica. The fauna of the localities mentioned is as follows:

Bohunice, light-coloured, white or pink crinoidal limestone, Bajocian, with *Ptyctothyris stephani* (Dav.), *„Terebratula" pseudocrithea* Arcelin—Roché, *„Terebratula" solitaria* Szajn., *„Terebratula" aff. arcelini* Arcelin—Roché, *Sphenorhynchia rubrisaxensis multicostata* (Rothpl.), *„Terebratula" linaetula* Roll., *„Terebratula" craneae* Dav., *Lobothyris ventricosa* (Hartm.)

Podhorie, white and pink crinoidal limestone, Bajocian to Bathonian, with *Goniothyris aff. phillipsi* (Morris), *Lobothyris buckmani* (Dav.), *Linguithyris bifida* (Rothpl.), *Zeilleria waltoni* (Dav.), *Zeilleria emarginata* (Sow.), *Zeilleria aff. subbucculenta* Chap.—Dew., *Lobothyris ventricosa* (Hartm.), *Loboidothyris perovalis* (Sow.), *„Terebratula" retrocarinata* Rothpl., *„Terebratula" varicans* Rothpl., *Antiptychina puchoviensis sp. n.*, *„Sphenorhynchia" rubrisaxensis rectifrons* (Rothpl.), *Acanthothyris* sp., *Gnathorhynchia trigona* (Quenst.), *Sphenorhynchia aff. plicatella* (Sow.), *Rhactorhynchia subtetrahedra* (Dav.), *„Rhynchonella" aff. obsoleta* (Sow.), *Cymatorhynchia quadriplicata* (Sow.).

Mestečko, pink and red crinoidal limestone, Bathonian, with *Linguithyris curviconcha* (Opp.), *Lobothyris ventricosa* (Hartm.), *„Rhynchonella" edwardsi*

Chap. et Dew., *Rhactorhynchia subtetrahedra* (Dav.), *Cymatorhynchia quadriplicata* (Ziet.), *„Rhynchonella" aff. concinna* (Sow.), *„Rhynchonella" sublacunosa* Szajn., *„Rhynchonella" aff. dumortieri* Szajn., *„Rh." moriérei* Dav.

The klippe Hrádok at the village of Hatné, red crinoidal limestone, Bathonian, with *Loboidothyris perovalis* (Sow.), *Gnathorhynchia trigona* (Quenst.), *„Rhynchonella" balinensis* Suess, *Aulacothyris concava* (Parona).

Dohňany, red crinoidal limestone, Bathonian, with *Linguithyris curviconcha* (Opp.), *Antiptychina puchoviensis sp. n.*. *Lobothyris ventricosa* (Hartm.), *„Rhynchonella" aff. obsoleta* (Sow.), *Gnathorhynchia trigona* (Quenst.).

Štepnická skala, red nodular limestone, Bathonian to Callovian, with *Linguithyris curviconcha* (Opp.), *Gnathorhynchia trigona* (Quenst.), *„Rhynchonella" micula* Opp., *„Rhynchonella" rectecostata* Uhl.

Paleontological Description of Species.

In this part the species are described which so far have been or only seldom found in the West Carpathians.

Order **RHYNCHONELLIDA** KUHN, 1949 — Family **RHYNCHONELLIDAE** GRAY, 1848

Genus **Rhynchonella** Fischer, 1809 sensu lato

„Rhynchonella" aff. obsoleta (Sowerby, 1812)

1812 *Terebratula obsoleta* J. Sowerby: The Mineral Conchology etc., p. 192, pl. 83, fig. 7
1853 *Rhynchonella obsoleta* Sowerby — M. F. Chapuis et M. G. Dewalque: Description des fossils etc.: p—259, pl. 37, fig. 10.
1904 *Rhynchonella obsoleta* Sowerby — M. Clerc: Étude monographique etc., p. 92, pl. 3, fig. 11.

Dimensions in mm: length 21 width 25 thickness, 15.5 of fig. specimen
18 20 11
16,5 17 8

Material: 3 completely preserved specimens.

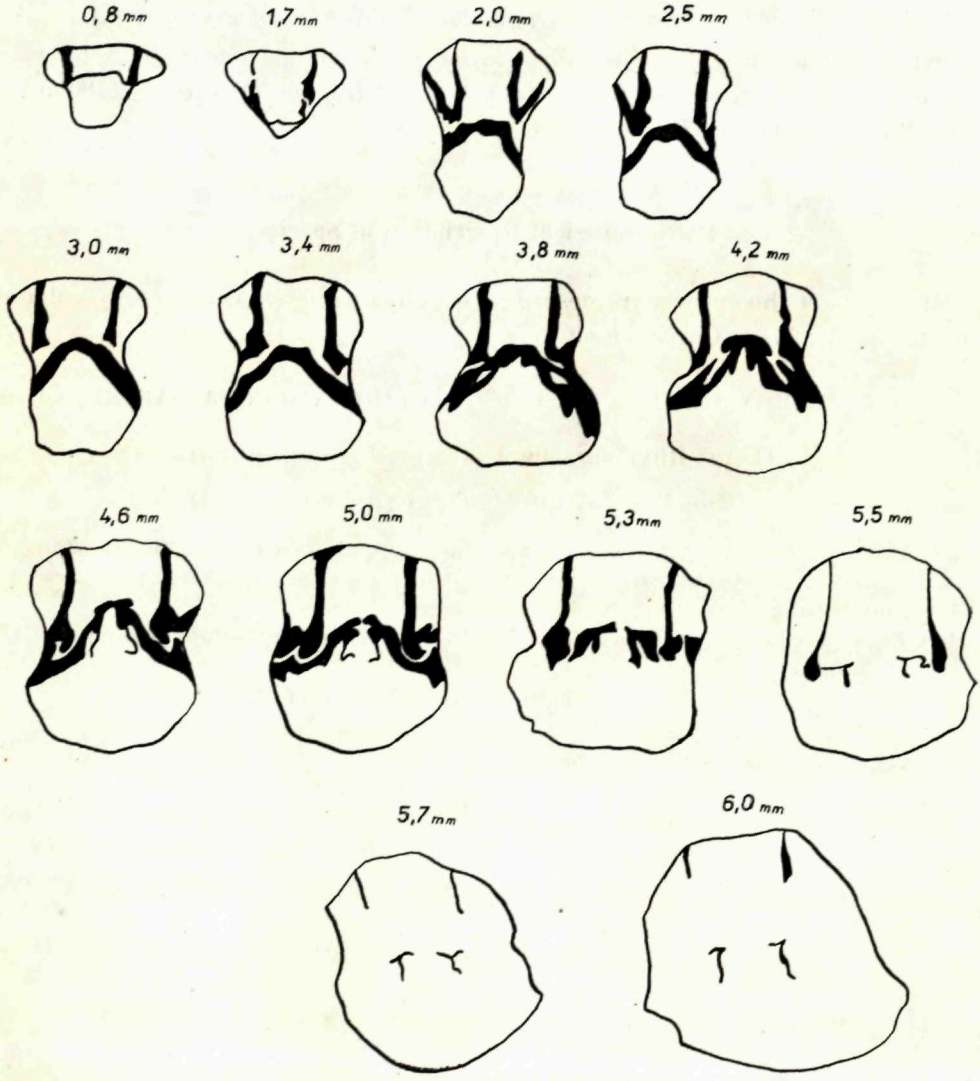
Description: pentagonal in outline, the width is greater than the length. Moderately convex, stronger convex in the central part of the dorsal valve, the pedicle valve is flat, with more or less distinct sinus, the dorsal valve with flattened, slightly distinct fold. The ribs are strong, sharp, 12—18 in number, 3—4 of which are confined to the sinus, 4—5 to the fold. The beak is wide, slightly incurved, with rounded beak—ridges.

Internal characters. The dental lamellae are subparallel. The teeth are massive. The median septum is absent, the crura are divergent anteriorly

Remarks: The species described differs from *Kallirhynchia concinna* (Sow.) in being less wide, lesser number of ribs being stronger and a more angular course of the anterior commissure. From *Rhactorhynchia subtetrahedra* (Dav.) it differs in greater number of ribs and lesser convexity.

Range: Bajocian — Bathonian.

Locality: Podhorie.



Text-Fig. 1. Serial sections of „*Rhynchonella*" *aff. obsoleta* (Sow.) — orig. length 18 mm.

„*Rhynchonella*" *aff. concinna* (Sowerby 1812)

Pl. XXVII, fig. 4 a, c

1852 *Rhynchonella concinna*, Sow. Sp. — T. Davidson: A. Monograph. etc., p. 88, pl. 17, fig. 6—12.

1878 *Rhynchonella concinna* Sow. — T. Davidson: A. Monograph etc., p. 205, pl. 27, fig. 22.

1911 *Rhynchonella concinna* Sowerby — G. B. M. Flamand: Recherches géologiques etc., p. 909.

1912 *Rhynchonella concinna* Sow. — M. Lissajous: Jurassique Maconnais, p. 406, pl. 15, fig. 41—42.

Dimensions in mm: length 32, width 35, thickness 25

Material: 1 completely preserved specimen

Description: oval in outline, the width is greater than the length, strongly convex in the dorsal valve, mainly in its central part, the pedicle valve is sligthly convex. The pedicle valve is provided with a wide and flat sinus, on the dorsal there is a wide and slightly distinct fold. The ribs are numerous, distinct, sharp, 21—22 in number, 8 of which are confined to the sinus, 9 to the fold. The beak is wide, much incurved, hiding the delthyrium, with little pronounced beak-ridges. On the sides there are depressed, long and widened planareas, the lateral commissure is passing through them, slightly bent against the pedicle valve.

Remarks: the form described differs from *Kallirhynchia concinna* Sow. in the lack of stronger ribs bordering the sinus, less sharp ribs and large planareas.

Range: Bajocian to Bathonian.

Locality: Mestečko.

„*Rhynchonella*" *sublacunosa* Szajnocha, 1879.

Pl. XXVII, fig. 1.

1879 *Rhynchonella sublacunosa* n. sp. — L. Szajnocha: Die Brachiopoden—Fauna der Oolithe etc., p. 231, pl. 7, fig. 7—12.

1911 *Rhynchonella sublacunosa* Szajnocha — G. B. M. Flamand: Recherches géologiques etc., p. 907, pl. 7, fig. 5.

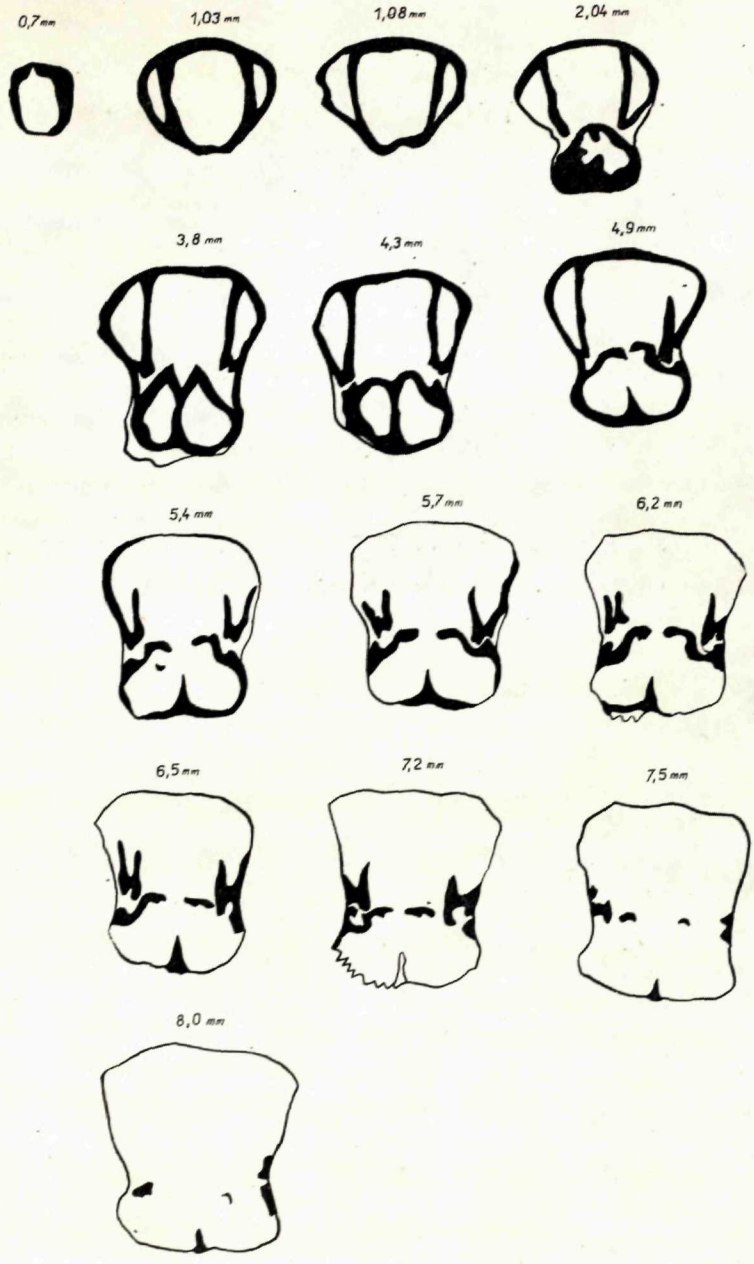
1939 *Rhynchonella (Rhactorhynchia) cf. sublacunosa* Szajnocha — P. Roché: Aalénien et Bajocien du Maconnais, p. 266, pl. 8, fig. 6—7.

Dimensio ns in mm: length 32; width 37; thickness 21 fig. specimen

34	36	21
28	31	19

Material: 4 completely and 4 incompletely preserved specimens.

Description: pentagonal in outline, the width is greater than the length,



Text-Fig. 2. Serial sections of „*Rhynchonella*" *sublacunosa* Szajn. — orig. length 30 mm.

the pedicle valve is moderately convex with a wide and flat sinus, the dorsal valve is strongly convex with a wide and flat fold. The ribs are distinct, sharp or rounded at the top, 16—20 in number, 5—8 of which are confined to the sinus, 6—9 to the fold. The beak is small, slightly incurved, with indistinct beak-ridges. On the sides there are slightly depressed planareas. The anterior commissure forms a slight arch against the dorsal valve.

Internal characters: the dental lamellae are subparallel, convergent dorsally. The teeth are massive, curved, the denticulum is thick and small. The delthyrial cavity is of trapezoid cross section. The median septum of the dorsal valve is long, the hinge plates are thickened.

Remarks: the described form is identical with the illustrations of Szajnocha; the specimens figured by Flamand differ in more convex dorsal valve.

Range: Doggerian.

Distribution: Poland, France, Algeria, Morocco.

Locality: Mestečko.

„Rhynchonella" aff. dumortieri

Pl. XXVII, fig. 2a—b

1879 *Rhynochonella Dumortieri* n. sp. — L. Szajnocha: Die Brachiopoden-Fauna der Oolithe etc., p. 230, pl. 7, fig. 4—6.

1911 *Rhynchonella Dumortieri* Szajnocha — G. B. M. Flamand: Recherches géologiques etc., p. 908, pl. 7, fig. 6 —7.

Dimensions in mm: length 35; width 40, thickness 22

Material: 1 completely preserved specimen.

Description: pentagonal in outline, the width is greater than the length, the dorsal valve is more convex with distinct fold, the pedicle valve is almost flat with a deep and distinct sinus, nearly wider than half the dorsal valve. The ribs are strong, rounded, 15 in number, 4 of which are confined to the sinus, 5 to the fold. The beak is large, slightly incurved. On the sides there are extensive planareas. The anterior commissure is of trapezoidal course.

Range: Bathonian — Callovian.

Locality: Mestečko.

„Rhynchonella" moriérei Davidson, 1851

Pl. XXVII., fig. 3.

1851 *Rhynohonella Moriérei*, Dav. — T. Davidson: A. Monograph etc., p. 92, pl. 18, fig. 12—13.

Dimensions in mm: length 34,5; width 32; thickness 22

Material: 1 completely preserved specimen

Description: pentagonal in outline, the length is greater than the width, both valves are strongly convex. The dorsal valve is provided with a distinctly delimited fold, elevated in the anterior part, the sinus of the pedicle valve is flat and becomes more convex anteriorly.

Remarks: the form figured by Davidson is provided with more ribs in the lateral parts, in his description 33—40 ribs on either valve are mentioned.

Range: Bathonian

Distribution: England, France.

Locality: Mestečko.

„Rhynchonella" edwardsi Chapuis & Dewalque, 1853

Pl. XXVIII., fig. 5a, c

1853 *Rhynchonella Edwardsi*, N — M. F. Chapuis & M. G. Dewalque: Description des fossils etc., p. 255, pl. 37, fig. 9.

1939 *Rhynchonella Edwardsi* Chapuis & Dewalque — P. Roché: Aalenien et Bajocien du Maconnais, p. 267, pl. 2, fig. 7.

Dimensions in mm:	length	width	thickness	fig. specimen
	23,	23,	16	
	20,5	19	12	

Material: 2 completely preserved specimens.

Description: trigonal in outline, the width and length are approximately equal, the dorsal valve is stronger convex, the pedicle valve is moderately convex. The sinus of the pedicle valve and the fold of the dorsal valve are slightly distinct. The ribs are strong, sharp, 15—16 in number, 5 of which are confined to the sinus, 6 to the fold. The beak is slightly incurved, not hiding the delthyrium, with short, rounded beak-ridges.

Remarks: the described form agrees with the form described by Chapuis—Dewalque in 1853, only differs in fewer ribs — 15—16 instead of 20.

Range: Bajocian to Bathonian.

Distribution: France, Luxembourg.

Locality: Mestečko.

„Rhynchonella" balinensis Suess

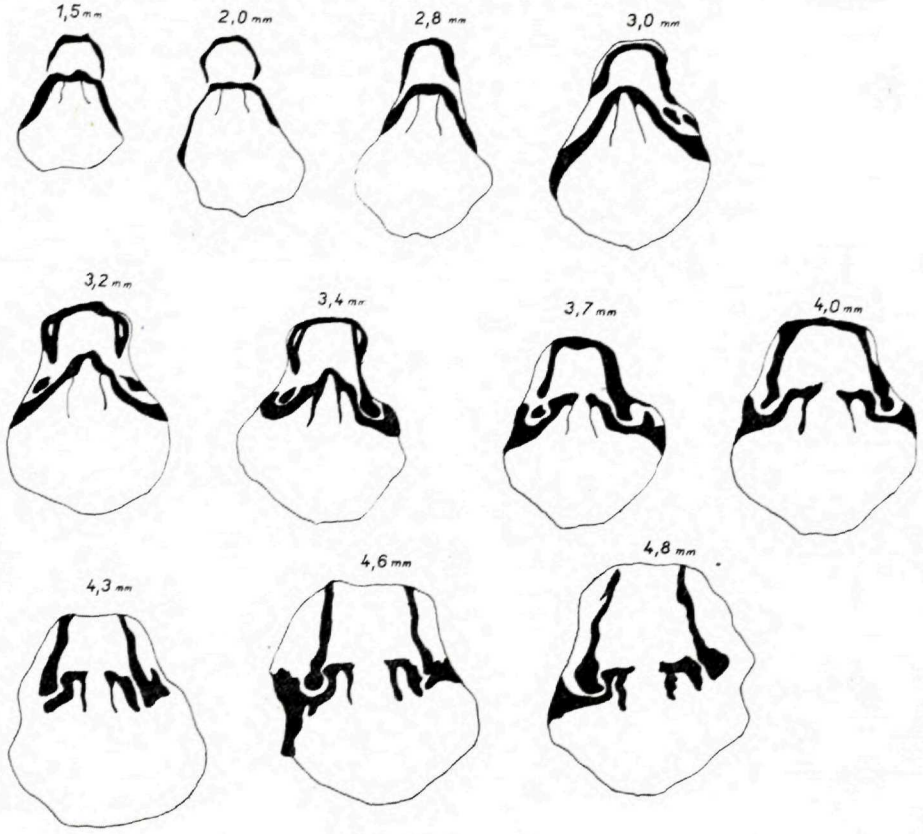
Pl. XXVIII, fig. 3a, c

1879 *Rhynchonella balinensis* Suess — L. Szajnocha: Die Brachiopoden-Fauna der Oolithe etc., p. 229, pl. 7, fig. 1—3.

Dimensions in mm:	length	width	thickness	fig. specimen
	20;	25,	15	
	18	22,5	11	
	21	22,5	14	

Material: 9 completely, 23 incompletely preserved specimens.

Description: oval to pentagonal in outline, the width is greater than the length, both valves are considerably convex, mainly the dorsal valve in its umbonal region. On the pedicle valve there is a deep and distinct sinus corresponding to the well-developed flat fold of the dorsal valve. The ribs are strong, blunt, 9—12 in number, 3—4 of which are confined to the fold, 2—3 to the sinus. The strongest ribs are those delimiting the sinus and the fold. The beak is low, slightly incurved, with rounded beak-ridges. The lateral commissure is slightly bent against the dorsal valve. The anterior commissure forms a linguiform extension. On the sides there are wide planareas.



Tex-Fig. 3. Serial sections of *„Rhynchonella" balinensis* Suess — orig. length 15 mm.

Internal characters: The dental lamellae are difficult to recognize because of recrystallization of the umbonal part. The teeth are wide, directed outwards, the umbonal cavity is subquadrate in cross—section, the crura are long, dorsally divergent.

Remarks: the described form differs from the description by Szajnocha in greater dimensions. Its external shape is similar to *„Rhynchonella" parvula.* Desl. from the Bajocian in France, which differs in having stronger ribs and stronger convexity. Similar in shape is also *„Rhynchonella" neumayri* Roll., with stronger ribs not reaching the umbonal region.

Range: Doggerian.

Distribution: Poland.

Locality: the klippe of Hrádok, on the left side of the brook at Hatné.

„Rhynchonella" micula Oppel, 1863

1863 *Rhynchonella micula* Opp. — A. Oppel: Ueber das Vorkommen etc., p. 214, pl. 7, fig. 8—10.

Dimensions in mm: length 15; width 16; thickness 9
14 14, 9
17 17, 8,5

Material: 4 completely, 2 incompletely preserved specimens.

Description: pentagonal in outline, the width and the length are approximately equal, the ventral valve is more convex than the dorsal one. The umbonal region of the valves is smooth, the ribs start to appear in the central part. The ribs are strong, rounded, 4—5 in number, the strongest ribs are those delimiting the sinus or the fold. On the dorsal valve there is a wide sinus with 1 rib in the middle, which disappears in half the length and 3 finer ribs are developed there instead of it. The pedicle valve is elevated in the central part, the elevation is formed by 2 ribs with a furrow between them corresponding to the rib in the middle of the sinus of the dorsal valve. Sometimes a finer rib is intercalated in the furrow. The beak is low, considerably incurved, with short, blunt beak-ridges.

Range: Middle Doggerian.

Distribution: Austria

Locality: Štepnická skala

„Rhynchonella" rectecostata Uhlig, 1881

1881 *Rhynchonella rectecostata* n. f. — V. Uhlig: Ueber die Fauna etc., p. 421, pl. 9, fig. 14, 16, 17.

Dimensions in mm: length 10; width 13; thickness 7.

Material: 1 completely and 2 incompletely preserved specimes.

Description: trigonal in outline, the width is greater than the length. Both valves are strongly convex, mainly in the umbonal part. On both valves

from the beak blunt beak-ridges are running, delimiting on the sides oval longish planareas. The ribs are strong, rounded, 7 in number. The dorsal valve seems to be slightly deepened in the central part due to the lateral ribs being stronger than the middle ones. The beak is low, slightly incurved.

Range: Callovian

Distribution: Poland

Locality: Štepnická skala.

Genus **Cymatorhynchia** Buckman, 1918.

Cymatorhynchia quadriplicata (Zieten, 1830)

Pl. XXVIII, fig. 1a—b

1830 *Terebratula quadriplicata* — C. H. von Zieten: Die Versteinerungen Württembergs, p. 55, pl. 41, fig. 3

1854 *Rhynchonella quadriplicata* Zieten, Sp. — T. Davidson: A Monograph etc., Appendix etc., p. 23, pl. A, fig. 22

1878 *Rhynchonella quadriplicata* Zieten — T. Davidson: A Monograph etc., p. 201, pl. 29, fig. 1—3.

1878 *Rhynchonella obsoleta* Sow. — T. Davidson: A Monograph etc., p. 207, pl. 29, fig. 4.

1939 *Rhynchonella (Cymatorhynchia) quadriplicata* Zieten — P. Roché: Aalenien et Bajocien du Maconnais, p. 268, pl. 4, fig. 11.

Dimensions in mm: length 20, width 22, thickness 17 of fig. specimen
20 20 12

Material: 3 completely preserved specimens.

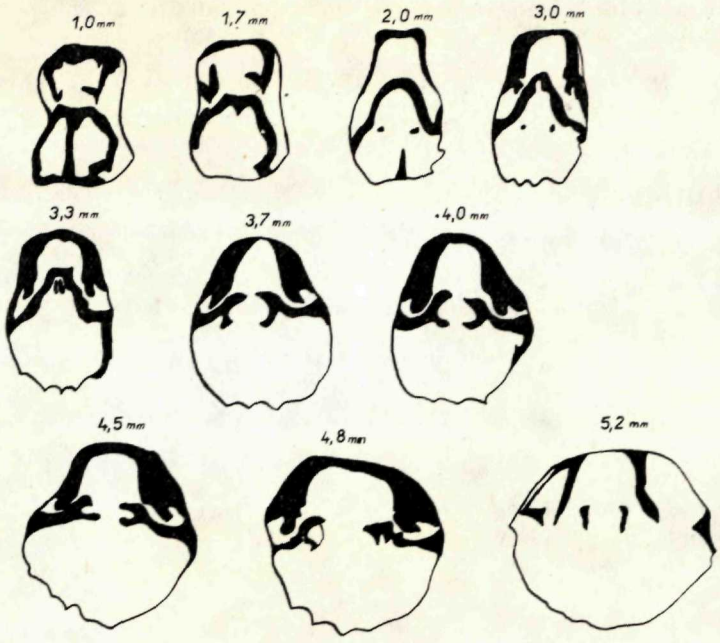
Description: pentagonal in outline, the width is greater or nearly as great as the length, the dorsal valve is more convex than the pedicle one with a pronounced fold. On the pedicle valve there is a shallow sinus. The fold and sinus are distinctly delimited from the lateral parts. The ribs are strong, sharp, 14—15 in number, 4 in the sinus, 5 in the fold. The beak is considerably incurved, with unsharp beak—ridges.

Internal characters: the delthyrial cavity is delimited by thick walls. The teeth are massive, at the beginning slightly, later more incurved. The denticula are low. The median septum of the dorsal valve is short and thick. The hinge-plates are thick, forming an arch, which is gradually getting thinner. The crura are triangular in cross-section.

Range: Bajocian—Bathonian.

Distribution: England, France, Germany, Switzerland, Morocco.

Locality: Mestečko.



Text-Fig. 4. Serial sections of *Cymatorhynchia quadriplicata* (Ziet.) — orig. length 17mm.

Genus **Rhactorhynchia** Buckman, 1918

Rhactorhynchia subtetrahedra (Davidson, 1852).

1852 *Rhynchonella subtetraëdra* Dav. — T. Davidson: A Monograph etc., p. 95, pl.16, fig. 9—12.

1886 *Rhynchonella subtetraëdra* Dav. — A. Rothpletz: Geologisch-paleontologische Monographie etc., p. 146, pl. 10, fig. 16.

1918 *Rhactorhynchia subtetrahedra* Davidson — S. S. Buckman: The Brachiopoda etc., p. 51.

Dimensions in mm: length 24; width 26; thickness 16
22 26 16

Material: 7 completely and 6 incompletely preserved specimens.

Description: oval in outline, the width is greater than the length, the convexity is strong, stronger on the dorsal valve. On the pedicle valve there is a deep sinus, an indistinctly delimited but raised fold corresponds to it on the dorsal valve. The ribs are sharp, well-marked, 16—18 in number, 4—7 in the sinus, 5—8 in the fold. The strongest ribs are those delimiting the sinus. The beak is low, slightly incurved with indistinct beak-ridges. The anterior commissure is deeply bent against the dorsal valve.

Remarks: the specimens of the described form agree with the illustration of Davidson (1852) in pl. 16, fig. 9, 10, only differ in the smaller number of

ribs 16—18, while the specimens of Davidson have 10—30 ribs; fig. 11 differs from our specimens in more slightly bent anterior commissure and fig. 12 in circular outline. The form described by Rothpletz (1886) is also similar in shape.

Range: Lower Doggerian.

Distribution: ČSSR — Malé Karpaty Mts., (Pristodolok), England, France, Germany, Austria.

Locality: Mestečko.

Genus **Sphenorhynchia** Buckman, 1918.

Sphenorhynchia plicatella (Sowerby, 1825)

Pl. XXVII, fig. 5a, c

1852 *Rhynchonella plicatella* Sow. Sp. — T. Davidson: A Monograph etc., p. 86, pl. 16, fig. 7, 8

1918 *Sphenorhynchia plicatella* J. de C. Sowerby sp. — S. S. Buckman: The Brachiopoda etc., p. 30, pl. 14, fig. 21.

Dimensions in mm: length 27, width 25; thickness 17

Material: 1 incompletely preserved specimen.

Description: oval in outline, the length is a little greater than the width, the convexity is strong on the dorsal valve, the pedicle valve is almost flat, with a wide and shallow sinus in the anterior part. The ribs are numerous, rounded, 25 in number. The anterior commissure is slightly bent against the dorsal valve. The beak is missing.

Range: Bajocian

Distribution: England, France.

Locality: Podhorie.

Sphenorhynchia rubrisaxensis multicostata — (Rothpletz, 1886)

1886 *Rhynchonella rubrisaxensis* n. sp. *multicostata* — A. Rothpletz: Geologisch-paleontologische Monographie etc., p. 152, pl. 10, fig. 17—20.

Dimensions in mm: length 19,5; width 23; thickness 12

Material: 1 completely preserved specimen.

Description: pentagonal in outline, the width is greater than the length, the dorsal valve is stronger convex in the umbonal part, without fold, the pedicle valve is flat, slightly depressed, without distinct sinus. The ribs are sharp, 20 in number. The beak is wide, short, slightly incurved. On the sides there are elliptical, slightly depressed planareas. The anterior commissure is slightly bent against the dorsal valve.

Range: Lower Doggerian

Distribution: Austria
Locality: Bohunice.

Sphenorhynchia rubrisaxensis rectifrons (Rothpletz, 1886)

1886 *Rhynchonella rubrisaxensis var. rectifrons* — A. Rothpletz: Geologisch-paleontologische Monographie etc., p. 151, pl. 10, fig. 1—4.

Material: 1 incompletely preserved specimen.

Description: pentagonal in outline, the width is greater than the length, the valves are slightly convex, the pedicle valve is flattened in the anterior part. Neither a fold nor a sinus are developed. The ribs are strong, sharp, 15 in number. The beak is missing. On the sides there are longish, slightly depressed planareas.

Range: Lower Doggerian.
Distribution: Austria
Locality: Podhorie.

Genus **Acanthothiris** d'Orbigny, 1850

Acanthothiris sp.

Dimensions in mm:	length	width	thickness
	21	23	13
	3	15	8
	12,5	15	6

Material: 5 completely and 4 incompletely preserved specimens.

Description: oval in outline, the width is greater than the length, the convexity is slight, the dorsal valve is more convex. The pedicle valve is slightly depressed in the anterior part, the dorsal valve is elevated and greatly convex, mainly below the umbo. The ribs are fine, numerous, undulated, 40—50 in number. Intercalated ribs are also frequent and bifurcation of ribs is to be seen. On the ribs fine spine-bases are visible. There are also distinct concentric lines on the valves. The beak is low, slightly incurved, with unsharp beakridges. The anterior commissure is slightly bent against the dorsal valve.

Range: Doggerian
Locality: Podhorie.

Family **DIMERELLIDAE** BUCKMAN, 1918

Genus **Gnathorhynchia** Buckman, 1918

Gnathorhynchia trigona (Quenstedt, 1851)

Pl. XXVIII, fig. 2a—c

1871 *Terebratula trigona* — F. A. Quenstedt: Petrefactenkunde Deutschlands. Brachiopoden, p. 145, pl. 40, fig. 70—74

1886 *Rhynchonella trigona* Quenstedt — A. Rothpletz: Geologisch-paleontologische Monographie etc., p. 153, pl. 12, fig. 11—12

1918 *Gnathorhynchia trigona*, Quenstedt sp. — S. S. Buckman: The Brachiopoda etc., p. 29

1964 *Gnathorhynchia trigona* (Quenstedt) — J. Pevný: Brachiopódy severnej časti Malých Karpat, p. 169, pl. 6, fig. 2.

1966 *Gnathorhynchia trigona* (Quenstedt) — M. Siblík: Ramenonožci Kosteleckého bradla, p. 155, pl. 3, fig. 1.

Dimensions in mm: length 12; width 12; thickness 7

Material: 2 completely and 3 incompletely preserved specimens.

Description: trigonal in outline, the width and the length are equal, both valves are flat. The ribs are distinct, blunt, 14 in number. The beak is large, slightly incurved, with distinct but unsharp beak-ridges. On the sides there are depressed planareas.

Range: Bajocian to Bathonian

Distribution: ČSSR—Malé Karpaty Mts.(Prístodolok), Strážovská hornatina (Čierny vrch), USSR, Austria, France.

Locality: Podhorie, Hatné, Dohňany, Štepnická skala.

Order **TEREBRATULIDA** WAAGEN, 1883 — Fam. **TEREBRATULIDAE** GRAY 1840

Genus **Terebratula** Müller, 1776 sensu lato

„Terebratula" aff. arcelini Arcelin-Roché, 1936

1878 *Terebratula decipiens* E. Desl. — T. Davidson: A. Monograph etc., p. 151, pl. 20, fig. 4—8.

1912 *Terebratula decipiens* Desl. — M. Lissajous: Jurassique Maconnais, p. 415, pl. 14, fig. 11—12.

1936 *Terebratula arcelini* (Liss, in sched.) nov. spl. — F. Arcelin — P. Roché Les brachiopodes bajociens etc., p. 83, pl. 6, fig. 1—6, pl. 14, fig. 11—12

Dimensions in mm: length 64, width 46, thickness 47,

Material: 1 completely preserved specimen

Description: oval in outline, the length is greater than the width, both valves are equally, very strongly convex. In the anterior part of the dorsal valve the indications of 2 convergent folds are visible, between them the valve is slightly flattened; in the anterior half of the pedicle valve a median fold is indicated. In the middle part of the valves concentric growth—lines are visible. The beak is large, strongly incurved, hiding the deltidium, with large foramen. The beak ridges are short and rounded. The lateral commissure is distinctly bent against the pedicle valve.

Remarks: similar in shape is *Sphaeroidothyris sphaeroidalis* (Sow.) with strong convexity and strongly incurved beak, from which the mentioned form

differs in greater longitudinal extension. The figures of Davidson show less convexity than the described form.

Range: Bajocian

Locality: Bohunice

„*Terebratula*" *lineatula* Rollier, 1918.

1879 *Terebratula ventricosa* Hartmann — L. Szajnocha: Die Brachiopoden—Fauna etc., p. 205, pl. 2, fig. 7—9.

1918 *Terebratula lineatula* — L. Rollier: Synopsis des Spirobranches, p. 397

Dimensions in mm: length 44; width 35,5, thickness 25,5

41 33,5 22,5

Material: 3 incompletely preserved specimens.

Description: subpentagonal in outline, the length is greater than the width. The convexity is slight at both valves. The beak is not preserved, the beak-ridges are blunt. On the surface of the valves distinct concentric growth-lines are visible.

Range: Doggerian

Distribution: Poland

Locality: Bohunice.

„*Terebratula*" *retrocarinata* Rothpletz, 1886

Pl. XXIX, fig. 4a—b

1886 *Terebratula retrocarinata* n. sp. — A. Rothpletz: Geologisch-palaeontologische Monographie etc, p. 101, pl. 1, fig. 8—9, pl. 2, fig. 1—4, 6—7.

Dimensions in mm: length 31; width 23,5; thickness 15 of. fig. specimen

27	21	13,5
25	22	12
24	18	12
30	22,5	15

Material: 7 completely, 8 incompletely preserved specimens.

Description: pentagonal in outline, the length is greater than the width, the pedicle valve is a little more convex than the dorsal valve. In the anterior part of the dorsal valve two short rounded folds extend towards the middle of the valve, separating the central shallow depression from the lateral parts. On the pedicle valve there is a low and wide elevation, separated by narrow depressions from the lateral folds. The beak is low, strongly incurved, with blunt and short beak ridges. The anterior commissure is of the course of a wide and low M. On the surface of the valves distinct concentric growth-lines are visible.

Range: Bajocian to Bathonian
Distribution: Germany
Locality: Podhorie.

„*Terebratula*" *varicans* Rothpletz, 1886

1886 *Terebratula varicans* n. sp. — A. Rothpletz: Geologisch-palaeontologische Monographie etc., p. 97, pl. 4, fig. 16, 17, pl. 8, fig. 6—7

Dimensions: in mm: length 31,5, width 27; thickness 19

24	19,5	15
23	18	13

Material: 3 completely, 2 incompletely preserved specimens

Description: pentagonal in outline, the length is greater than the width, the convexity is slight, sometimes stronger in the umbonal part. In the anterior part of the dorsal valve 2 undulated folds extend towards the middle of the valve, separated by a distinct depression. On the pedicle valve an undulated elevation separated by depressions from smaller lateral folds corresponds to this depression. The beak is low, strongly incurved, with blunt beak-ridges. On the surface of the valves distinct concentric growth-lines are visible, denser near the margin.

Range: Lower Doggerian

Distribution: Austria

Locality: Podhorie.

„*Terebratula*" *craneae* Davidson, 1877

1878 *Terebratula Craneae*, Dav. — T. Davidson: A Monograph etc., p. 151, pl. 22, fig. 1,2.

Dimensions in mm: length 41,5; width 28; thickness 20

Material: 1 completely preserved specimen.

Description: oval in outline, the length is greater than the width, the greatest width is near the anterior margin. The pedicle valve is strongly convex, slightly flattened in the central part; the dorsal valve is flattened, slightly elevated in the central part. The beak is low, considerably incurved, with blunt, short beak-ridges. The anterior commissure is straight, only in the middle slightly bent against the dorsal valve. On the surface of the valves concentric growth-lines are visible in the middle part.

Range: Lower Doggerian

Distribution: England

Locality: Bohunice.

„*Terebratula*" *solitaria* Szajnocha, 1879

1879 *Terebratula solitaria* n. sp. — L. Szajnocha: Die Brachiopoden-Fauna etc., p. 205, pl. 2, fig. 10.

Dimensions in mm: length 47; width 33,5; thickness 31

36 32 28

Material: 2 completely and 1 incompletely preserved specimen.

Description: oval in outline, the length is greater than the width, both valves are strongly convex. In the anterior part of the dorsal valve there are 2 low folds which disappear in one third of the length and are separated by a narrow, shallow sinus. On the ventral valve in the central part there is an elevation, surrounded by two indistinct depressions. The beak is considerably incurved, the beak-ridges are slightly distinct. There are concentric growth-lines on the surface.

Range: Doggerian

Distribution: Poland

Locality: Bohunice.

„*Terebratula*" *pseudocrithea* Arcelin-Roché, 1936.

1936 *Terebratula pseudocrithea* nov. sp. — F. Arcelin & P. Roché: Les brachiopodes bajociens du Monsard, p. 85, pl. 5, fig. 8—11.

1945 *Terebratula („Lobothyris") pseudocrithea* Arcelin & Roché — F. Lieb: Die Brachiopoden, etc., p. 130, pl. 1, fig. 1.

Dimensions in mm: length 39; width 33; thickness 21,5

Material: 1 completely preserved specimen

Description: oval to circular in outline, the length is somewhat greater than the width, both valves are equally convex, the pedicle valve is slightly elevated in the umbonal part. The beak is low, slightly incurved, without beak-ridges. The lateral commissure is straight, the anterior commissure is slightly bent against the dorsal valve.

Range: Bajocian

Distribution: France, Switzerland

Locality: Bohunice.

Genus **Lobothyris** Buckmann 1918

Lobothyris ventricosa (Hartmann)

Pl. XXIX, fig. 3

1871 *Terebratula ventricosa* Zieten — F. A. Quenstedt: Petrefactenkunde Deutschlands. Brachiopoden, p. 407, pl. 49, fig. 102.

1918 *Lobothyris ventricosa;* Auctt. — S. S. Buckmann: The Brachiopoda etc., p. 108.

1936 *Terebratula ventricosa* Hartmann — F. Arcelin — P. Roché: Les brachiopodes bajociens du Monsard, p. 73, pl. 4, fig. 1—11,pl. 5, fig. 12.

Dimensions in mm: length 31,5; width 22; thickness 13 of fig. specimen.

40	31	22
35	28	19

Material: 10 completely and 3 incompletely preserved specimens.

Description: oval in outline, the length is greater than the width, the convexity is strong, stronger in the pedicle valve. The pedicle valve is flattened or slightly depressed anteriorly, the depressed part being slightly elevated in the middle. The dorsal valve is elevated anteriorly, this elevation is depressed, bordered by two convergent folds. The beak is slightly incurved, with unsharp beak-ridges. On the surface of the valves concentric growth-lines are visible.

Range: Bajocian to Bathonian

Distribution: ČSSR—Malé Karpaty Mts. (Prístodolok), England, France, Germany, Morocco, Algeria.

Locality: Mestečko, Podhorie, Bohunice.

Lobothyris buckmani (Davidson, 1852)

1852 *Terebratula Buckmani,* Dav. — T. Davidson: A Monograph etc., p. 144, pl. 7, fig. 15—16.

1918 *Lobothyris buckmani,* Davidson — S. S. Buckman: The Brachiopoda etc., p. 108

1965 *Lobothyris buckmani* (Dav.) — L. Rousselle: Rhynchonellidae, Terebratulidae et Zeilleriidae etc., p. 87, pl. 7, fig. 6—8.

Dimensions in mm: length 27, width 22, thickness 14

Material: 1 completely preserved specimen.

Description: oval in outline, the length is greater than the width, the greatest width is reached nearer to the cardinal region. Both valves are considerably convex, the pedicle valve more, with keel-shaped elevation in the posterior part. The beak is low, considerably incurved, with distinct but rounded and short beak-ridges.

Remarks: the described form agrees with the figures of Davidson (1851), it differs only in being a little wider. It agrees more with fig. 8 of Rousselle (1965).

Range: Bajocian.

Distribution: England, Morocco.

Locality: Podhorie.

Genus **Loboidothyris** Buckman, 1918

Loboidothyris perovalis (Sowerby, 1825)

1852 *Terebratula perovalis*, Sow.— T. Davidson: A. Monograph, etc., p. 51, pl. 10, fig. 1,6.

1886 *Terebratula perovalis* Sow. — A. Rothpletz: Geologisch-palaeontologische Monographie etc., p. 100, pl. I, fig. 11; pl. II, fig. 9, 11—19.

1918 *Loboidothyris perovalis*, J. de C. Sowerby — S. S. Buckman: The Brachiopoda etc., p. 112, pl. 20, fig. 24,

Dimensions in mm: length 43, width 33, thickness 25

52	40	26
34	26	18
31	30	14
31,5	22	15

Material: 45 completely and 16 incompletely preserved specimens.

Description: oval in outline, the length is greater than the width or the length and the width are approximately equal, the convexity is moderate, stronger on the pedicle valve. The dimensions of the specimens are variable. On the pedicle valve there is a depression in the anterior part divided by a slight elevation in some specimens, on the dorsal valve a moderate elevation, sometimes with a slight depression in the middle, separated by folds from the lateral parts, corresponds to it. The beak is slightly incurved, with rounded beak ridges. In some specimens coarser and finer concentric growth-lines are visible on the surface. The anterior commissure is slightly bent against the dorsal valve.

Range: Lower Doggerian.

Distribution: England, France, Austria.

Locality: Podhorie, Hatné.

Genus **Ptyctothyris** Buckman, 1918

Ptyctothyris stephani (Davidson, 1878)

1878 *Terebratula Stephani*, Dav, — T. Davidson: A. Monograph, etc., p. 147, pl. 18, fig. 1—3.

1918 *Ptyctothyris stephani*, Davidson sp. — S. S. Buckman: The Brachiopoda, etc., p. 101, pl. 20, fig. 9.

1945 *Ptyctothyris stephani* (Davidson) — F. Lieb: Die Brachiopoden, etc., p. 136, pl. 1, fig. 7—9.

Dimensions in mm: length 39, width 27; thickness 22,5

44	33	23

Material: 2 completely preserved specimens.

Description: Subpentagonal in outline, the length is greater than the width, the valves are much convex, the pedicle valve more. On the dorsal valve there are two more or less distinct folds, bordering a deep depression.

On the pedicle valve there is a more or less distinct elevation, bordered by depressions laterally. The beak is considerably incurved, with short, rounded beak-ridges.

Range: Lower Doggerian.

Distribution: ČSSR—Malé Karpaty Mts. (Prístodolok), England, France, Germany, Switzerland, Spain.

Locality: Bohunice.

Genus **Wattonithyris** Muir—Wood, 1936

Wattonithyris aff. wurtembergica (Oppel, 1856).

1852 *Terebratula sphaeroidalis*, Sow. — T. Davidson: A. Monograph etc., p. 56, pl. 11, fig. 16—18.

1871 *Terebratula bullata* Zieten — F. A. Quenstedt: Petrefactenkunde Deutschlands. Brachiopoden, p. 409, pl. 50, fig. 10, 11, 22, 24.

1963 *Wattonithyris würtembergica* (Oppel) — J. Seifert: Die Brachiopoden etc., p. 188, pl. 12, fig. 8.

1963 *Wattonithyris magna* nov. sp. — J. Seifert: Die Brachiopoden etc., p. 189, pl. 12, fig. 7.

Dimensions in mm: length 56; width 41; thickness 39

Material: 1 completely and 1 incompletely preserved specimen.

Description: subpentagonal in outline, the length is greater than the width, both valves are very strongly convex, especially the dorsal valve. The pedicle valve is flattened anteriorly; this flattened part is slightly elevated in the middle. The dorsal valve has a shallow and wide depression in the anterior part, bordered by slightly distinct folds. The beak is much incurved, the beak-ridges are rounded. The anterior commissure is slightly bent against the pedicle valve. On the surface of the valves distinct concentric growth-lines are visible along which the shell is thickened.

Remarks: the described form differs from *Wattonithyris wurtembergica* (Oppel, 1856) in stronger convexity of the dorsal valve.

Range: Bajocian

Locality: Podhorie.

Genus **Goniothyris** Buckman, 1918

Goniothyris aff. phillipsi (Morris)

1852 *Terebratula Phillipsi*, Morris — T. Davidson: A. Monograph etc., p. 53, pl. 11, fig. 6—8.

1917 *Goniothyris phillipsi*, Morris — S. S. Buckman: The Brachiopoda etc. p. 117.

1936 *Terebratula phillipsi* Morris — F. Arcelin & P. Roché: Les brachiopodes bajociens du Monsard, p. 92, pl. 7, fig. 1—11, pl. 8, fig. 1—6.

Dimensions in mm: length 50; width 33; thickness 25,5

44 31 23

Material: 2 completely preserved specimens.

Description: pentagonal in outline, the length is greater than the width, the convexity is strong, the pedicle valve is more convex than the dorsal valve. The greatest width is nearer to the cardinal region in the longer specimen and near to the anterior part in the shorter specimen. On the dorsal valve there are two folds in the anterior part, extending towards the middle of the valve and bordering a deeper depression. On the ventral valve there is one fold in the central part bordered by two slightly distinct depressions laterally. The beak is much incurved, with rounded beak-ridges.

Remarks: the mentioned form differs from *Goniothyris phillipsi* (Morris) in more slightly bent lateral commissure, the greatest width outside the middle of the valves and less angulated shape of the lateral parts of the valves. It agrees in the general shape and the magnitude of the length in relation to the width.

Range: Bajocian.

Locality: Podhorie.

Family **PYGOPIDAE** MUIR – WOOD, 1965

Genus **Linguithyris** Buckman, 1918

Linguithyris bifida (Rothpletz, 1886).

1886 *Terebratula bifida* n. sp. — A. Rothpletz: Geologisch-palaeontologische Monographie etc., p. 114, pl. 5, fig. 17—19, 21, 23, 25—27.

1917 *Linguithyris bifida*, Rothpletz — S. S. Buckman: The Brachiopoda etc., p. 99, pl. 20, fig. 3.

Dimensions in mm: length 16, width 20; thickness 11.

Material: 2 incompletely preserved specimens.

Description: oval in outline, the width is greater than the length, the dorsal valve is slightly convex, with sinus wider and deeper in the anterior part. The pedicle valve is strongly convex, with moderately raised fold in the anterior part, which is damaged. The beak is missing, the beak-ridges are little distinct.

Range: Bajocian.

Distribution: ČSSR—Malé Karpaty Mts, (Vývrať), Austria.

Locality: Podhorie.

Linguithyris curviconcha (Oppel, 1863)

1863 *Terebratula curviconcha* Opp. — A. Oppel: Ueber das Vorkommen etc., p. 206, pl. 5, fig. 6.

1962 *Linguithyris curviconcha* (Oppel) — A. Ferrari: Brachiopodi guirassici etc., p. 142, pl. 10, fig. 5.

Dimensions in mm: length 18; width 13,5; thickness 10
25,5 24,5 16

Material: 2 completely and 5 incompletely preserved specimens.

Description: pentagonal in outline, the length is greater than the width or opposite, both valves are strongly convex, the dorsal valve more. On the pedicle valve there is a distinct fold, on the dorsal valve a deep sinus projecting as a linguiform extension against the pedicle valve corresponds to the fold. The beak is small, strongly incurved, without beak-ridges.

Range: Doggerian.

Distribution: ČSSR—Stražovská hornatina Mts. (Čierny vrch), Humenské pohorie Mts. (Jasenov), Austria, Italy, France.

Locality: Dohňany, Štepnická skala, Mestečko.

Family **ZEILLERIIDAE** ALLAN, 1940

Genus **Zeilleria** Bayle, 1878

Zeilleria waltoni (Davidson, 1852).

1852 *Terebratula Waltoni*, Dav. — T. Davidson: A. Monograph etc., p. 36, pl. 5, fig. 1—3.

1886 *Waldheimia Waltoni* Dav. — A. Rothpletz: Geologisch-palaeontologische Monographie etc., p. 123, pl. 7, fig. 20—31.

Dimensions in mm: length 21; width 19; thickness 9
16 10,5 13
16 13 7

Material: 4 completely and 3 incompletely preserved specimens.

Description: oval in outline, the length is greater than the width, both valves are slightly convex, the pedicle valve more. The beak is large, slightly incurved.

Range: Lower Doggerian.

Distribution: ČSSR—Malé Karpaty Mts. (Prístodolok), England, France, Germany, Austria.

Locality: Podhorie.

Zeilleria emarginata (Sowerby, 1823)

1852 *Terebratula emarginata*, Sow. — T. Davidson: A. ;Monograph etc., p. 35, pl. 4, fig. 18.

1878 *Waldheimia emarginata*, Sow.— T. Davidson: A. Monograph etc., p. 161, pl. 23, fig. 5—7.

1919 *Zeilleria emarginata* J. de Sow. — L. Rollier: Synopsis etc., p. 321

Dimensions in mm: length 15; width 13; thickness 10.

Material: 1 completely preserved specimen.

Description: pentagonal in outline, the length is a little greater than the width. The pedicle valve is much convex, the dorsal valve is flat, both valves are thick. Both valves are depressed near the anterior commissure and short rounded carinae extend from the anterior corners. The beak is low, slightly incurved, with sharp beak ridges. On the surface of the valves concentric growth-lines are visible being denser near the margins.

Range: Bajocian to Bathonian.

Distribution: England, Switzerland

Locality: Podhorie.

Zeilleria aff. subbucculenta (Chapuis & Dewalque, 1853).

1853 *Terebratula subbucculenta* N. —F. Chapuis & G. Dewalque: Description des fossils etc., p. 242—243, pl. 36, fig. 4.

1919 *Zeilleria Waltoni* Dav. — L. Rollier: Synopsis etc., p. 304 (pars)

1919 *Zeilleria subbucculenta* Chap. & Dew. — L. Rollier: Synopsis etc., p. 303.

1965 *Zeilleria cf. subbuculenta* Chap. & Dew. — L. Rousselle: Rhynchonellidae, Terebratulidae et Zeilleridae etc., p. 14, pl. 17 fig. 1—4.

Dimensions in mm: length 21; width 13,5; thickness 11
25 15,5 13

Material: 3 completely preserved specimens.

Description: oval in outline, the length is greater than the width, the greatest width is in half the length. The pedicle valve is strongly convex, carinate in the posterior part, the dorsal valve is flat. The beak is low, slightly incurved, with sharp and short beak-ridges. On the surface of the valves marked concentric growth-lines are visible.

Remarks: the described form differs from *Zeilleria subbuculenta* (Chap. & Dew.) in smaller width.

Range: Bajocian

Locality: Podhorie.

Genus **Antiptychina** Zitel, 1880

Antiptychina puchoviensis sp. n.

Pl. XXIX, fig. 2a—d

The holotype is deposited in the collections of the Slovak Museum in Bratislava No. SNM-z/3549;

Locus typicus: the quarry west of the village of Podhorie, south of the town of Ilava.

Stratum typicum: Bajocian, white and pink crinoidal limestone.

Derivatio nominis: after the town of Púchov in West Slovakia.

Dimensions in mm: length 20,5; width 14; thickness 8 of the holotype

20	16,5	8
16	13	8
15	13	7
14	13	6

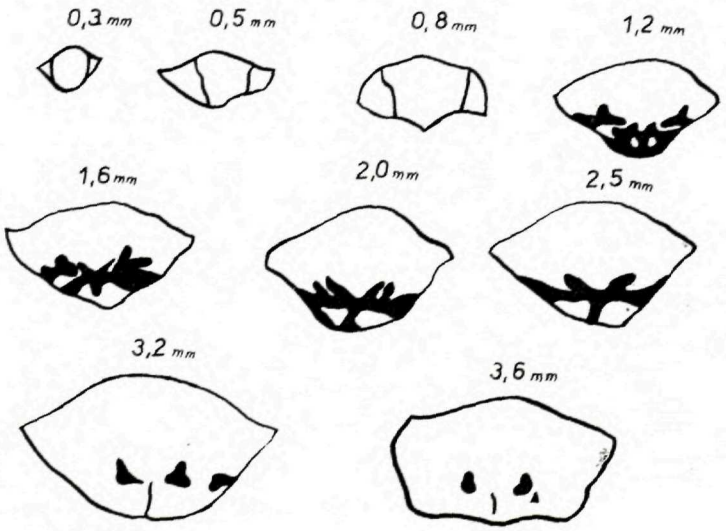
Material: 10 completely and 8 incompletely preserved specimens.

Description: pentagonal in outline, the length is greater than the width, the pedicle valve is elevated in the central part, in the elevation there is a depression delimited by two folds, deepened in the anterior part. The dorsal valve is flat, getting more depressed anteriorly; in the middle of the depressed part a low wide fold is developed. The beak is low, slightly incurved, the beak ridges are short, long and bent. The anterior commissure is of the course of a wide and rounded M. On the surface of the valves concentric growth-lines are visible nearer to the anterior margin.

Internal characters: dental lamellae are ventrally divergent, the teeth are oblique, interiorly, the sockets are deep, the outer socket-ridges are not distinctly demarcated from the sockets.

Range: Bajocian to Bathonian.

Locality: Podhorie, Dohňany.



Text-Fig. 5. Serial sections of Antiptychina puchoviensis sp. nov. — orig. length 16 mm.

Aulacothyris concava (Parona, 1895).

Pl. XXIX, fig. 10 c.

1962 *Aulacothyris concava* (Parona) — A. Ferrari: Brachiopodi giurassici etc., p. 146, pl. 10, fig. 6.

Dimensions in mm: length 20; width 26; thickness 11.

Material: 1 completely and 1 incompletely preserved specimen.

Description: oval in outline, the width is greater than the length, the pedicle valve is moderately convex, with a flat, small distinct fold in the anterior part, on the dorsal valve a deep and wide sinus corresponds to it. The beak is low, strongly incurved, with rounded beak-ridges. The anterior commissure is deeply bent against the dorsal valve.

Range: Bathonian.

Distribution: Italy

Locality: the klippe Hrádok at the village of Hatné.

Conclusion

In the area under study the localities of rich Middle Jurasic brachiopod fauna are situated, representing the stages from the Bajocian up to the Callovian. The richest fauna is found in the Bajocian, mainly at the locality of Podhorie. The representation of the more typical brachiopod species in the individual stages is as follows: Bajocian, prevailingly white and pink crinoidal limestones: *Ptyctothyris stephani* (Dav.), *„Terebratula" pseudocrithea* Arcelin-Roché, *„Terebratula" craneae „*Dav.", *Sphenorhynchia rubrisaxensis multicostata* (Rothpl.), *Sphenorhynchia rubrisaxensis rectifrons* (Rothpl.), *Loboidothyris perovalis* (Sow.), *Linguithyris bifida* (Rothpl.): Bajocian to Bathonian, pink and red crinoidal limestones: *Lobothyris ventricosa* (Hartmann), *„Terebratula" retrocarinata* Rothpl., *Antiptychina puchoviensis* sp. n., *Linguithyris curviconcha* (Opp.). *„Rhynchonella" sublacunosa* Szajn., *„Rhynchonella" aff. obsoleta* (Sow.), *„Rhynchonella" aff. concinna* (Sow.), *Cymatorhynchia quadriplicata* (Sow.), *Gnathorhynchia trigona* (Quenst.); Bathonian-red crinoidal limestones: *„Rhynchonella" aff. dumortieri* Szajn., *„Rhynchonella" moriérei* Dav., *„Rhynchonella" balinensis* Suess, *Aulacothyris concava* (Par); Bathonian to Callovian, red nodulous limestones: *Linguithyris curviconcha* (Opp.), *Gnathorhynchia trigona* (Quenst.), *„Rhynchonella" micula* Opp., *„Rhynchonella" rectecostata* Uhl.

Rewieved by Dr. M. Siblík

D. Štúr Institute of Geology, Bratislava

REFERENCES

[1] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpat II., Bratislava. — [2] Arcelin F. — Roché P., 1936: Les Brachiopodes bajociens du Monsard. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, fasc. XXX, Mém. 25. — [3] Buckmann S. S., 1917: The Brachiopoda of the Namyau Beds, Northern Shan States, Burma: Mem. Geol. Survey India, Palaeont. Indica n. s., vol. III., Mem. no. 2. Calcutta. — [4] Clerc M., 1904: Etude monographique des fossiles du Dogger de quelques gisements classiques du Jura neuchâtelois et vaudois. Mém. Soc. Paléont. Suisse, vol. XXXI Genéve. — [5] Corroy G., 1932: Le Callovien de la bordure orientale du Bassin de Paris. Mém. pour servir a l'explication de la carte géologique détaillée de la France, Paris. — [6] Chapuis F. — Dewalque G. 1853; Description des fossils des terrains secondaires de la Province du Luxemburg. Mém. Acad. Roy—Belg. s. XXV, Bruxelles. — [7] Davidson T., 1851—52: A monograph of British Oolitic and Liasic Brachiopoda. Palaeontogr. Soc., vol. 4 et 6, part. III. London. — [8] Davidson T. 1854: A monograph of British Oolitic and Liasic Brachiopoda. Appendix and supplementary additions to the appendix. Palaeontogr. Soc., part II. London. — [9] Davidson T., 1878: A monograph of British Brachiopoda. Supplement to the Jurassic and Triassic species. Palaeontogr. Soc. vol. XXXII, part. II, no. 2. London. — [10] Deslongchamps E. E., 1860: Mémoire sur les Brachiopodes du Kelloway Rock, ou zone ferrugineuse du terrain callovien dans le NW de la France. Mém. Soc. linn. Normandie, vol. XI. Caen. — [11] Finkelstein H., 1889: Der Laubenstein bei Hohen—Aschau. Ein Beitrag zur Kenntnis der Brachiopodenfauna des unteren alpinen Doggers. Neues Jahrb. für Min. Geol. u. Palaentol. VI. Beil.—Bd. Hft. 1. Stuttgart. — [12] Ferrari A., 1962: Brachiopodi giurassici dei dintorni di Rovereto (Trentino) Giornale di Geologia. Annal. del Museo Geologico di Bologna, serie 2a., vol. XXIX. — [13] Gardet G. — Gérard Ch., 1964: Contribution á l'étude du Moyen—Atlas septentrional Notes et Mém. Serv. géol. Maroc. no. 64, Rabat. — [14] Flamand G. B. M., 1911: Recherches géologiques et géographiques sur „le Haut—Pays de l'Oramie" et sur le Sahara (Algérie et Territoire du Sud). These Sci Lyon. no. 47, A. Rey édit. Lyon. — [15] Gerasimov P. A., 1955: Rukovodaščije iskopajemyje mezozoja centraľnych oblastej jevropejskoj časti SSSR. časť I. Plastinčatožabernyje, brjuchonogije, ladenogije moljuski i plečenogije jurskich otloženij, Moskva — [16] Haas H., 1885—1891: Étude monographique et critique des Brachiopodes rhétiens et jurassiques des Alpes vaudoises et des contrées environnantes. Mém. Soc. paléont. Suisse. vol. XI, XIX, XVIII, Genéve. — [17] Haas H., 1889—1890 to 1893: Kritische Beiträge zur Kenntnis der jurassischen Brachiopodenfauna des Schweizerischen Jura — Gebirges und seiner angrenzenden Landestheile. Mém. Soc. paléont. Suisse, vol. XVI, XVII, XX, Genéve. — [18] Lieb F., 1945: Die Brachiopoden des mittleren Doggers des schweizerischen Jura und ihre stratigraphische Bedeutung. Tätigk. nat. Gesell. Baselland. — [19] Lissajous M., 1912: Jurassique Mâconnais. Fossiles caractéristiques. Bull. Soc. Hist. nat. Mâcon. 1907—1911, vol. 3, no. 3—16, et Protat imp. Mâcon. — [20] Makridin V. P., 1952: Brachiopodi verchnejurskich otloženij Doneckogo kriaža. Charkov. — [21] Martelli. A., 1906: Brachiopodi del Dogger Montenegrino. Boll. della Soc. Geol. Italiana, vol. XXV. Roma. — [22] Matějka A. — Andrusov D., 1931: Guide des excursions dans les Carpathes Occidentales. Knihovna Státního geologického ústavu Československé republiky. Svazek 13. A., Praha. — [23] Oppel A., 1863: Ueber das Vorkommen von jurassischem Posidonomyen— Gesteinen in den Alpen. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. XV. Bd., 1 Hft. Berlin. — [24] Pevný J., 1964: Brachiopódy severnej časti Malých Karpát. Geolog. práce, Správy 33. Bratislava. — [25] Quenstedt F. A., 1868—71: Petrefactenkunde Deutschlands. Die Brachiopoden,

Leipzig. — [26] Roché P. 1939: Aalénien et bajocien du Maconnais et de quelques régions voisines. Travaux du Lab. Géol. Lyon, fasc. XXXV, Mém. 29. — [27] Rousselle M. 1965: Rhynchonellidae, Terebratulidae et Zeilleriidae du Dogger marocain (Moyen-Atlas septentrional. Hauts Plateaux, Haut Atlas, Notes et Mémoires du Service Geologique). No. 187. Rabat. — [28] Rollier L., 1916—1919: Synopsis des Spirobranches (Brachiopodes) jurassiques celtosouabes. Mém. Soc. Paléont. Suisse. vol. XLI (1916)—XLIV (1919) Genéve. — [29] Rothpletz A., 1886: Geologisch-palaeontologische Monographie der Vilser Alpen mit besonderer Berücksichtigung der Brachiopoden-Systematik. Paleontographica. — [30] Ruiz C., 1928: I Brachiopodi batoniani del Monte Inici (Trapani) Mém. Inst. Geol. R. Univers. Padova. — [31] Siblík M., 1966: Ramenonožci kosteleckého bradla. Geologické práce, Správy 38. Bratislava. — [32] Seifert J. 1963: Die Brachiopoden des Oberen Dogger der Schwäbischen Alb. Paleontographica, Abt. A, Bd. 121, mov. 4—6. Stuttgart. — [33] Sowerby J. de C., 1812—1829: Mineral Concology of Great-Britain, vol. I—VII., London. — [34] Stefano G. di, 1884: Ueber die Brachiopoden des Unteroolithers von Monte San Guiliano bei Trapani (Sicilien). Jahrb. K. K. geol. Reichsanst. Bd. XXXIV, Hft. 4. Wien. — [35] Szajnocha L., 1879: Die Brachiopoden-Fauna der Oolithe von Balin bei Krakau. Denkschr K. Akad. Wissenschaften, Bd. XLI, Abt. II. Wien. — [36] *Treatise on Invertebrate Paleontology*, part 11, Brachiopoda, 1965: The geological Society of America, Inc. and The University of Kansas Press. — [37] Uhlig V., 1881: Ueber die Fauna des rothen Kellowaykalkes der penninischen Klippe Babierzówka bei Neumarkt in West-Galizien. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Bd. XXXI, Hft. 3, Wien. — [38] Zieten C. H. von, 1830: Die Versteinerungen Württembergs. Stuttgart.

Explanations to Plates XXVII — XXIX

Plate XXVII

Fig. 1. „*Rhynchonella*" *sublacunosa* Szajn., Mestečko, natural size. — Fig. 2a-b „*Rhynchonella*" *aff. dumortieri* Szajn. ,Mestečko, nat. size. — Fig. 3 „*Rhynchonella*" *morierei* Dav., Mestečko, magnif. 1,1. — Fig. 4a, c „*Rhynchonella*" *aff. concinna* (Sow.), Mestečko, natural size. — Fig. 5a, c *Sphenorhynchia plicatella* (Sow.) Podhorie, natural size

Plate XXVIII

Fig. 1a—b *Cymatorhynchia quadriplicata* (Ziet.), Mestečko, magnif. 1,1. — Fig. 2a—c *Gnathorhynchia trigona* (Quenst.), Podhorie, magnif. 1,6. — Fig. 3a, c „*Rhynchonella*" *balinensis* Suess, Hatné, magnif. 1,2. — Fig. 4a, c „*Rhynchonella* " *aff. obsoleta* (Sow.), Podhorie, natural size. — Fig. 5a, c „*Rhynchonella*" *edwardsi* Chap. et Dew., Mestečko, natural size

Plate XXIX

Fig. 1a, c. *Aulacothyris concava* Par., Hasné, magnif. 1,1. — Fig. 2a—d *Antiptychina puchoviensis* sp. n., Podhorie, natural size. — Fig. 3 *Lobothyris ventricosa* (Hartm.), Bohunice, natural size. — Fig. 4a—b „*Terebratula*" *retrocarinata* Rothpl., Podhorie, natural size

B. L. CZABALAY

GASTÉROPODES DU SÉNONIEN EN SLOVAQUIE

Abstrakt. En étudiant les Gastéropodes du Sénonien de Hongrie j'ai dû en même temps examiner — comme matériel comparatif — aussi ceux de la Slovaquie. Ce matériel—récolté par L. Lóczy fils — fait partie de la collection documentaire de l'Institut Géologique de Hongrie, et provient de la région rocheuse de Jablonica—Prašník—Nemešany et des sédiments sénoniens de la baie Gozau de Brezová — Stará Turá. Tout en examinant le matèriel entier j'ai surtout étudié et décrit les Nérinées et les Actéonelles: espéces les plus caractéristiques de Gozau. Quelques-unes des pièces énumérées dans l'ouvrage de Lóczy sont probablement perdues; d'autres, par- contre, n'étaient pas à identifier de manière satisfaisante.

C'est en 1915 que Lóczy s'était occupé de l'analyse géologique des formations de Gozau et des conditions paléographiques de la mer de Gozau. Il a désigné dans cette riche faune quelques nouvelles espèces, mais celles-ci figurent dans la littérature comme nomen nudum.

Ces études de L. Lóczy fils avaient des précurseurs, ainsi déjà depuis le milieu du siècle dernier (1860) on trouve des données y relatives dans les comptes rendus de D. Stur concernant les relevés faits sur le mésozoique des vallées de la Nitra et du Váh en donnant de cette région une description remarquable. On trouve encore des données sur cette contrée dans les études de F. Foetterle (1864); de C. M. Paul (1893); Vetters (1904); de P. Limanovsky (1912) et de L. Kober (1912).

La récente littérature slovaque y relative est représentée par les travaux de D. Andrusov (1945, 1959) s'occupant surtout de la géologie et de la paléontologie de ce terrain ce dont il s'agit. La micropaléontologie en vient de V. Scheibnerova.

Les déterminations stratigraphiques d'autrefois de L. Lóczy fils se rapportant sur la série des couches de ce terrain, demeurent en leurs grandes lignes,

encore pertinentes. Il regardait cette série à formation de Gozau comme provenant du Sénonien; le niveau inférieur se constitue d'argile marneuse jaune et de grès à très fines granules contenant une faune très riche en Glauconies et en Actéonelles. Cette couche est superposée par des grès gris et par des conglomérats; enfin la série se recouvre par des calcaires et des grès à Inocerames.

J'ai déterminé les fossiles suivants provenant des sédiments d'argiles jaunes et de grès: *Glauconia coquandiana* D'Orb., *Glauconia coquandiana prasmikensis nov. ssp.*, *Nerinea buchi* Keferstein, *Acteonella gigantea* Sowerby, *Itruvia abbreviata* Philippi. Quant aux couches à formation d'eaux mixtes, voici les espèces que j'en ai déterminées: *Tusbo vestitus* Zekeli (No d'inventaire: 6256), *Natica cretacea* Goldfuss (No d'inv. 6254), *Fusus torosus* Zekeli (No d'inv. 6261), *Aptyxiella gracilis* Zekeli, et *Acteonella laevis laevis* (Sow.).

Les *Glauconia conoidea* et *Glauconia mariae* et leurs variétées énumérées par L. Lóczy, se sontavérées — sauf la seule nouvelle sous-espèce — *Glauconia coquandiana*. Les trois cordons nodulés, caractérisant la *Glauconia coquandiana*, sont très bien observables sur les pièces développées. Mais il est à remarquer que cette espèce montre une grande variabilité: les piéces juvéniles portent sur leurs tours embryonnaires quatre cordons nodulés. Ce phénomène — notamment que le nombre des cordons (3 ou 4) peuvent changer chez le mème individuau cours de son évolution, prouve que ce fait doit ètre plutôt attribué à des changement de conditions écologiques locales, bien plus qu'à un cachet caractéristique de l'espèce. Les caractéristiques de l'espèce et des variétés de la *Glauconia mariae*, provenant de la Provence et décrites par S. Fabre Taxy (1948, 1951), se présentent souvent ensemble chez une seule pièce de Prašnik, ainsi: la forme des nodules et les modifications que subissent les volutes des spires — ces faits se montrent assez convainquants pour se garder de vouloir minutieusement diviser cette forme sur espèces, sous-espèces, et variétés.

Cette faune montre une fréquence en *Nerinea buchi* Keferstein, ainsi qu'en *Actéonella lamarcki* Sowerby et en *Itruvia abbreviata* Philippi.

La *Glauconia coquandiana* et ses variétés se rencontrent également dans le groupe houiller de Gozau (Santonien supérieur et Campanien inférieur), dans les soubassements et dans les couvertures, ainsi qu'en Autriche, en Yougoslavie, en Roumanie (Borod), dans le Midi de la France (Provence: La Cadière, Plan d'Aups, Sainte-Baume, La Fare, Candelon, Brignelle, Martigues).

Les espèces *Acteonella (Trochacteon)* comme le *Tr. gigantea* et l'*Itruvia abbreviata* sont des espèces caractérisant le calcaire du soubassement des groupes d'houiller des Alpes et les sédiments de conglomérats, et indiquent toujours les confins du Santonien supérieur et du Campanien inférieur. Aussi l'espèce *Nerinea buchi* se rencontre-t-elle toujours dans formations du Santo-

nien supérieur. Des formations pareilles, accompagnées des mèmes ensembles faunistiques, sont à retrouver en Roumanie (Odvos, Konop), en Yougoslavie, en Grèce (Vardar et ceinture pélagonienne), puis en URSS (Caucase), où elles caractérisent partout le Santonien supérieur. Se fondant sur les études de Pokorny (1939), Kollmann (1965) et Tiedt, (1958) concernant la présence des espèces de ces deux genres nous offrent aussi un moyen pour délimiter les formations des étages inférieurs du Santonien et du Campanien.

L'*Aptyxiella gracilis* et l'*Actéonella laevis* que l'on rencontre dans les grès charbonneux et dans les conglomérats à grains fins, prouvent que ces sédiments appartiennent aux étages inférieurs du Campanien. Ces deux espèces se retrouvent partout dans les sédiments à salinité réduite de Gozau, ainsi en Yougoslavie, en Grêce, en Roumanie, en Autriche, en Hongrie (Monts de Bakony), et dans le Midi de la France.

Les formations du Sénonien en Slovaquie proviennent des côtes maritimes de Gozau dont le développement géologique et faunistique s'attachent étroitement aux formations Gozau des Alpes, et en direction Sud—Est au Sénonien du massif Bükk. La série des couches sénoniennes ne sont pas complètes; l'étage inférieur et le supérieur font défaut — il n'y a que la partie moyenne du Gozau qui sont représentée ici. Des couches discordantes de conglomérats couvrent le Santonien indiquant que même le Gozau du milieu présente des défauts de sédiments.

Le calcaire à Actéonelles des sédiments sénoniens supérieurs de Bakony qui se présente dans la section de calcaire á Hippurites et à Coreaux (*A. leavis laevis* Sow.) se révéle plus récent que ceux des couches slovaques (Campanien). D'après les données des forages exécutés dans la vallée du Váh l'âge des sédiments à Actéonelles sont à identifier avec le groupe de grés fin charbonneux de Sümeg où j'ai rencontré la même espèce Trochacteon, notamment la *(Tr.) gigantea*. Z. Schréter (1954) distingue dans la série Gozau du massif Bükk une couche supérieure et une inférieure de conglomérats et de grés, dont il donne l'âge du Coniacien, respectivement du Campanien. E. Vadász, dans son livre „*Histoire de la Terre*" mentionne le fait que les éléments faunistiques des deux niveaux susdits se soient montrés identiques *(Plagyoptichus aquilloni, Hippurites cornuvaccinum, Hippurites sulcatus, Sphaerulites angeoides, Glauconia obvulata, Glauconia kefersteini, Acteonella gigantea)* — cet ensemble faunistique contredirait à la délimitation de l'étage inférieur du Coniacien. La faune des Rudistes cités caractérise l'étage inférieur du Campanien, et il n'est pas supposable que les deux niveaux contiennent les mêmes éléments faunistiques, ou que l'âge des deux étages ne soient différents. L'analyse de la faune du Bükk, l'appréciation de sa site stratigraphique, puis l'élucidation de son rapport avec les faunes du Gozau d'Autriche et de la Slovaquie est une

tâche future. La mise au net de cette question sera d'autant plus intérressante que l'on commence bientôt l'analyse de la matière Gozau d'Autriche récemment récoltée, ce qui va entrainer une révision des faunes des certaines couches à Rudistes — révision reposant sur de nouveaux points de vues. La première étape en fut l'examen du niveau campanien à Rudistes du Bakony lequel a permi de déterminer la situation faunistique et stratigraphique du dit niveau atheniensis-cornuvaccinum. Aussi sur cette base était-il possible de déterminer et d'identifier ce même niveau en Autriche (Untersberg) Grêce (Vardar, ceinture pélagonienne) Slovaquie Roumanie (Transsylvanie) et en Yougoslavie.

Description paléontologique

Familia: **GLAUCONIIDAE** PCELINCEV

Genus: **Glauconia** Giebel 1852

Glauconia coquandiana D'Orbigny 1842

Tableau XXII, Fig. 11, 12, 16

1842 *Turritella coquandiana* D'Orbigny, p. 44.
1852 *Glauconia coquandiana* Zekeli, p. 27, Pl. II. Fig. 2. a—c.
1952 *Glauconia coquandi* Ciric, p. 253, I. II. pl. 1—3, 5—6.

Localité: Prašník (au dessus du moulin de Kovarc); „Milcic, Pusztavész" (Slovaquie).

Matériel étudié: 122 pièces.

No d'inventaire: 6226, 6234, 6232, 6237, 6239, 6241.

Age géologique: Sénonien, argile marneuse jaune et groupe de grès.

Dimensions: hauteur 48,6 mm; largeur: 19,6 mm.

Description: Forme conique, élancée, la spire fait huit tours. Ces tours portent chacun trois rangs noduleux, bien séparés les uns des autres — les deux inférieurs étant toujours plus marqués que le supérieur. Entre ces rangs perlésont aperçoit en général deux stries, mais le nombre de celles-ci varie sur les tours juvéniles.

Une des variations présente des nodules oblongues, se suivant en rang serré, les tours inférieurs de la spire ne présentent plus de stries entre eux. étant donné qu'ici les rangs se rapprochent presqu'à se toucher, les ayant sans doute superposés.

Remarques: Les Glauconia de Slovaquie s'identifient par leurs caractères principaux avec l'espèce *Glauconia coquandiana* de D'Orbigny. En même temps elle est assez proche de l'espèce de Mazeron — *Gl. mariae* — seulement plus élancée que cette dernière. La *Gl. coquandiana kefersteini* diffère de notre échantillon par son ornementation, d'autres variations se montrent très

minces, ressemblant á la forme élancée. Les nodules de la *Gl. conoidea* porte des nodules à forme pareille mais présente toujours quatre rangs.

Les échantillons de Prašník, au contraire, se caractérisent par trois rangs perlés, seulement quelques pièces juvéniles se distinguent par quatre rangs, d'autres, en revanche, présentent des tours juvéniles à ornementation ressemblant à celle de *Gl. coquandiana kefersteini*. J'ai déjà signalé, dans un de mes travaux précédents, que jamais je ne suis arrivée à trouver ensemble à l'intérieur d'une localité *Gl. coquandiana* et *Gl. coquandiana kefersteini*, ainsi me basant sur les différences de forme et d'ornementation, je trouve tout juste de maintenir ces deux sous-espèces. Le phénomène qui se présente á Prašník — notamment que la même forme présente des variations de trois ou de quatre rangs noduleux; aussi l'ornementation varie-t-elle montrant une tendence vers une nouvelle sous-espèce — prouve que tout cela doit être plutôt attribué á des conditions écologiques (salinité variante) qu'à de cachets quelconques. Au cours de nos examens suivants sera-t-il peut-être possible de trouver un moyen pour que les formes de transition de ces deux sous-espèces ne soient traitées comme espèces isolées, mais simplement comme variations.

Répartition géographique: *France:* Provence La Cadière, Plan d'Aups, Sainte Baume, La Fare, Candelon, Brignolle, Martigues, Uchaux.

Glauconia coquandiana prasnikensis nov. subspec.

Tableau XXII, Fig. 13, 14, 15.

Holotype. Élancée, la spire se trouve pointue (II. 14—15). Locus typicus: Prašník (au dessus du moulin Kovač), Slovaquie.

Stratum typicum: Sénonien, argile marneuse jaune et groupe de grès. No d'invetaire du holotype: 6240.

Dimensions du holotype: hauteur 47,7 mm; largeur 24,8 mm.

Matériel étudié en outre: 17 pièces. No d'inv.: 6233, 6238, 6242.

Diagnose. Élancée, à spire très pointue. Chacun des tours porte trois rangs noduleux; entre le rang supérieur et celui du milieu se trouvent trois rangs perlés.

Description: Forme mince, conique, la spire se trouve allongée, possèdant huit-neuf tours. Ils portent tous trois rangs noduleux, les nodules sont un peu oblongues et se rangent à certaine distance les unes des autres. Le rang inférieur et celui du milieu sont étroitement rapprochés; en ce qui concerne le supérieur et le milieu ils sont plus espacés, et cet espace se trouve orné par trois rangs perlés. Les tours juvéniles montrent des rangs noduleux médians à peine développés, pas beaucoup plus forts que les rangs perlés susdites. En ce qui concerne l'épaisseur de ces derniers et leur distances elles varient par pièces.

Diagnose différentielle: Cette nouvelle sous-espèce appartient aux

formes de l'espèce *Glauconia coquandiana*. La forme de Slovaquie diffère de *Gl. coquandiana* car le rang noduleux inférieur et celui du milieu se trouvent étroitement l'un à côté de l'autre, tandis que l'espace entre le cordon noduleux du milieu et le supérieur est plus large. Les cordons rapprochés évoquent la *Gl. mariae*. Elle diffère de la sous-espèce *Gl. coquandiana kefersteini* par son ornamentation, par la disposition des rangs noduleux, enfin sa taille est plus allongée.

On rencontre à Prašník toute une série de transition de l'espèce *Gl. coquandiana* tendant vers l'espèce *Gl. mariae* et la sous-espèce *Gl. coquandiana kefersteini*. Stoliczka, il y a cent ans, avait déjà bien remarqué que les variations si riche de cette localité recèlent dans les cordons noduleux, notamment dans leur disposition, leur forme, et dans la distance des rangs. Cette nouvelle sous-espèce que nous venons de traiter, est un membre éloigné de la large échelle de variation, on peut y constater déjà des caractéristiques stabilisées qui justifient de l'avoir isolée comme sous-espèce.

Familia: **NERINEIDAE** ZITTEL 1873.

Genus: **Aptyxiella** Fischer 1885.

Aptyxiella (Acroptyxis) gracilis (Zekeli) Tiedt.

1852 *Nerinea gracilis* Zekeli, p. 39, Pl. 5, Fig. 7 a—b.
1964 *Aptyxiella (Acroptyxis) gracilis* in B. Czabalay, p. 174.

Localité: Brezová p. Bradlom des fossées du versant Sud du mont Bradlo, Slovaquie.

Materiel étudié: 2 échantillons. No d'invetnaire: 6250.

Répartition stratigraphique: Sénonien, grès des eaux mixtes et couches de conglomérats.

Remarques: La forme de Slovaquie s'identifie très bien avec le type Gozau de L. Tiedt. Sa taille est plus petite que celle des Monts Bakony, ses dimensions s'accordent avec celles du type de Tiedt.

Répartition géographique: Autriche — Brandenberg, Sonnwendjoch, Traunwand, Klausgraben, St. Wolfgang; Hongrie — Monts Bakony, Sümeg. Campanien.

Genus: **Nerinea** Deshaers 1827.

Nerinea (Symplotyxis) buchi (Keferstein).

Tableau XXI, Fig. 4—5.

1828 *Cerithium buchi* Keferstein, p. 530
1836 *Nerinea bicincta* Bronn, p. 562, Pl. 6; Fig. 14.

1852. *Nerinea plicata* Zekeli, p. 34, Pl. Fig. 3—4. (non 5).
1954 *Plexoptygmatis bicincta* Pčelincev, Pl. IV. 4—5.
1959 *Nerinea (Simplotyxis) buchi* Tiedt, p. 492, Pl. I., Fig 3, 4.

Localité: Prašník (Moulin Kovač) Slovaquie.

Materiel étudié: 4 échantillons. No d'inventaire: 6246.

Age géologique: Sénonien, argile marneuse jaune et groupes de grés.

Dimensions: Hauteur 58,9 mm — 57,8 mm; largeur 30,6 mm — 29,3 mm.

Description: Forme conique, les involutions sont basses. Ces involutions portent sur leur rebord 10 ou 12 bosses lesquelles se continuent en côtes — sur les tours inférieurs elles tournent en position basse.

La coupe de la coquille laisse bien observer les plis: le labial est court, celui de la columelle se trouve étroit, relativement court, ainsi que le plis pseudo-columellaire se montre également court. Le plis pariétal est court et présente pour la plupart une encoignure pointue et tranchante. Le plis pariétal et le plis du sommet sont d'intensité variables.

Les échantillons de Prašník s'accordent avec les types Gozau de Tiedt. Pour la coupe ils se trouvent le plus rapprochés où le plis pariétal est ouvert, et parfois, où le plis du sommet se présente plus fort.

L'espèce de Pčelincev (1954): *Plexooptygmatis bicincta* (Tabl. IV. 4—5) *Nerinea buchi* s'identifie également très bien avec les types de Slovaquie, seulement la forme caucasienne montre des rangs noduleux et des côtes moins développés.

Répartition géographique: Autriche: Brandenberg, Brixlegg, Gosau-becken, Abtenau, Gaistischl am Untersberg, Lattengebirge, Gams bei Hieflau, St. Gallen, Neue Welt, Grünbach; Allemagne: Sachsen; U. R. S. S. Caucase. Santonien.

Familia: **ACTEONELLIDAE** PČELINCEV 1954.

Genus: **Acteonella** D'Orbigny 1842 — Subgenus: **Acteonella** Meek 1863.

Acteonella (Acteonella) laevis laevis (Sow.).

1831 *Volvaria laevis* Sowerby in Segdwick & Murchison p. 419, Pl. 39. Fig. 33a-b.
1845 *Acteonella laevis* Reuss, p. 50, Pl. 10, Fig. 21 a—b, p. 113.
1959 *Acteonella (Acteonella) laevis* Pokorny, p. 953; non 1842 *A. laevis* D'Orbigny, p. 110, Pl. 165, Fig. 2—3 *(A. uchauxier* Cosm.).

Localité: Brezová p. Bradlom des fossées du versant Sud du Mont Bradlo, Slovaquie.

Matériel étudié: 4 échantillons; No d'inventaire: 6251

Age géologique: Sénonien, grés d'eaux mixtes, et couches de conglomérats.

Dimensions: Hauteur: 8,9 mm — Largeur: 6,9 mm.

Description: Petite forme ovale, mince; le dernier tour comprend la hauteur totale. La columelle porte trois plis.

Remarque: Nos échantillons s'accordent très bien avec le type de Sowerby.

Répartition géographique: Autriche: Traunwand, Russberg, Randotal, Kreuz—Hochmoos, Hofer—Edelbach—Stöckel-Waldgraben, Tirol, Brandenbergtal, Dreistetten, Windischgarten, Einöd bei Baden; Mexico: Chiapas; Roumanie: Odvos, Konop; Hongrie: Sümeg; Portugal; U. R. S. S.: Caucase; France: Provence, Pyrénées.

Subgenus: **Trochacteon** Meek 1863.

Acteonella (Trochacteon) lamarcki Sowerby.

Tableau XXI, Fig. 1 — 3

1831 *Tortnatella lamarcki* Sowerby in Sedgwick & Murchison, p. 418, Pl. 39, Fig. 16.

1844 *Tornatella voluta* Muenster in Goldfuss, p. 47, Pl. 177, Fig. 14.

1852 *Acteonella voluta* Zekeli p. 42, Pl. 7, Fig. 6 a—d.

1959 *Acteonella (Trochacteon) lamarcki* Pokorny, p. 963, (Pl.) 2., Fig 7; non *Acteonella Transsylvanella laevis* Athanasui, 1929 p. 484, Fig 75, *Phaneroptyxis abbreviata* Phil.

Localité: Prašník (Moulin Kovarc) Slovaquie.

Matériel étudié: 4 échantillons; No d'inventaire: 6243, 6248, 6249.

Age géologique: Sénonien, argile marneuse jaune et groupe de grès.

Dimension: hauteur 37,9 mm — largeur 18,9 mm.

Description: Forme élancée, fort involutée, le dernier tour comprend les deux-quarts de la hauteur totale. La spire est échelonnée et présente 6—7 tours. La coquille ne montre aucune ornementation, on y voit seulement les lignes de croissance. La columelle porte trois plis.

Remarques. Nos échantillons s'identifient très bien avec le type Sowerby *A. lamarcki* Pokorny (Pl. 2, fig. 7). L'échantillon présenté sous le nom: *Actéonella voluta* de Zekeli est à vrai dire un exemplaire d'*Actéonella lamarcki* juvenilis. Notre matériel de Slovaquie ne posséde qu'un seul de cet exemplaire qui s'identifie très exactement avec la Fig. de Zekeli.

Reuss a classé l'espèce *A. voluta* à celle de *A. lamarcki*, contrairement á l'attitude arrétée de Stoliczka, car selon lui les involutions de *A. voluta* se trouvent plus larges, convexes, et le rebord de la suture est également plus large que chez l'espèce *lamarcki*, c'est pourquoi qu'il ait proposé la séparation de ces deux espèces.

Répartition géographique: Autriche: Gozau (Brunnloch); Grece: Exochi; France méridionale; Portugal; Roumanie (Transsylvanie); Hongrie (Bakony); Mexico (Cardenas). Sénonien.

Familia: **ITIERIIDAE** COSSMANN 1896.

Genus: **Itruvia** Stoliczka 1867 — (**Vernedia** Mazeran 1912)

Itruvia cf. abbreviata Philippi.

Tableau XXI, Fig. 6—7.

1852 *Acteonella rotundata* Zekeli, p. 43.
1957 *Itruvia abbreviata* Pejovic, p. 75, Pl. V., Fig. 1—3; Pl. IV., Fig. 5—7; Pl. X., Fig. 2.
1965 *Itruvia abbreviata* Lupu, D. p. 53. Pl. II., Fig. 11—16; pl. III. Fig. 17—22.

Localité: Prašník, Moulin de Kovarc, Slovaquie.

Matériel étudié: deux échantillons. No d'inventaire: 6247.

Age géologique: Sénonien, argile marneuse jaune et série de grès.

Dimensions: Hauteur: 41,5 mm; 44,9 mm. Largeur: 28,8 mm; 40,0 mm.

Remarques: Les deux échantillons de Slovaquie présentent en leur forme extérieure une affinité étroite avec l'espèce de Philippi, en ce qui concerne le type de Pčelincev *I. armenica* ils en different par leur spire conique. D'après ses caractères appréciables — l'état de coservation étant assez mauvaise — je ne l'ai rapproché qu'approximativement avec l'espèce *lamarcki*.

Répartition géographique: Yougoslavie: Kolista, Bjeleas, Suvodanja, Sovanc, Sitaric; Roumanie: Muntsel; Italie: Vicenza.

BIBLIOGRAPHIE

[1] Benkő — Czabalay, L., 1964.: Die obersenonen Gastropoden im Sümeg. Sitzungsber. d. Wiss. Ak. Wien. Abt. I. 174. Bd., 3—4 Heft. Wien. — [2] Dietrich, W., 1935: Gastropoda Mesozoica Fam. Nerineidae. Fossilium Catalogus I. Pars. 31. — [3] Fabre, S., 1947: Les Glauconies turoniennes des bords sud de l'étang de Berre. Bull. Soc. Linn. Provence, t. XIII. — [4] Fabre — Taxy, S., 1951: Faunes lagunaires et continentales du Crétacé supérieur de Provence. II. Le Campanien fluviolacustre. Annales de Paléontologie, t. XXIII, pp. 63—21. Pl. I. Paris. — [5] Fabre — Taxy, S., 1948.: Faunes lagunaires et continentales du Crétacé supérieur de Provence. I. Le Turonien saumatre. Annales de Paléontologie, t. XXIV. Pp. 63—94. Pl I. Paris. — [6] Foetterle, F., 1864: Geognostische Untersuchungen von Nordwest — Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. R. A. Bd. X. 1859. Aufnahmskarten der II. Sektion aus dem nordwestlichen Ungarn. Verhandl. d. k. k. geol. R. A. Bd. XIII. S. 61. Wien. — [7] Hojmos, R., 1921: Oberkretazische Gastropoden aus dem Komitate Arad. Földtani Közlöny, 50., p. 89—98. Tabla, I. Budapest. — [8] Kollmann, H., 1965: Acteonellen (Gastropoda) aus der ostalpinen Oberkreide. Ann. Naturhist. Mus. Wien, 68., November, S. 243—262. — [9] Kühn, O., 1947: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. math. nat. Kl. I. 156. S. 181—200. Wien. — [10] Kober, L., 1912: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. Bd. IV. S. 107. Wien. — [11] Limanovski, M., 1912: Die Mitteilungen von Goetel in d. Mitt. Geol. Ges. Wien. 1912. — [12] Lóczy, L. jr., 1915: Az Északnyugati Kárpátok Vágujhely — Ószombat — Jablánc között fekvő vidékeinek geológiai viszonyai. — Földtani Intézet Évi Jelentése 1915. évről, p. 140—207. Budapest. — [13] Lupu, D., 1965: Studiul faunei des Gastropoda Cenomaniene de la Cherges.

St. si. cerc. geol. geofiz. geogr. Ser. Geologia, t. 10., nr. 1. p. 47—60. Bucuresti. — [14] Mitzopoulos, M., 1959: Erster Nachweis von Gosauschichten in Grichenland. Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss. math. nat. Kl. Abt. I. 168 Bd., 1. Heft, Wien. — [15] Paul, M., 1893: Das Südwest—Ende der Karpaten—Sandsteinzone. Jahrb. d. k. k. geol. R. A. Bd. 43., Wien. — [16] Pcelincev V. F., 1953: Fauna brjuchonogich verchnemelovich otloženii Zakavkazia i Strednej Asii. Moskwa. — [17] Pokorny, G., 1959: Die Acteonellen der Gosauformation. Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss. math. nat. Kl. I. 1968 Bd., 10 Heft, Wien. — [18] Roman, F. & Mazeran, P., 1920: Monographie paléontologique de la faune du Turonien du Bassin d'Uchaux et de ses dépendences. Arch, Mus. d'Hist. Nat. de Lyon. t. XII. Lyon. — [19] Sedgwick R. A.—Murchison R. J., 1831: A skeath of the structure of the Eastern Alpes. Trans. geol. Soc. (2) 3 301—420, Taf. 35—40. London — [20] Stur, D., 1860: Bericht über die geologische Übersichtaufnahme des Wassergebietes des Waag und Nitra. Jahrb. d. k. k. geol. R. A. Bd. XI. Wien. — [21] Tiedt. L., 1958: Die Nerineen der österreichischen Gosauschichten. Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss. math. nat. Kl. Abt. I. 167 Bd., 9 Heft. Wien. — [22] Vetters u. Beck H., 1904: Zur Geologie der Kleinen Karpathen. Beitr. Zur. Pal. u. Geol. Österr. Ungarns etc. Bd. XVI. 1904. — [23] Andrusov D., 1954: Geol. výzkum vnitřního bradlového pásma v západních Karpatech. Práce Státn. Geol. Ústavu, Sešit. 13. Praha. — [24] Andrusov, D., 1959: Geológia Československých Karpát zv. 1—2. Bratislava. — [25] Schréter Z., 1954: A Bükk—hegység régi tömegének földtani és vizföldtani viszonyai. Hidrológiai Közlöny, 34. pp. 287—294, pp. 369—381. Budapest. — [26] Vadász E., 1960: Földtörténet. Budapest.

Pl. XXI

1—3. *Aceonella (Trochacteon) lamarcki* Sow., 4—5. *Nerinea (Simploptyxis) buchi* (Keferstein), 6—7. *Acteonella (Tr.) gigantea* Sow.

Pl. XXII

1—4. *Turbo vestitus* Zekeli (2×); 5—6. *Natica cretacea* Goldfuss (3×), 7—10. *Fusus torosus* Zekeli (2×); 11, 12, 16. *Glauconia coquandiana* Orb.; 13, 14 et 15. *Glauconia coquandiana prasnikensis nov. subsp.*

JÁN GAŠPARÍK

GENÉZA PIESČITÝCH SEDIMENTOV V TURČIANSKEJ KOTLINE A ICH VYUŽITIE

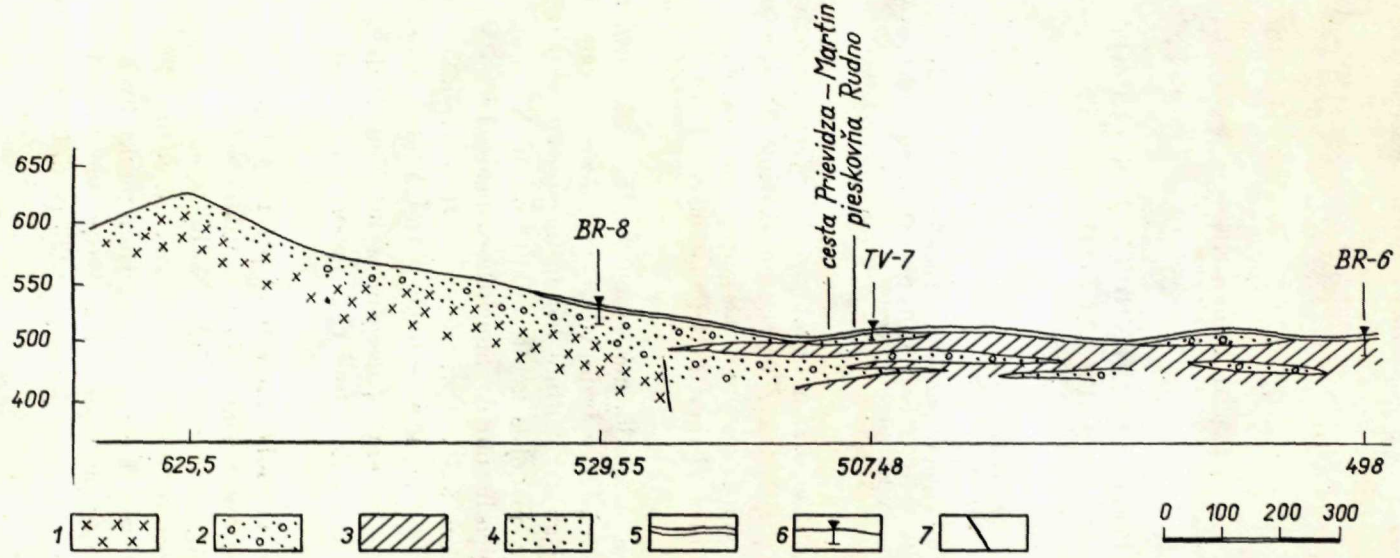
Abstrakt. Práca pojednáva o ílovitých pieskoch v Turčianskej kotline. Na základe kvalitatívnych parametrov boli odlíšené dva druhy pieskov: rudniansky typ predstavuje kremité piesky kaolinické, vhodné pre sklársky a keramický priemysel, budíšsky typ tvoria ílovité piesky s vyšším obsahom alkálií, čo umožňuje ich využitie v keramickej výrobe.

V poslednom období sa v rámci geologického výskumu vnútorných kotlín zistili ílovité piesky pri Rudne v Turčianskej kotline. Pozornosť vzbudili pre vyšší obsah kremenných zŕn a pre nízke percento železa. V priebehu výskumu sa na nových lokalitách zistili i ďalšie vhodné vlastnosti pieskov (zvýšený obsah alkálií).

Turčianska kotlina je obklopená sériou stratigraficky starších jednotiek. Výplň kotliny tvoria najmä zvetraniny, splavované z okolitých masívov kryštalinika. Z východnej strany kotlinu lemuje masív Veľkej Fatry, na západe pohorie Malej Fatry, južnejšie kryštalinikum Žiaru. Na juhu ju uzatvárajú výbežky vulkanických hornín Kremnického pohoria. Dĺžka kotliny v smere sever-juh je asi 40 km, šírka (východ-západ) 10—15 km. Na juhu je nadm. výška kotliny 500—600 m, k severu klesá (pri Vrútkach iba 400 m).

Kotlinu vypĺňajú sedimenty paleogénu a neogénu. Podložie panvy tvorí kryštalinikum a mezozoikum, ktoré však neboli zatiaľ nikde v kotline vrtmi overené.

Piesky, ktorými sa zaoberám v tejto práci, vystupujú na úpätí pohoria Žiar v západnej časti Turčianskej kotliny, blízko obce Rudno. Pieskovňa bola náhodne odkrytá asi pred štyrmi rokmi. Na blízkom okolí neexistuje ťažobňa analogického typu suroviny s väčším rozsahom ťažby. Podľa predbežných technologických rozborov ÚNS v Kutnej Hore piesky by mohli byť vhodnou surovinou pre sklársky priemysel, nakoľko po úpravách bolo možné znížiť obsah Fe_2O_3 natoľko, že by piesky odpovedali predpísaným normám.



Obr. 1. Schematický rez okolia pieskovne pri Rudne. 1 — kryštalinikum, 2 — piesky zvetraná žula, 3 — plast. tmavosivé íly, miest. piesčité, 4 — kremité piesky (rudniansky typ), 5 — kvartér, 6 — vrty, 7 — tektonická porucha.

Názory na vekové zaradenie výplne kotliny sa značne rozchádzajú: sedimenty sa pričleňovali k rôznym stratigrafickým stupňom, počnúc od paleogénu až do pliocénu. Matějka—Kodym st. (1924) pochybovali o paleogénnom veku súvrstvia. Čechovič (1948) a Andrusov (1954) vyvracajú názor Remeša (1923) o výskyte onkoforových vrstiev v kotline, ktoré sa tu znovu nepotvrdili. Andrusov (1954) na základe revízie fauny začleňuje sedimenty Turčianskej kotliny do panónu (najskôr do spodného panónu). K podobnému názoru prichádzajú Pokorný (1954) a Záruba (1954), ktorí na základe fauny v íloch v okolí Sučian a Kľačian v severnej časti kotliny priraďujú sedimenty k pliocénu. Němejc—Pacltová (1956) popisujú flóru, nájdenú v súvrstviach Turčianskej kotliny a zhodne sa prikláňajú k spodnopanónskemu veku; pripúšťajú však miestami i vrchnosarmatský vek. Březina (1957) sedimenty kotliny pokladá za súčasné s výlevmi kremnického vulkanického horstva. Rakús (1958) nájdené fauny nepovažuje za jednoznačne preukázateľné pre panónsky vek. Naproti tomu Pokorný (1959) znovu mikrofaunu porovnáva s faunou pliocénu, a preto sa pridŕža pliocénneho veku výplne kotliny. Buday (1957, 1962) zaraďuje spodnejšiu časť súvrstvia do sarmatu, vrchnejšiu do panónu. Opiera sa pritom o prítomnosť vulkanického materiálu, ktorý podrobnejšie preskúmal Březina (1957) vo fácii bazálnych štrkov vo východnej časti kotliny. Popisuje ryolitové (prípadne ryodacitové) tufity (Rakša, Necpaly) a tufity pyroxenických andezitov (Mošovce a Blatnica).

Najnovšie otázku výplne komplexne rieši Buday (1962), ktorý okrem tektonických pomerov zaoberá sa i stratigrafickým začlenením vrstiev. Celý komplex výplne delí do dvoch sedimentačných cyklov. Starší cyklus označuje ako *martinské vrstvy* a začleňuje ich do vrchného sarmatu až spodného panónu. Ide o vrstvy veľmi pestré s pomerne rýchlymi laterálnymi zmenami. Prevládajúcim typom sú štrky, miestami spevnené v zlepence, íly a vápnité íly rôznej piesčitosti. Podradnejšou zložkou sú sladkovodné vápence, lignitické uhlie a vrstvy andezitových, ryolitových až ryodacitových tufitov. Vrstvy miestami obsahujú jazernú makrofaunu. Z mikrofauny sú pomerne hojne zastúpené ostrakódy.

Mladší cyklus zastupujú *vrstvy diviacke* ako najmladší člen neogénnej výplne, ležiace diskordantne na martinských vrstvách alebo na mezozoiku. Na báze ide o nespevnené štrky, ktorých valúnový materiál tvoria prevažne silne rozložené andezity, ojedinele i kremence a vápence. Tieto štrkové horizonty striedajú sa s polohami ílov, alebo vytvárajú polohy ílovito-piesčitých štrkov.

Genéza pieskov

Piesky sú výsledkom zvetrávania žulového masívu Žiarskeho pohoria. Po zvetraní boli piesky splavované do vodného prostredia na úpätí pohoria. Študované piesky nachádzajú sa v západnej časti kotliny a stratigraficky patria k martinským vrstvám, a to k štrkovito-piesčito-ílovitej fácii, ktorej hlavnými zložkami sú štrky, piesky a íly. Iný typ predstavujú žulové piesky, rozšírené pri západnom okraji kotliny v pruhu medzi Rudnom a Skleným.

Pri situovaní vrtov bola snaha v blízkosti pieskovne v Rudne nájsť podobné piesčité sedimenty ako na tejto lokalite. Najbližšie odkryvy ílovitých pieskov sú pri Budiši, kde i morfológia by dovoľovala zabezpečiť prípadne aj zásoby suroviny. Tieto piesky však majú kvalitatívne odlišné vlastnosti ako piesky od Rudna. Preto boli ďalšie dva vrty (BR—7 a BR—8) situované smerom k žulovému masívu, na morfologicky vyvýšenom mieste. Tieto piesky sa síce zrnitostne viac približujú pieskom od Rudna, ale chemickým zložením sú podobné pieskom od Budiša.

	SiO_2	Fe_2O_3	$(K_2O + Al_2O_3)$	ílovité min.
pieskovňa Rudno lokalita Budíš	80 % 60—80 %	0,37 % 0,58—1,2 %	3,7 % 5,7—7,3 %	kaolinit illit- montmor.

Granulometrické zloženie analyzovaných vzoriek je v priemere vrtov BR-7a a BR-8 nasledujúce:

	BR-7a (14,0 – 30,0 m)	BR-8 (0 – 30,0 m)
vyše 2 mm	7,55 %	11,04 %
1—2 mm	2,85 %	28,14 %
0,20—1 mm	29,13 %	38,04 %
0,05—0,20 mm	23,07 %	12,90 %
ílovina <0,05 mm	37,40 %	9,88 %

Analýzy teda potvrdili, že v západnej časti Turčianskej kotliny sú dva druhy pieskov. K tomuto záveru ma priviedlo tiež priestorove obmedzené rozšírenie pieskov rudnianskeho typu. Obidva typy pieskov vznikli zvetraním žulového masívu pohoria Žiar, splavovaných do vodného prostredia. Kým piesky od Budíša boli splavované do rozsiahleho vodného bazénu, piesky od Rudna sedimentovali v malom jazierku. Do pieskov od Budíša boli transportované i jemné zvyšky vulkanických hornín, zistené v severnej časti kotliny Pulcom (1966), v západnej Markovou (1968; v ťažkých mineráloch amfibol, hyperstén, augit), vo východnej časti Březinom (1957). Ich pôvod možno hľadať v mladotreťohornom vulkanizme Kremnického pohoria. Žulové zvetraniny neboli transportované na veľkú vzdialenosť. V pieskoch sú prítomné aj ílovité minerály, z ktorých prevláda ilit a montmorilonit. Okrem toho majú zvýšený obsah alkálií (až 7,5 %). Majú väčšie plošné rozšírenie a vyskytujú sa pravdepodobne po celom úpätí Žiarskeho pohoria.

Druhý typ, piesky z pieskovne Rudno, vznikli tým, že rozsiahly bazén Turčianskej kotliny sa postupne vysušoval, voda ustupovala, avšak ostávali

Tab. 1

Chemické zloženie pieskov

Číslo vrtov	hĺbka	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	str. ž.	TiO_2	SO_3	P_2O_5	MnO	K_2O	Na_2O	Σ alkálie
BR-4/1	9—13,5	61,28	21,54	2,65	1,12	1,21	4,61	0,33	0,07	0,05	0,06	3,67	2,99	6,66
/2	17,6—28,5	64,49	17,77	1,46	1,26	1,11	3,90	0,23	0,32	0,19	0,05	3,26	3,43	6,69
BR-5	6,0—20,5	60,93	21,64	2,46	1,12	1,01	5,36	0,55	0,12	0,14	0,03	3,21	2,41	5,62
BR-7a 11	9,0—14,0	63,09	16,36	4,34	2,24	1,41	5,48	0,85	0,66	0,26	0,10	3,25	1,89	5,14
12	14,0—16,8	75,05	12,00	0,86	1,40	0,60	1,94	0,06	0,31	0,13	0,06	3,92	3,46	7,38
13	16,8—25,0	80,68	10,04	0,48	0,56	0,30	0,90	0,03	0,25	0,10	0,10	3,65	2,83	6,48
14	25,0—30,0	80,08	9,28	1,20	1,12	0,30	1,62	0,03	0,23	0,11	0,10	3,20	2,53	5,73
BR-8 11	0,5—8,0	76,43	11,21	2,42	0,84	0,30	1,63	0,17	0,10	0,19	0,02	4,06	2,52	6,58
12	8,0—16,0	77,98	10,86	1,84	0,56	0,30	1,32	0,05	0,27	0,23	0,03	3,96	2,59	6,55
13	16,0—24,0	78,83	11,44	0,58	0,84	0,20	0,83	0,08	0,11	0,13	0,03	3,65	2,99	6,64
14	24,0—30,0	80,05	10,45	0,69	0,70	0,30	0,94	0,06	0,11	0,12	0,03	3,64	2,59	6,23
Rudno-	Pieskovňa*	80,70	10,69	0,37	0,56	0,20	2,30	0,06	—	0,03	0,02	3,50	0,18	3,68

* Chemické rozbory vyhotovilo: Chemické laboratórium Geolog. prieskumu, n. p., Turčianske Teplice. Chemické laboratórium Geologického ústavu D. Štúra, Bratislava.

ojedinelé (zatiaľ zistené iba pri Rudne) malé bazény, do ktorých sa postupne znovu splavovaním nahromadili zvetrané časti žulového masívu. K zmiešaniu s iným materiálom nedošlo tu v takom rozsahu ako u prvého typu pieskov. Vytvorilo sa tu kyslé prostredie, vhodné pre vznik kaolinických pieskov, ktoré sú relatívne mladšie; ich plošné rozšírenie je tiež obmedzené a kryje sa s vtedajšou veľkosťou plytkého malého bazénu. Podobných menších jazier na úpätí žulového masívu, v ktorých by sa za podobných podmienok mohli tvoriť kaolinické piesky, mohlo byť viac.

Kvalitatívna charakteristika pieskov

Našu pozornosť sme sústredili na piesky, vhodné ako surovina pre sklárske účely, ale v priebehu výskumu sa vyhodnocovala aj pelitická zložka, doprevádzajúca piesčitý materiál. Chemické rozbory pieskov nás upozornili i na ich ďalšie možné využitie. Zvýšený obsah alkálií vo väčšine vzoriek budišského typu nás podnietil, aby sme sa zaoberali aj možnosťou ich využitia v keramickom priemysle.

Petrograficky piesky tvoria v prevažnej miere zrná angulárneho kremeňa, početné sú i zrná živcov a kremenno-živcové úlomky žúl (porovnaj príp. chemické analýzy pieskov). Piesky obsahujú od 5,40 do 7,40 % alkálií (K_2O od 3,25 % do 4 %, Na_2O od 2,40 do 3,40 %). Rudniansky typ má nižší obsah alkálií. Okrem kremeňa a živcov sú prítomné, i keď dosť ojedinele, šupinky sľudy (muskovit, zriedkavejšie biotit). Tmel pieskov predstavujú ílovité minerály (kaolinit, ilit, prípadne montmorilonit). Kremenné zrná sú 2—3 mm veľké, angulárne, čo je tiež dôkazom, že materiál neprekonal dlhý transport.

Využitie pieskov

Výsledky chemických a technologických analýz pieskov ukázali možnosť ich využitia v priemysle sklárskom, keramickom i stavebnom.

Pre sklárske účely bolo by možné využiť piesok typu pieskovne v Rudne, ktorý má nízky obsah Fe_2O_3 (0,37 %), ktorý po úpravách možno znížiť na stotinu percenta. Tieto piesky majú i dosť vysoký obsah kaolinitu, ktorý po vyplavení by sa dal využiť v keramickom priemysle. Týchto pieskov je však málo a ani v blízkom okolí Rudna sa nezistili možnosti väčších zásob. Miesta podobných pieskov by sa mohli vyskytnúť na úpätí Žiarskeho pohoria vo väčších rozmeroch.

V keramickom priemysle pre smaltárske účely možno uvažovať s využitím budíšskeho typu ílovitých pieskov, ktoré majú vyšší obsah alkálií. Tento typ predstavujú hlavne piesky západne a južne od Rudna a pri Budíši. Sú to piesky zistené vrtmi, obsahujúce v priemere 6,5 % alkálií.

Porovnali sme chemizmus i v jednotlivých zrnitostných frakciách, ktoré predstavujú najväčší podiel vo vzorke (frakcia 0,1—0,25 má 25 %, frakcia 0,25—0,5 má 22 %). Porovnávala sa vzorka z vrtu BR—7a v intervale 14 až 16,80 m. Najväčší podiel alkálií je v priemernej neupravenej vzorke z tohto intervalu. To naznačuje, že piesky možno použiť v keramickej výrobe bez väčších úprav.

vrt	interval	frakcia	K_2O	Na_2O
BR-7a	14,0—16,8	0,1—0,25	2,94 %	3,14 %
		0,25—0,5	2,94 %	2,56 %
		priemer	3,92 %	3,46 %

Ílovité minerály, ktoré doprevádzajú alkálie, zastupuje ilit, príp. montmorilonit. Pre stavebníctvo sú vhodnou surovinou obidva druhy pieskov.

Záver

Študované výskyty pieskov sú uložené na úpätí Žiarskeho pohoria v Turčianskej kotline. Tvoria časť neogénnej výplne kotliny. Boli zistené dva druhy makroskopicky dosť podobných ílovitých pieskov. Ílovité piesky od Budíša obsahujú angulárne zrná kremeňa, živca a sľudu. Priemerné chemické zloženie: SiO_2 75,05 %, Al_2O_3 12 %, Fe_2O_3 0,86 %, K_2O 3,90 %, Na_2O 3,46 %, str. ž. 1,95 %. Z ílovitých minerálov je prítomný ilit, prípadne montmorilonit. Pre vyšší obsah alkálií by sa mohli využiť v keramickom priemysle. Tento typ piesčitých sedimentov môžeme nájsť po úpätí žulového masívu pohoria Žiar, kde zvetraniny pôvodnej horniny boli splavované do vodného prostredia väčších rozmerov.

Druhý typ sú piesky kaolinické z pieskovne pri Rudne. Piesčitý podiel tvoria i tu najmä angulárne kremenné zrná. Chemické zloženie: SiO_2 80,70 %, Al_2O_3 10,70 %, Fe_2O_3 0,37 %, K_2O 3,50 %, Na_2O 0,18 %, str. ž. 2,30 %.

Ílovitý podiel tvorí kaolinit. Kaolinický piesok je vhodný po úprave ako surovina sklárskeho a keramického priemyslu. Malé plošné rozšírenie týchto pieskov však nedovoľuje ich rozsiahlejšie využitie. Vodné prostredie, do ktorého boli zvetraniny splavované, predstavovalo iba malé uzavreté jazierko.

Lektorovala dr. M. Marková, CSc.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1954: O veku a výplni Turčianskej kotliny a o vývine pliocénu na strednom Slovensku. Geologický sborník V/1—4. Bratislava. — [2] Březina J., 1957: O petrografií neogenních sedimentů Turčianskej kotliny. Zprávy o geol. výsk. za rok 1956. Praha. — [3] Buday T., 1962: Neogén Turčianskej kotliny. Sborník ÚÚG, roč. XXVII, Praha. — [4] Gašparík J., 1968: Záverečná správa o výskume pieskov z oblasti Turčianskej kotliny. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [5] Kodym O.—Matějka A., 1924: Předběžná zpráva o neogenu v Turčanské kotlině na Slovensku. Rozpravy ČSAV, r. XXXIII, č. 34, Praha. — [6] Marková M., 1968: Sedimentárno-petrografické analýzy vrtov v okolí Rudna a Budiša (Turčianska kotlina). Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Němejc F., 1957: Paleobotanický výzkum Turčianské kotliny. Zprávy o geol. výzk. za rok 1956, Praha. — [8] Pacltová B., 1956: Palynologický výzkum slovenského neogénu. Zprávy o geol. výzk. za rok 1955, Praha. — [9] Pokorný V., 1959: Zpráva o mikrostratigrafickém výzkumu Turčianské pánve. Zprávy o geol. výzk. v r. 1958, Praha. — [10] Pulec M., 1965: Predbežná správa o sedimentárno-petrografickom výskumu v Turčianskej kotline. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [11] Rakús M., 1958: Paleontologický výskum neogénu okolia Martina. Rukopis; PFKU, Praha. — [12] Záruba Q., 1954: Sesuvy v neogenních uloženinách na severním okraji Turčanské kotliny. Věst. ÚÚG, roč. XXIX 2, Praha.

JÁN GAŠPARIK

ZUR GENESE DER SANDSTEINABLAGERUNGEN IM TURIEC-KESSEL

Die an den Abhängen des Žiar—Gebirges im Turiec—Kessel (Mittel—Slowakei) studierten Sandablagerungen bilden einen Teil der neogenen Beckenfüllung. Man konnte hier zwei, makroskopisch ziemlich ähnliche Abarten der tonhaltigen Sande feststellen.

Die tonhaltigen Sande von Budíš sind aus den Quarz—, Plagioklas- und Glimmerkörnern zusammengesetzt mit folgendem chemischen Gehalt: SiO_2 bis 75,05%, Al_2O_3 12%, Fe_2O_3 0,86%, K_2O 3,90 %, Na_2O 3,46%.

Die Tonmineralien sind durch Illit, event. Montmorillonit vertreten. Diesen Sandtyp finden wir am Abhang des Granitmassivs von Žiar, wo die Witterungsprodukte des primären Gesteins in ein Wassermilieu transportiert wurden.

Den zweiten Sandtyp bilden die kaolinhaltigen Sande von der Sandgrube bei Rudno. Die Sandkomponente ist durch Quarzkörner vertreten, während die chemische Zusammensetzung folgend aussieht: SiO_2 80,7%, Al_2O_3 10,7%, Fe_2O_3 0,37 %, K_2O 3,5 %, Na_2O 0,18%. Die Tonkomponente ist durch Kaolinit vertreten. Obwohl dieser Sandtyp sich als Rohstoff für die Glasindustrie eignet, wegen der beschränkten Verbreitung kommt seine Ausbeutung nicht in Frage. Die Witterungsprodukte wurden hier in kleinere isolierte Binnenseen transportiert, wodurch sich auch die beschränkte Verbreitung dieser Sande erklären lässt.

Geologisches Institu D. Štúr's,
Bratislava

Detailní paleomagnetické studium permo-triasových hornin u Malužiné

Jan Kotásek — Miroslav Krs

Cílem detailního studia paleomagnetismu permo-triasových hornin (list mapy 1:25.000, M—34—112—B—a, Nižná Boca) bylo zjistit v celém profilu tzv. melafýrové série, která je budována z větší části červenými horninami, případnou hranici přechodové zóny normálně a inversně namagnetovaných hornin a získat další materiál pro paleomagnetická studia. Již dříve bylo paleomagnetickou metodou ukázáno na rotaci chočského příkrovu vlivem alpinské tektoniky na základě regionálního výzkumu permo-triasových hornin v této oblasti. Deformace rotačního charakteru byla určena kolem 45 ° ve smyslu pohybu hodinových ručiček (Kotásek — Krs 1965). Smyslem tohoto paleomagnetického studia bylo pokusit se stanovit hranici mezi permskými a spodnotriasovými (werfenskými) horninami a proto byl proveden odběr v profilu zastihujícím všechny členy melafýrové série chočského příkrovu.

Předmětné území leží v oblasti chočského příkrovu na severních svazích Nízkých Tater. K permu, respektive k permo-triasu, se v tomto úseku přičleňuje větší část hornin melafýrové série. Stratigrafické zařazení této série není jednotné. Původně se celý komplex přiřazoval ke spodnímu triasu (Andrusov 1959; Roth 1939), později větší část komplexu byla přičleněna k permu (Biely 1961, 1962).

Melafýrová série byla rozdělena na pět souvrství, z nichž jen nejsvrchnější je doloženo paleontologicky a dá se proto přesně datovat. Zbývající čtyři souvrství jsou zařazovány jen na základě superposice popř. srovnání s jinými oblastmi na základě charakteru hornin.

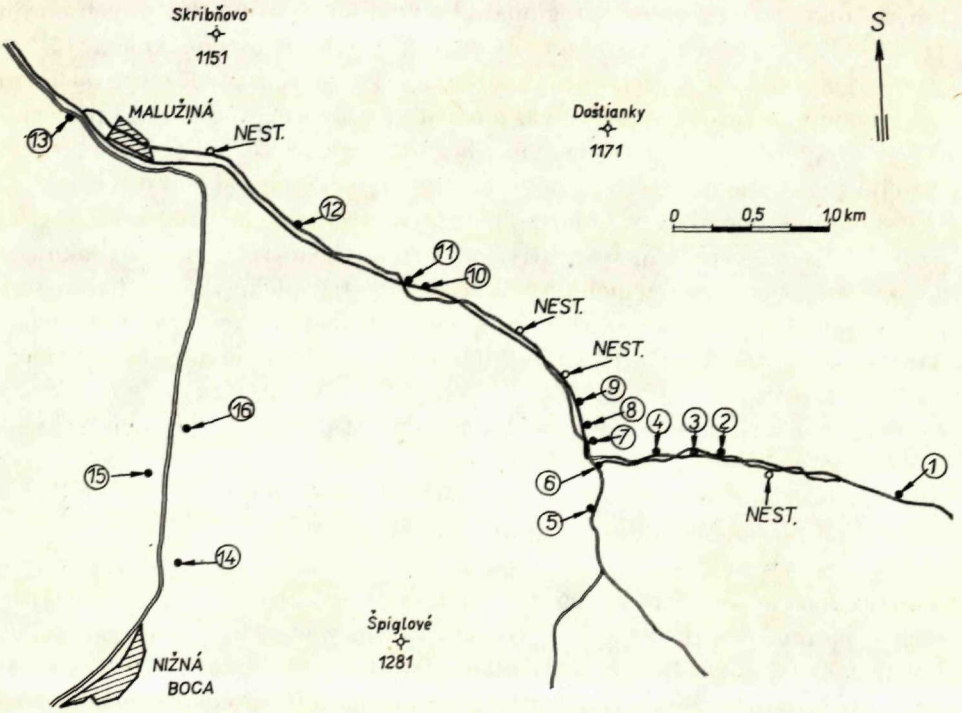
Bazální souvrství melafýrové série je pravděpodobně svrchně karbonské. Komplex hornin, ležící mezi těmito souvrstvími v pojetí Bieleho (1964) by patřil k permu, respektive k bázi triasu. Ovšem v členění tohoto permského útvaru dochází k rozdílu mezi Bielym (1964) a Maheľem (1967). Biely (1964) předpokládá, že souvrství v nadloží karbonu je spodnopermské a sedimentace je ukončena výlevy efuziv převážně melafýrového charakteru. Toto

Základní paleomagnetická data odvozená z permo-triasových červených

Geogr. souřadnice zkoumané oblasti		Paleomagnetický směr		Kužel spolehlivosti α_{95}
Geogr. šířka φ	Geogr. délka λ	Deklinace D	Inklinace I	
48,97° N	19,82° E	250,50°	−21,76°	6,23°

souvrství je reprezentováno arkozami, pestrými břidlicemi a slepenci. Nadložní komplex, začínající ve své bazální části červenými křemenci by byl svrchněpermský, ovšem, nedá se vyloučit ani možnost jeho zařazení k seisu (spodní trias). V nadloží tohoto souvrství křemenců a slepenců s polohami červených břidlic je souvrství šedých a fialových křemenců a slepenců s polohami červených břidlic. Stratigraficky bývá toto souvrství začleňováno do seisu, popř. do spodního kampilu bez paleontologických důkazů. Maheľ (1967) však zařazuje obě permské souvrství do svrchního permu.

Z tohoto stavu výzkumu se vycházelo při detailním profilovém odběru



Obr. 1. Výchozy červených sedimentů, podrobených paleomagnetickému výzkumu.

Tabuľka 1

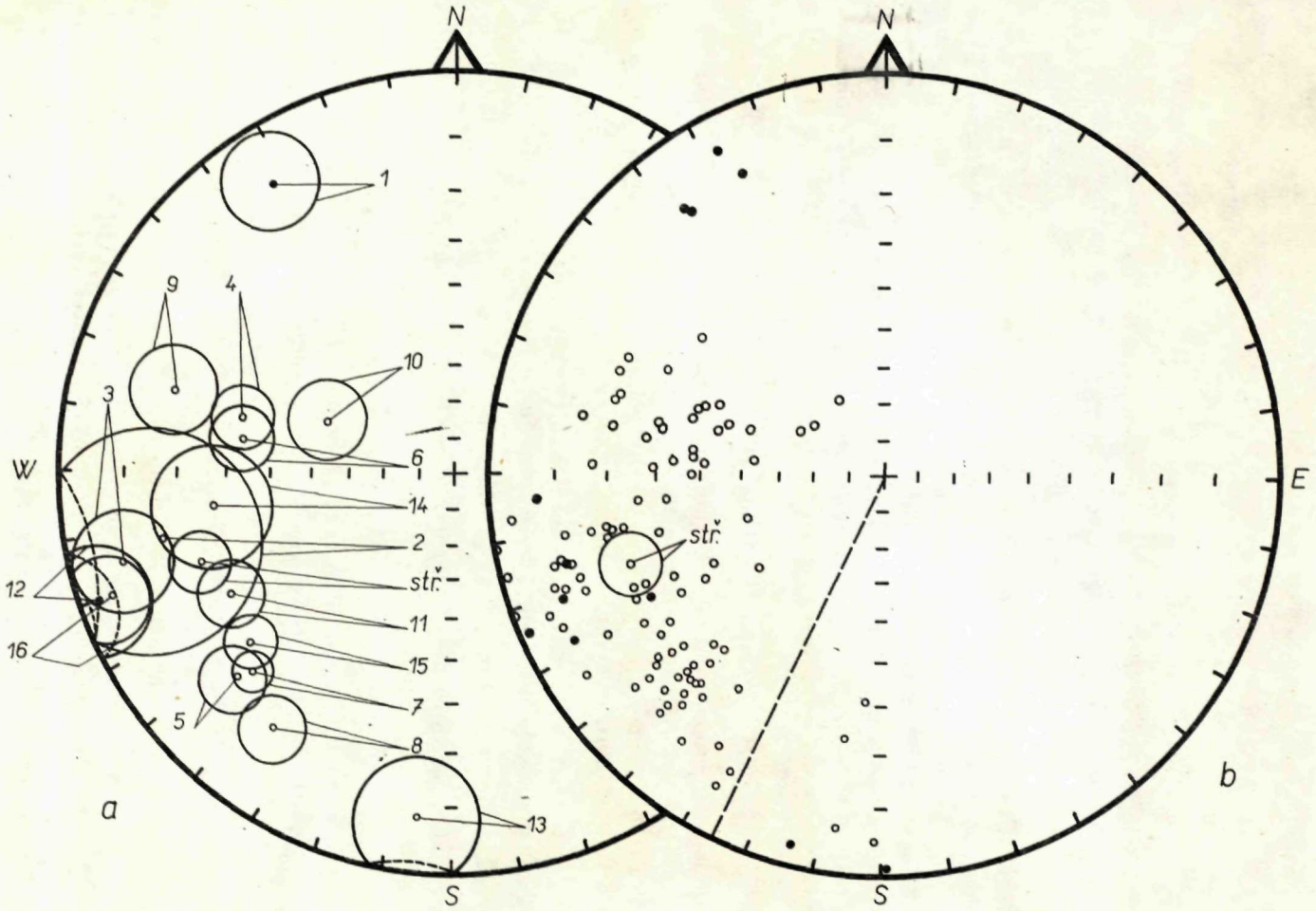
sedimentárních hornin, širší oblast Malužiné, Nízké Tatry

Parametr přesnosti k	Počet vzorků N	Virtuální pól		Ovál spolehlivosti	
		paleošířka φp	paleodélka λp	σm	σp
5,75	108	21,26° N	117,12° E	6,58°	3,47°

vzorků. Přičemž odběr se koncentroval jen na souvrství s melafýry a na souvrství v nadloží melafýrů. Orientované vzorky byly odebírány z výchozů, jež na obr. 1 jsou uvedeny arabskými čísly 1 až 16. Tyto vzorky ukázaly se být paleomagneticky stabilní a byly tedy vhodné pro paleomagnetickou analýzu v přírozeném stavu. Vzorky ze čtyř výchozů byly nestabilní a z kolekce vzorků byly proto vyloučeny. Tyto výchozy nestabilních hornin jsou na obr. č. 1 označeny symbolem „Nest."

Paleomagnetismus studovaných hornin

Paleomagnetická stabilita hornin byla zkoumána metodou střídavého a tepelného pole na reprezentativních vzorcích. Ukázalo se, že převážná většina červených sedimentů budujících chočský příkrov má dostatečnou paleomagnetickou stabilitu. Stabilita je natolik vysoká, že v další analýze bylo možno uvažovat směry přirozené remanentní magnetizace (dále označené $\overrightarrow{J_n}$) jakožto paleomagnetické směry. Obr. 2a znázorňuje ve stereografické projekci střední směry $\overrightarrow{J_n}$ počítané pro (1—P)=0,95 podle Fishera (1953). Symbolem *stř.* je označen střední směr $\overrightarrow{J_n}$ počítaný ze všech výchozů. Projekce směrů na svrchní (spodní) polokouli je označena prázdným (plným) kroužkem. Z obr. 2a plyne, že výchozy 1 a 13, vyskytující se na krajích paleomagneticky zkoumaného souvrství hornin, mají výrazně anomální směry $\overrightarrow{J_n}$ vzhledem k ostatním výchozům. I když zbývající výchozy vykazují vzájemné odchylky středních směrů $\overrightarrow{J_n}$, tvoří určitou ucelenou skupinu. Směry $\overrightarrow{J_n}$ z jednotlivých orientovaných vzorků jsou uvedeny na obr. 2b. V téže projekci je čárkovaně označen směr paleomeridiánu pro trias vypočtený z paleomagnetismu triasových hornin celého eurasijského kontinentu. Z obrázku je patrno, že střední směr $\overrightarrow{J_n}$ vypočtený ze všech výchozů paleomagneticky stabilních hornin je o 45° odchýlen ve směru pohybu hodinových ručiček od paleomeridiánu pro trias. (Zde je třeba poznamenat, že paleomeridián pro svrchní perm je blízký paleomeridiánu pro spodní trias). Odchylka v paleomagnetické deklinaci



Obr. 2. Stereografická projekce směrů $\vec{J}_n$ permotriasových hornin z oblasti Malužiné.

je v úplném souladu s hodnotou rotace chočského příkrovu, zjištěnou na základě regionálního paleomagnetického výzkumu celého chočského příkrovu. Tabulka 1 uvádí ve standardním označení základní paleomagnetická data a polohu virtuálního pólu, vypočtenou z hornin v oblasti u Malužiné. Tato poloha je anomální a v mezi jednoho stupně souhlasí s polohou odvozenou na základě regionálního měření chočského příkrovu (Krs 1966).

Diskuse

Detailní paleomagnetický výzkum téměř souvislého defilé hornin červených sedimentů permo-triasového stáří v okolí Malužiné neprokázal existenci normálně a inverzně namagnetované (tzv. přechodové) zóny. Všechny směry $\overrightarrow{J_n}$ paleomagneticky stabilních hornin jsou inverzní, takže se nedá stanovit hranice mezi permem a triasem v tomto území. Z hlediska paleomagnetismu mohou tyto horniny patřit jak k permu tak i k triasu. Další úvahy o této zóně v našem území jsou bezpředmětné.

Z hlediska stratigrafického však je třeba ještě podotknout, že některé vrstvy permských hornin melafýrové série, jak vysvítá z regionálního měření (Kotásek — Krs 1965), jsou normálně namagnetovány a proto nemohou být permské. Z tohoto hlediska bude účelné provést další odběr vzorků v jiných územích s cílem pokusit se stanovit hranici perm-trias.

Střední paleomagnetický směr vypočtený z celého defilé hornin jasně ukázal na rotaci hornin chočského příkrovu a tak jednoznačně potvrdil závěr již dříve odvozený z regionálních měření (Kotásek — Krs 1965). Jak z regionálních tak i z detailních měření popisovaných v této práci vyplývá rotace chočského příkrovu asi o 45° ve smyslu hodinových ručiček vlivem alpinské tektoniky. Uvedené výsledky ukazují na metodický poznatek, že příkrovovou stavbu celých horninových celků v československých západních Karpatech je možno studovat jak regionálním, tak detailním paleomagnetickým měřením.

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1959: Geologia československých Karpát, II. díl, Bratislava, — [2] Biely A., 1961: Príspevok ku geológii mezozoika „koreňových zón". Geologické práce, Správy 21, Bratislava 1961. — [3] Biely A., 1962: Niekoľko stratigrafických a tektonických poznatkov z východnej časti Nizkých Tatier a Tribča. GP, Zošit 62, Bratislava. — [4] Biely A., 1964: Vysvětlivky ke geol. mapě 1:200.000 list Vysoké Tatry. — [5] Fisher R., 1953: Dispersion on a sphere. Proceedings of the Royal Society, A. Vol. 217. — [6] Kotásek J.—Krs M., 1965: Palaeomagnetic study of tectonic rotation in the Carpathian Mountains of Czechoslovakia. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Vol. 1. — [7] Kotásek J.,—Krs M., 1965: Palaeomagnetic investigations of the West Carpathians of Czechoslovakia. Geofyzikální sborník ČSAV. — [8] Krs M., 1966: Palaeomagnetic pole position for the Lower Triassic of East Slovakia

(Czechoslovakia). Věstník ÚÚG, roč. XLI, č. 4.— [9] Maheľ M., 1967: Regionální geologie ČSSR — Díl II. Západní Karpaty, sv. 1. — [10] Roth Z., 1939: Několik poznámek k stratigrafickému rozdělení triasu chočské série v okolí Lopeje a Podbrezové na Slovensku. Příroda XXXII, Brno.

Eingehende paleomagnetische Studien der Perm—Triasgesteine bei Malužiná (Niedere Tatra)

J. Kotásek — M. Krs

Auf Grund der regionalen Untersuchungen der perm-triassischen Gesteine im Raume der Choč-Decke wurde mit Hilfe der paleomagnetischen Studien die Deformation, verursacht durch die Rotation (etwa 45° in Richtung der Uhrzeigerbewegung) festgestellt (Kotásek—Krs 1965, 1966). Die paleomagneischen Untersuchungen sollten zur Bestimmung der Grenze zwischen den Perm- und Untertriasgesteinen beitragen. Deshalb wurden die Proben aus dem ganzen Profil mit allen Melaphyrtypen zur Analyse abgenommen.

Das studierte Gebiet breitet sich im Raume der Choč—Decke auf den Nordabhängen der Niederen Tatra aus. Zum Perm, bz. Perm—Trias werden in diesem Abschnitt die meisten Gesteine der Melaphyrserie gestellt. Allerdings herrschen bei der stratigraphischen Beurteilung der Melaphyrserie manche Unterschiede. Ursprünglich hielt man den ganzen Komplex für Untertrias (Andrusov 1959), später wurde sein überwiegender Teil dem Perm eingegliedert (Biely 1961, 1963).

Die Melaphyrserie hat man insgesamt in fünf Schichtpakete unterteilt; das höchste davon ist auch paläontologisch belegt. Die übrigen vier werden lediglich auf Grund ihrer Superposition, bzw. Vergleichs mit anderen Gebieten gemäss dem lithologischen Charakter der Gesteine beurteilt.

Das Basalschichtpaket der Melaphyrserie gehört wahrscheinlich dem Oberkarbon an. Die Gesteinskomplexe zwischen diesem Paket und der paläontologisch belegten Schichtfolge (Campil) dürfen Perm, bzw. die Untertrias (Seiss bis Untercampil) vertreten.

Beim eingehenden paleomagnetischen Studium eines fast ununterbrochenen Profils der roten perm-triassischen Sedimente im Raume Malužiná konnte die Existenz der normal und invers magnetisierten (sog. Übergangs—) Zone nicht bestätigt werden. Alle $\overrightarrow{J_n}$.—Richtungen der paleomagnetisch beständigen Gesteine sind invers magnetisiert, sodass mit Hilfe dieser Methode die Grenze zwischen dem Perm und der Trias in diesem Gebiet nicht bestimmt werden kann. Von paleomagnetischer Sicht aus können diese Gesteine sowohl Perm, wie auch die Trias vertreten.

Was die stratigraphische Einstufung betrifft, muss man noch bemerken, dass einige zum Perm gezählten Gesteinsproben der Melaphyrserie normal magnetisch sind und daher dem Perm nicht angehören können (Kotásek—Krs 1965). Es wird daher notwendig sein, noch weitere Gesteinsproben auch aus anderen Gebieten zu analysieren und so noch zu versuchen, die Perm—Trias—Grenze festzulegen.

Die mittlere paleomagnetische Richtung aus dem ganzen Gesteinsdefilé weist eindeutig auf eine Rotation der Gesteine der Choč—Decke hin, und bestätigt somit die aus den regionalen Messungen gemachten Schlüsse (Kotásek—Krs 1965). Aus beiden (regionalen und eingehenden) Untersuchungen ergibt sich eine Rotation um 45° (im Sinne der

Uhrzeigerbewegung) als Folge der alpinen Tektonik. Die erzielten Ergebnisse zeigen, dass der Deckenbau ganzer Gesteinskomplexe in den Westkarpaten sowohl durch regionale wie auch eingehende paleomagnetische Messungen untersucht werden kann.

Dekrepitácia plynno-kvapalných uzavrenín vo vákuu

Karol Eliáš

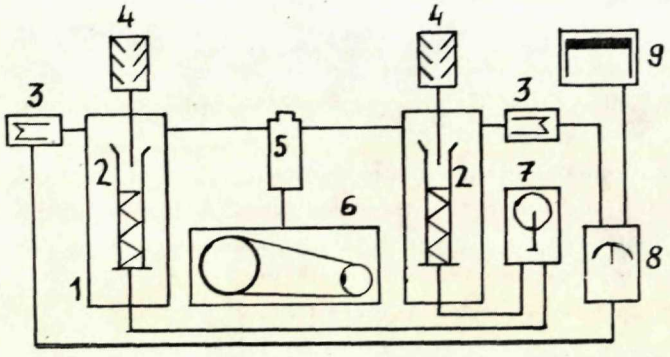
Štúdium minerálotvorného prostredia zachovaného v uzavreninách najrôznejších minerálov nadobúda čím ďalej tým väčší význam. Systematický výskum plynno-kvapalných uzavrenín sa pod vedením dr. Ing. J. Kantora robí aj na GÚDŠ v Bratislave. Hlavné zameranie tohto výskumu spočíva v paleotermometrickom štúdiu endogénnych, najmä hydrotermálnych procesov. V prvých fázach výskumu sa študovali plynnokvapalné uzavreniny v rôznych mineráloch homogenizačnou metódou na zahrievacom mikroskope. Vzhľadom na obmedzené možnosti a niektoré nevýhody homogenizačnej metódy (nepriehľadné minerály, všeobecne malé rozmery plynno-kvapalných uzavrenín na ložiskách Západných Karpát, nízka prevádzková kapacita a iné) sa pristúpilo k štúdiu plynno-kvapalných uzavrenín metódou dekrepitácie. Za týmto účelom bol vyvinutý autoregistračný dekrepitačný prístroj, pracujúci na akustickom-termozvukovom princípe (Eliáš 1962).

Dekrepitačná metóda (akustická), i keď má rad predností oproti metóde homogenizačnej, má i niektoré nedostatky, a to najmä: (1) obmedzenú citlivosť, so zvyšovaním ktorej úmerne stúpa fón prístroja; (2) nemožnosť rozlíšenia zvukových efektov, ktoré nemajú svoj pôvod v dekrepitácii plynno-kvapalných uzavrenín. Patria sem najmä: (a) zvukové efekty sprevádzajúce roztrhávanie minerálu podľa plôch štiepateľnosti; (b) dekrepitáciu sprevádzajúce polymorfné premeny; (c) praskanie minerálu po puklinách, neobsahujúcich kvapalné uzavreniny; (d) dekrepitácia mechanických prímesí; (e) vonkajšie poruchy (mikrofónny efekt, praskanie špirály v piecke a pod.).

Tieto nedostatky termozvukového spôsobu dekrepitačnej metódy sa pri zachovaní akustického princípu nedajú odstrániť. Preto sa v posledných rokoch robia pokusy s konštrukciou nového prístroja, ktorý namiesto zachytávania zvukových efektov registruje nepatrné zmeny tlaku pri dekrepitácii plynno-kvapalných uzavrenín vo vákuu (Dolgov 1965; Dolgov—Serebrennikov 1968). Takáto aparatúra, ktorú vzhľadom na jej funkciu možno nazvať termovákuovou, bola zostrojená aj na GÚDŠ v Bratislave. Na jej konštrukcii sa podieľali (okrem autora) aj J. Lux a M. Garaj.

Termovákuová aparatúra sa v podstate skladá z tých istých častí ako termozvuková, len namiesto akustického mikrofónu má zariadenie na meranie zmien tlaku vo vákuu. Bloková schéma, rez jednou linkou a funkcia najdôležitejších častí termovákuovej aparatúry sú na obr. 1, 2 a 3.

Hlavnou časťou prístroja je tzv. reaktor, v ktorom je umiestnená nádoba na vzorku — kremenná trubka s vyhrievacou špirálou po obvode. Evakuovanie celého systému obstaráva čerpací agregát, zložený z predvákuovej (rotačnej) a vysokovákuovej (difúznej) vývevy. Zmeny tlaku sa merajú kombinovaným penningovým vakuometrom. Ako registračné zariadenie sa používa zapisovací prístroj typu EZ 2. Medzi reaktory a čerpaciu súpravu je zaradená vymrazovačka na tekutý dusík. V hornej časti prístroja sú k reaktorom pripojené dva zásobníky na vzorky, z ktorých každý pojme 10, prípadne i viac vzoriek.



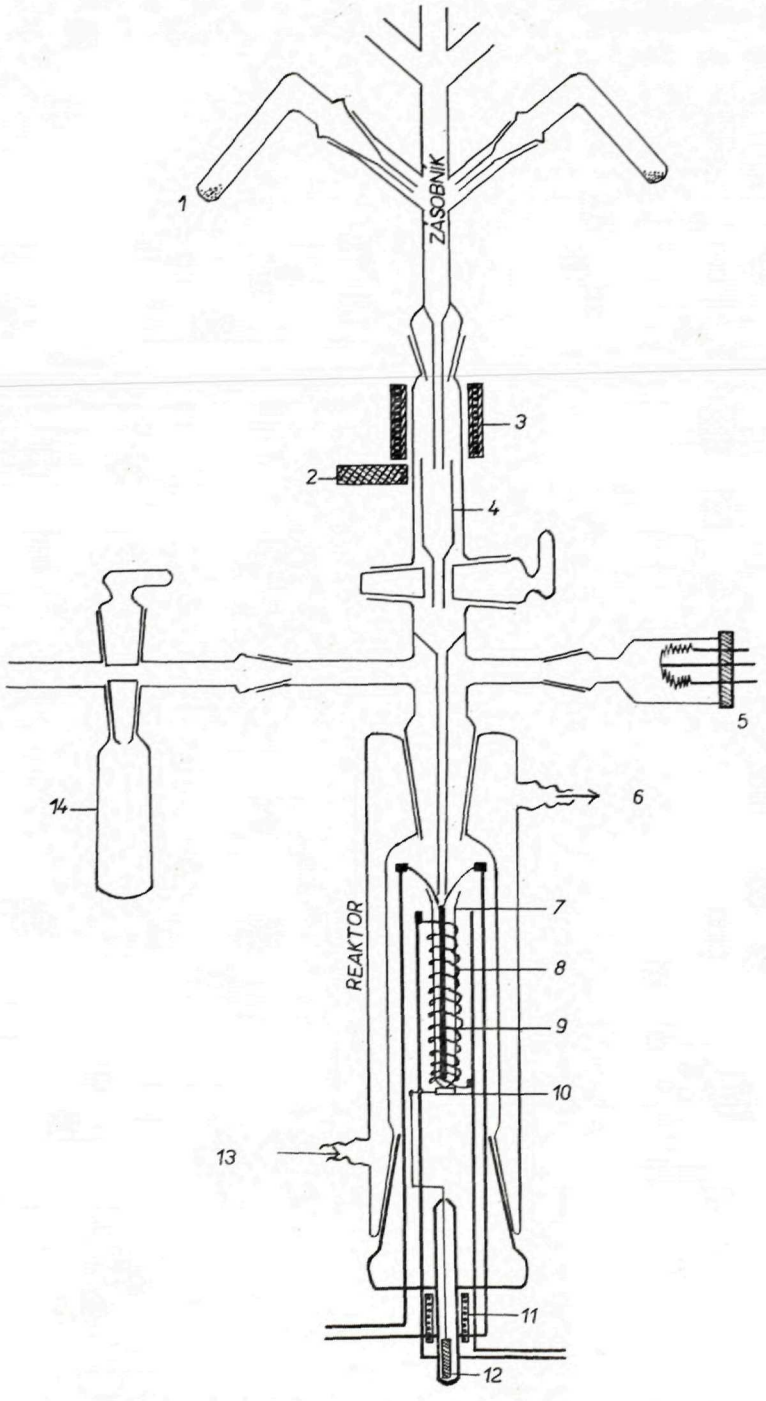
Obr. 1. Bloková schéma termovákuového prístroja. 1 — reaktor, 2 — skúmavka s vyhrievacou špirálou, 3 — vákuová mierka, 4 — zásobník, 5 — vymazovačka na tekutý dusík, 6 — vákuové čerpadlo, 7 — regulátor teploty, 8 — vákuometer, 9 — zapisovací prístroj.

Pripravené vzorky vhodnej zrnitosti sa naložia do zásobníka, ktorý je od reaktora oddelený vákuovým kohútom. Zo zásobníka do kremennej trubice v reaktore sa vzorka presype prostredníctvom magneticky ovládateľného železného lievika, ktorý bráni zachytávaniu zŕn na vákuovom maze kohúta. Odčerpávanie celého systému na 10^{-5} mm Hg trvá asi 30 min. Po dosiahnutí potrebného vákua možno zahrievať.

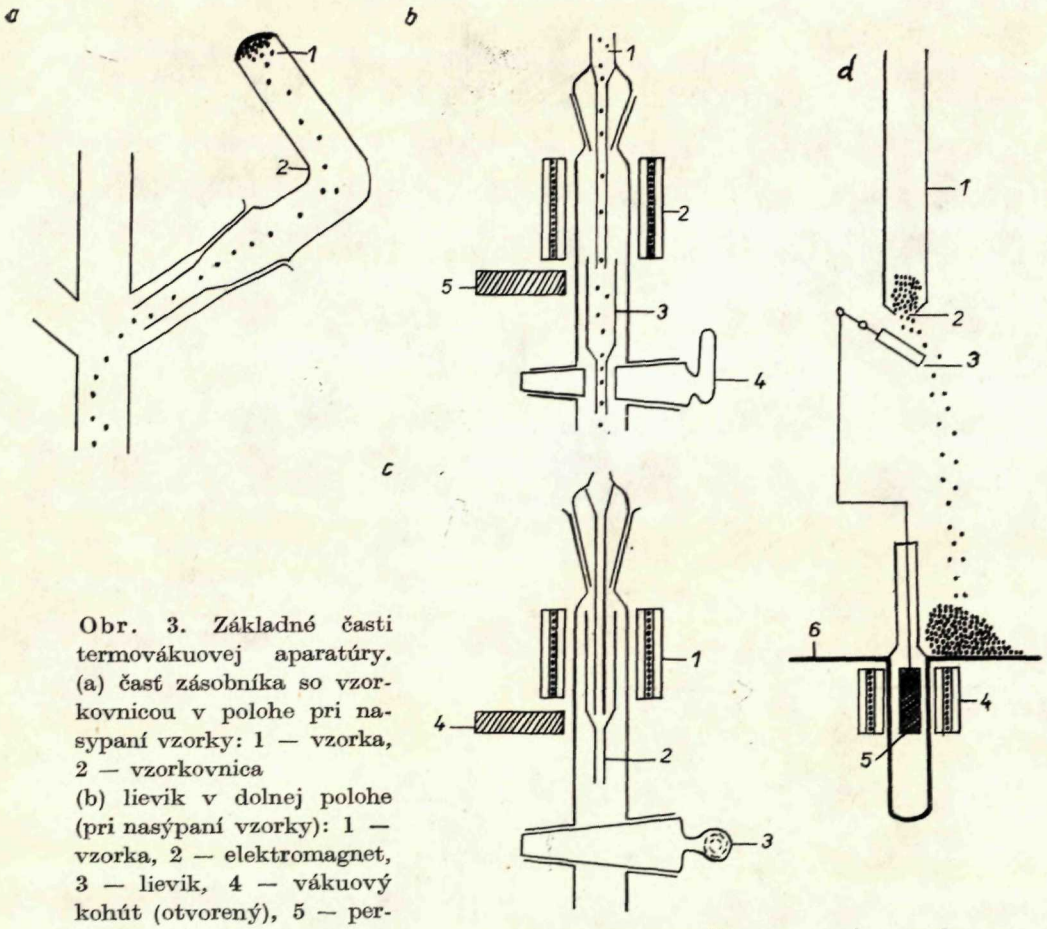
Pravidelné stúpanie teploty (cca 15°/min.) obstaráva automatický regulátor, zabudovaný v manipulačnom pulte aparatúry, v ktorom sú sústredené všetky ovládacie prvky celého prístroja. Navrhovateľom i realizátorom automatického regulátora je J. Lux.

Regulátor teploty je zložený z Wheastonovho môstika, v uhlopriečke ktorého je dvojstupňový elektrónkový zosilovač. Po ňom nasleduje fázový detektor a výkonový koncový stupeň, ktorý napája piecku o príkone 100 W.

Wheastonov môstik má v jednej vetve potenciometer R 1, v druhej platinový



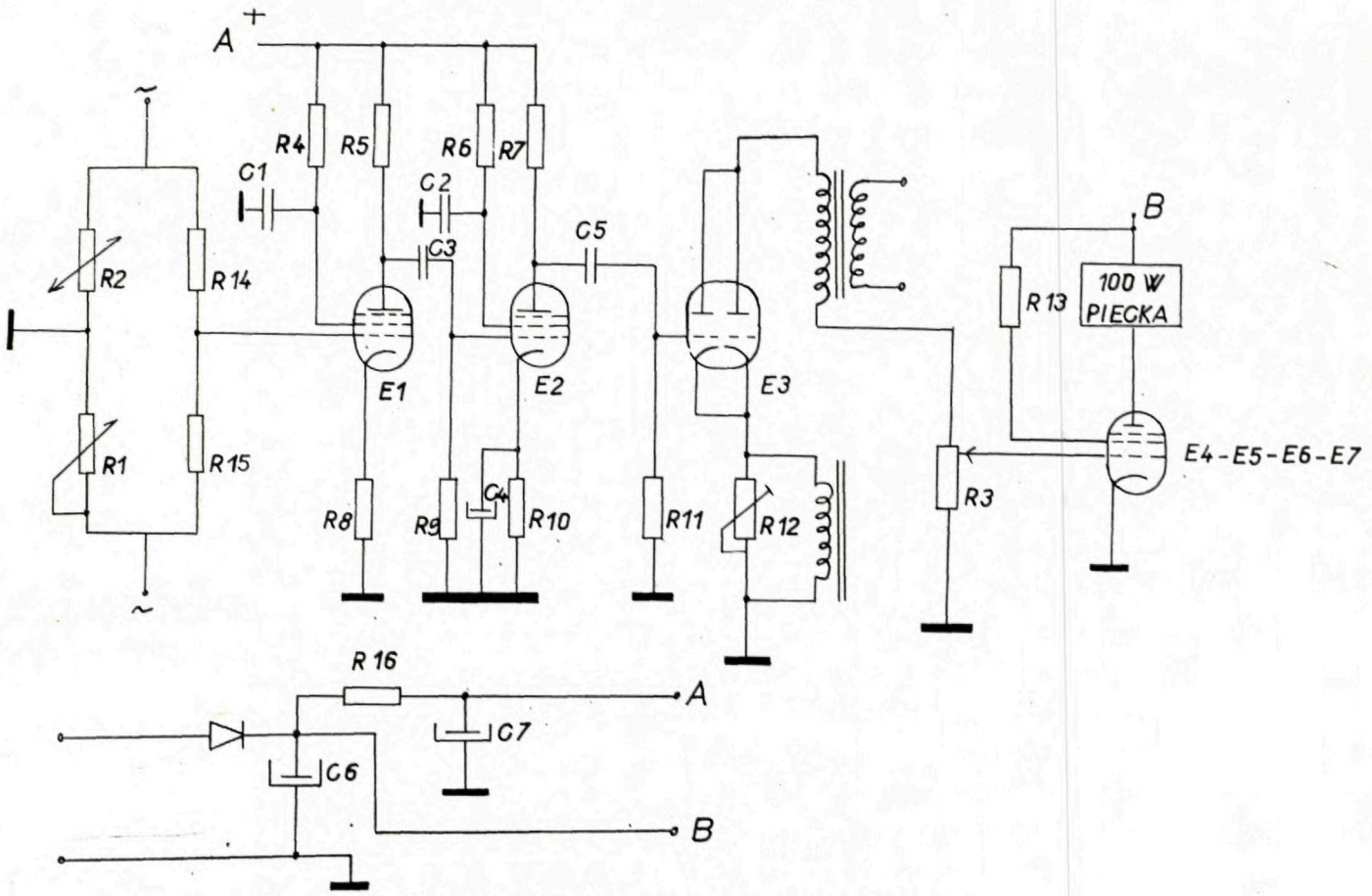
Obr. 2. Rez jednou linkou termovákuovej aparatúry. 1 — vzorka, 3 — elektromagnet, 2 — permanentný magnet, 4 — železný lievik, 5 — vákuová mierka, 6 — voda, 7 — kremenná trubica, 8 — vyhrievacia špirála, 9 — termočlánok, 10 — dno piecky, 11 — elektromagnet, 12 — železný valček, 13 — voda, 14 — vymrazovačka.



Obr. 3. Základné časti termovákuovej aparatúry.
(a) časť zásobníka so vzorkovnicou v polohe pri nasypaní vzorky: 1 — vzorka, 2 — vzorkovnica
(b) lievik v dolnej polohe (pri nasýpaní vzorky): 1 — vzorka, 2 — elektromagnet, 3 — lievik, 4 — vákuový kohút (otvorený), 5 — permanentný magnet.
(c) lievik v hornej polohe (pri meraní). 1 — vzorka, 2 — lievik, 3 — vákuový kohút (zatv.), 4 — permanentný magnet
(d) vysypanie vzorky po zahriatí: 1 — piecka, 2 — vzorka, 3 — dno piecky, 4 — elektromagnet, 5 — železný valček, 6 — puzdro reaktora.

odporový termočlánok. R 1 je poháňaný synchrónnym motorkom, ktorého rýchlosť otáčania je daná požadovanou rýchlosťou stúpania teploty. Potenciometer R 3 predstavujúci hrubú reguláciu je v tandeme s R 1, čím postupne zvyšuje prúd koncového stupňa, na ktorý je napojená piecka.

Neustálym porovnávaním odporov R 1 a R 2 vzniká odchylka, ktorá po zosilnení s ohľadom na fázu otvára, alebo zatvára fázový detektor. Tento dej sleduje stúpanie, alebo klesanie záporného napätia na R 3, čo predstavuje jemnú reguláciu stúpania teploty. Regulácia je lineárna v celom rozsahu stú-



Obr. 4. Schéma elektronkového regulátora teploty.

pania teploty a pri zahrievaní do 600° C max. odchýlka predstavuje ± 2° C.

So stúpajúcou teplotou v dôsledku uvoľňovania obsahu uzavrenín pri ich dekrepitácii dochádza úmerne k narastaniu tlaku v meranom priestore. Tieto zmeny sa v závislosti na čase a teplote automaticky zaznamenávajú zapisovacím prístrojom.

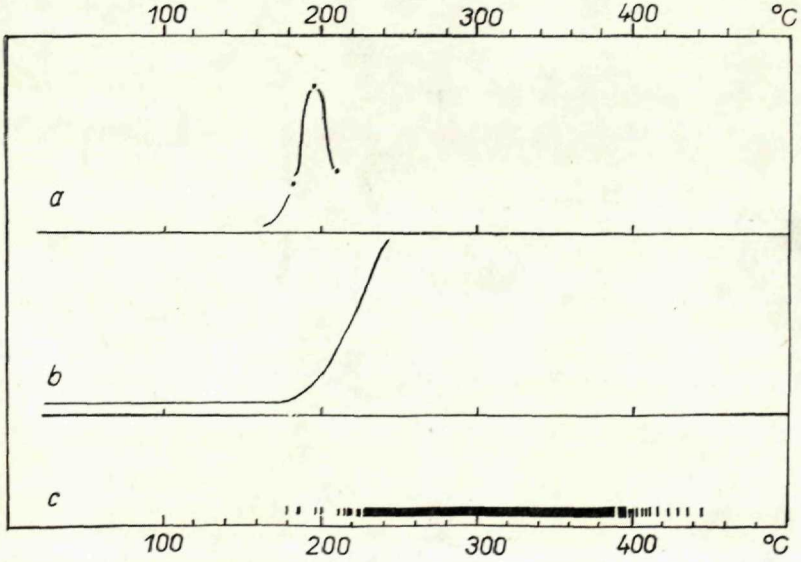
Po skončení zahrievania sa vypálená vzorka vysype z piecky, ktorej dno možno otvoriť pomocou elektromagnetu, do spodnej časti reaktoru.

Výhodou takéhoto usporiadania je, že po vychladnutí piecky možno celý proces opakovať bez prerušenia vákua aparatúry, kým sa nespracujú všetky vzorky zo zásobníkov.

Počas chladnutia piecky a súčasného odčerpávania na jednej linke možno robiť meranie na linke druhej. Urobenie jednej analýzy zahrievaním vzorky do 350° C pri stúpaní teploty 15°/min. trvá cca 22 min. Prevádzková kapacita prístroja je v priemere 12 vzoriek za jednu smenu.

Za dekrepitačnú teplotu pri termovákuovej metóde sa považuje teplota, pri ktorej dochádza k narastaniu tlaku v meranom priestore, čo sa prejaví ohybom krivky na termovákuovom zápise. Na obr. 5 sú na ilustráciu uvedené výsledky termometrických meraní hydrotermálneho kremeňa metódou homogenizačnou (a), dekrepitačnou-termozvukovou (b) a termovákuovou (c).

Prevýšenie dekrapitačných teplôt kremeňa, získaných metódou termozvukovou oproti homogenizačným teplotám je 15 — 20° C. Naproti tomu dekrepitačné teploty namerané na termovákuovej aparatúre sa lepšie zhodujú



Obr. 5. Zisťovanie teploty vzniku hydroterm. kremeňa. (a) histogram homogenizačných teplôt, (b) dekrepitogram termovákuový, (c) termozvukový.

s homogenizačnými. To možno vysvetliť veľkou citlivosťou aparatúry aj voči najmenším uzavreninám, uloženým celkom blízko pri povrchu zŕn, zvukový efekt ktorých býva pri dekrepitácii obyčajne veľmi slabý, termozvukovou aparatúrou neregistrovateľný.

Termovákuová aparatúra je prispôsobená i na rýchle meranie (desiatky za hodinu) celkových objemov plynno-kvapalných uzavrenín v mineráloch. Znalosť objemov má značný význam pre správnu interpretáciu ohybu termovákuogramu (= teplota dekrepitácie), nakoľko tento je určovaný pomerom objemu aparatúry k objemu uzavreniny. Mimo toho umožňuje veľmi rýchle rozpoznať hydrotermálne minerály od magmatických a vysokotermálnych, čo možno využiť pri riešení radu teoretických i praktických problémov (napr. pri vyhľadávaní hydrotermálnych ložísk). Toto bolo prakticky overené štúdiom minerálov primárnej a sekundárnej aureoly rozptylu pomocou termovákuovej-volumetrickej metódy. Termometrické profily orientované kolmo na Sb žily v Nízkych Tatrách a analýzy ľahkej frakcie šlichov odobratých z riečnej siete zrudnených oblastí Malých Karpát, Nízkych a Vysokých Tatier ukázali, že termovákuová metóda môže byť dobrou pomôckou pri vyhľadávaní skrytých rudných ložísk (Kantor — Eliáš 1968).

V neposlednej miere význam tejto aparatúry je umocnený aj možnosťou jej adaptácie na odber vzoriek pre plynovú chromatografiu, ale najmä pre hmotovú spektrometriu, ktorá dáva termometrickému výskumu plynno-kvapalných uzavrenín exaktnejší charakter.

Okrem termometrických štúdií mineralizačných procesov sa môže podľa Dolgova (1965) prostredníctvom tejto aparatúry meraním tlaku v uzavreninách nie menších ako 1 mm^3 prispieť aj k rozvoju mineralogickej barometrie.

Z uvedeného vyplýva, že termovákuová aparatúra vzhľadom na svoju viacúčelovú povahu môže spolu s termozvukovou aparatúrou veľmi pomôcť pri rozvoji a prehĺbení komplexného štúdia plynno-kvapalných uzavrenín a prispieť k riešeniu teoretických i praktických otázok mineralogickej termometrie i barometrie.

LITERATÚRA

[1] Dolgov Ju. A., 1965: Razvitije techniky i uslovija primenenija metoda vzryvanija vključenij. Mineralogičeskaja termometrija i barometrija, Moskva 1965. — [2] Dolgov Ju. A. — Serebrennikov A. I., 1968: Technika i rezuľtaty termobaričeskich issledovanij temperatur po vključenijam rastvorov. Mineralogičeskaja termometrija i barometrija Tom II., Moskva 1968. — [3] Eliáš K., 1962: Dekrepitačná metóda v geologickej termometrii. Geologický průzkum IV, No 5. — [4] Kantor J. — Eliáš K., 1968: Thermo — vacuometric method of study of primary and secondary dispersion aureoles as a guide to ore. Geol. práce, Správy 44—45. Bratislava 1968.

Decrepitation of liquid—gas inclusions in vacuum

Karol Eliáš

The decrepitation (acoustic) method having some merits in comparison with the homogenization method, shows also some imperfections that cannot be removed if the acoustic principle is to be preserved.

In Štúr's Geological Institute in Bratislava, a new decrepitation apparatus called thermo-vacuometric has been constructed. The apparatus does not record the acoustic effects but the sligth alterations of pressure in decrepitation of liquid-gas inclusions in vacuum instead.

The thermo-vacuometric apparatus consists essentially of the same parts as the thermo-acoustic one, only instead of the acoustic microphone it is provided with a device for measurement of pressure alterations in vacuum. (The block scheme, the tion through one line, and the function of the most important parts of the thermo-vacuometric apparatus are given on Fig. 1, 2, 3).

The temperature at which the pressure increases in the section measured, which is manifested by the turn of the curve on thermo-vacuometric record is used as the decrepitation temperature in the thermo-vacuometric method.

The thermo-vacuometric apparatus — in comparison with the thermo-acoustic one — is more sensitive, due to which the decrepitation temperatures measured by thermo-vacuometric method are in better agreement with the homogenization temperatures than the decrepitation temperatures measured by the thermo-acoustic method.

In addition to thermometric study of mineralization processes, the thermo-vacuometric apparatus may be mainly used in prospection for hydrothermal deposits (Kantor J.—Eliáš K., 1968), and in sampling for gas chromatography and mass spectrometry.

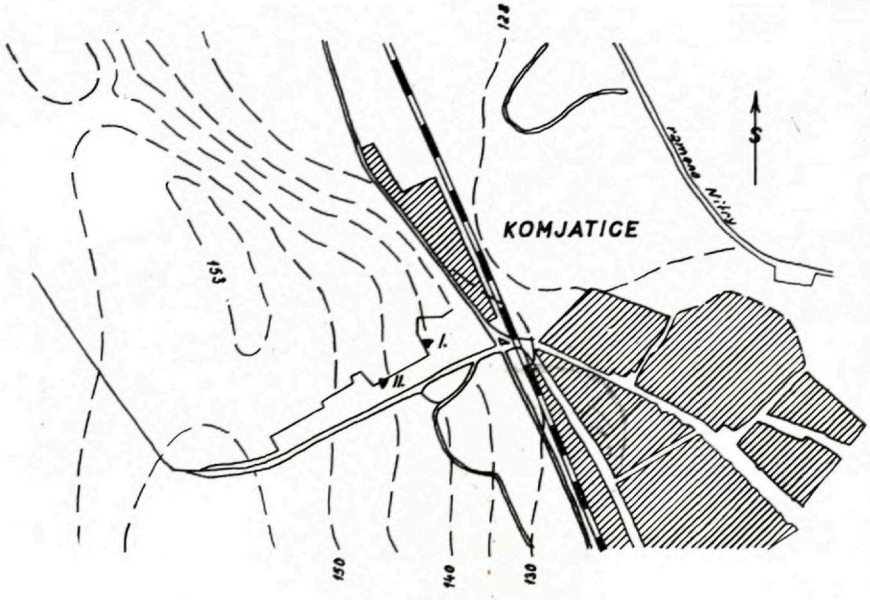
Prvý nález vulkanického popola v spraši komjatickej tehelne

Imrich Vaškovský — Eva Karolusová

Sprašový odkryv komjatickej tehelne na východnom svahu pahorkatinného chrbta tiahnuceho sa SZ—JV smerom tvorí východné ohraničenie južnej časti Nitrianskej pahorkatiny a západné obmedzenie doliny rieky Nitry. Nadmorská výška chrbta v okolí Komjatíc je cca 155 m, smerom južne od Komjatíc klesá, až prechádza do roviny. Nadmorská výška údolnej nivy rieky Nitry je v týchto miestach 128 m. Najdlhšia stena odkryvu, orientovaná SV—JZ smerom, je cca 320 m dlhá. Najúplnejší vrstevný sled kvartérnych sedimentov je zachovaný v čelnej stene, orientovanej SZ—JV smerom, cca 50 m širokej (obr. 1.).

Podložie sprašového komplexu v stene odkryvu tvoria fluviálne, resp. fluviálno-limnické sedimenty, zložené z drobných štrkopieskov a pieskov; v podloží tohto súvrstvia sú neogénne íly, v nadloží hliny piesčité, na ktorých je vyvinutý mocný fosílny pôdny horizont. Západne od čelnej steny v pozdĺžnej stene bezprostredne v podloží sprašového komplexu je neogénny íl. V samotnom odkryve sprašového komplexu pozorujeme štyri fosílne pôdne horizonty, striedajúce sa so sprašami. Povrchová pôda je černozem. Fosílne pôdy majú charakter hnedozeme, ktorých stupeň rubifikácie smerom nadol (od 3. horizontu) sa zosilňuje.

V pozdĺžnej stene odkryvu (obr. 2) v spraši pod tretím fosílnym pôdnym horizontom sa nachádza vrstva vulkanického popola, rovnomerne uložená, s miernym sklonom Z—V smerom. Mocnosť vrstvy je do 5 cm, viditeľnej v dĺžke cca 40 m. Poloha vulkanického popola oproti nadložnej i podložnej vrstve je ostro ohraničená. Samotný vulkanický popol je kyprý, takmer necementovaný, svetlosivej farby, pri dotyku sa ľahko rozsypáva. Kúsky vulkanického popola sa ľahko roztierajú medzi prstami na jemný prášok. Vo vode nerozmokávajú, pri dotyku s HCl nešumia. Ich granulometrické zloženie charakterizujú tieto údaje:



Obr. 1. Situačný náčrt odkryvu spraší v komjatickej tehelni. I — čelná stena odkryvu, II — pozdĺžna stena.
Fig. 1. Sketch of the situation of the loess outcrop on the brickyard of Komjatice.

Obr. 2. Skica uložných pomerov polohy vulkanického popola v Komjaticiach. 1 — recentná pôda, 2 — humusové horizonty fosílnych pôd, 3 — spraš, 4 — Ca-iluviálny horizont, 5 — silný Ca-iluviálny horizont, 6 — krotoviny, 7 — konkrécie $CaCO_3$, 8 — porušenie kryoturbáciou, 9 — poloha vulkanického popola, 10 — hnedozem, 11 — rubifikovaná hnedozem, 12 — hlinopiesky.

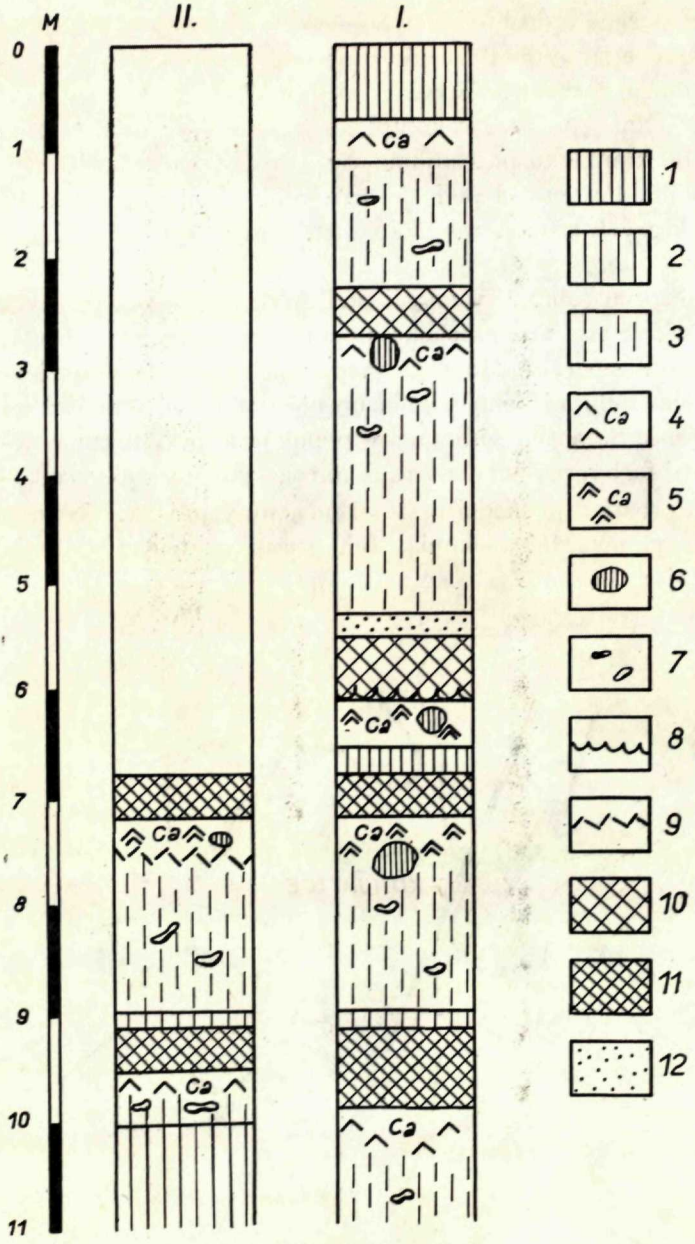


Fig. 2. Position of the volcanic ash layers in Komjatice. 1 — recent soil, 2 — humus horizon of the fossil soil, 3 — loess, 4 — Ca-illuvial horizon, 5 — strong Ca-illuvial horizon, 6 — krotovinas, 7 — $CaCO_3$ — koncretions, 8 — disturbing by cryoturbation, 9 — volcanic ash layers, 10 — brownearth, 11 — rubified brownearth, 12 — loamy sands.

Rozmer častíc v mm	Granulometrické zloženie v %	
	mikroagregát. met.	disperz. met.
>0,25	5	5
0,25—0,05	58	52
0,05—0,01	29	25
0,01—0,005	4	10
<0,005	4	8

Z týchto dát vidno, že vulkanický popol pozostáva v zásade z veľmi drobných častíc (frakcie 0,25—0,05 mm a 0,5—0,1 mm), čiže v podstate ide o veľmi jemnozrnný tufitický sediment, ktorý bol ako jemný vulkanický popol vetrom unášaný od miesta erupcie na väčšie vzdialenosti.

Vo výbrusoch materiál z tejto polohy ukazuje čiastočne na vitrokryštalickú štruktúru, v ktorej úlomky popola a minerálov stmeľuje jemná aleuritická hmota. Pri veľkom zväčšení nachádzame fragmenty, v ktorých sa dá identifikovať sklovitá hmota s mikrolitmi plagioklasov a ihličkovitých zelených augitov. Druhý typ fragmentov je sklovitý, silne vesikulárny až troskovitý. Obsahujú bublinky fluidálnej štruktúry a pripomínajú sklovité pemzy. Index lomu skla je väčší ako u kanadského balzamu, ale menší ako 1,52. Keďže sú to až práškovité čiastočky, ich presnejšie určenie naráža na značné ťažkosti.

Pri rozbore ťažkých minerálov vo frakcii 0,1—0,045 sa zistili drobné ihličkovité zelené augity bez pleochroizmu, s typickým symetrickým zhášaním. Biotit je zriedkavý, tvorí súčasť ľahkých minerálov spolu s muskovitom; vytvára svetlohnedé šupinky s vlnitým, nerovným, zúbkovitým okrajom. Považujeme ho preto za cudzí element vo vzťahu k augitom; ich pôvodná genéza je pravdepodobne odlišná.

Amfibol je zriedkavým minerálom. Tvorí stĺpcovité, pretiahnuté jedince s typickou štiepateľnosťou. Pleochroizmus v hnedých, druhý v zelených odtieňoch. Magnetit, granát, zirkón a apatit v tomto prípade nie sú typickými vulkanickými minerálmi. Zrná, označované ako limonitizované a kaolinizované, sú vlastne fragmenty, ktoré sa dostali do ťažkej frakcie. Obsahujú úlomky základnej hmoty a sklovité fragmenty. Staurolit a distén sú úplne cudzie minerály v asociácii vulkanických minerálov.

Percentuálne zastúpenie je nasledovné:

augit	74,2 %	apatit	2,3 %
amfibol	0,5	limonitiz. zrna	3,5
biotit	0,2	kaoliniz. zrna	8,5
magnetit	6,8	staurolit	1,0
granát	0,5	distén	0,5
zirkón	0,5	neurčiteľné	1,5

Pre identifikáciu a pre zaradenie k určitému petrografickému typu zostávajú ako smerodatné augity. Augity popisuje Šimová (1965) z bazaltov a bazanitov zo Štiavnického pohoria. Uvádza, že mladšia generácia pyroxénov je zastúpená ihličkovitými jedincami. Podľa optických meraní konštatuje, že augitové kryštáliky sú rôzne; v bazaltoch typu Ostrá Lúka, Dobrá Niva, Devičie, Lomnô prevažujú diopsidaugity, menej Ti-augity. V amfibolových bazaltoch z Bacúrova a Babinej sú diopsidaugity, menej egirinaugity a Ti-augity. V bazanitoch majú prevahu Ti-augity, menej Ca-augity a egirinaugity. Augity z bazaltových hornín JV Slovenska uvádza Mihalíková (1966) z lokality Šurica, Hajnačka, Mášková, Radzovce, Ragáč, Bulhary, Konrádovce, Fiľakovo, atď.

Ako z prehľadu vyplýva, bazaltové horniny finálneho vulkanizmu na území Slovenska obsahujú minerály augitovej skupiny. V našom rozbore sa objavujú drobné tyčinkovité zelené augity, úplne chýbajú Ti-augity a diopsidaugity. Je preto veľmi obťažné jednoznačne zaradiť nový nález polohy s tufitickým materiálom k niektorému známemu výskytu bazaltových hornín. Nie je vylúčené, že vytriedenie takého úzkeho minerálneho spoločenstva je výsledkom aerického transportu.

Zatiaľ možno predpokladať, že tento prvý nález popola v sprašovom komplexe dopomôže k určitej stratigrafickej fixácii bazaltových erupcií v Západných Karpatoch. Ich doterajšie stratigrafické začlenenie totiž vyplýva jedine z ich superpozície v nadloží andezitov a ryolitov v stredoslovenskej oblasti; len v oblasti Fiľakova je ich pozícia podložená faunou, ktorá sa našla vo vrstvách pod čadičovými výlevmi. Na základe tohto nálezu Böckh (1901) a Kormos (1916) predpokladajú, že k erupcii bazaltov došlo na začiatku levantu, k ich doznievaniu v starom pleistocéne. Fejfar (1957) tiež na základe fauny uvažuje o bazaltových erupciách ako pleistocénnych (spodný villafranchien, tj. počiatok donau strednoeuropského pleistocénu). Čechovič (1958) sa domnieva, že čadiče ležia v podloží poltárskej formácie, ktorá patrí k najvrchnejšiemu pliocénu. Podľa výsledkov paleomagnetických štúdií ich vek sa odhaduje na 50 000 rokov nad bázou villafranchienu (Nairn — Karolus 1965). V priestore stredoslovenských neovulkanitov prúdy finálnych bazaltov sa zistili na najnižšej hronskej terase pri Brehoch neďaleko Novej Bane (Kuthan 1967).

Vek popísanej polohy vulkanického popola v sprašovom odkryve komjatickej tehelne vzhľadom na geologickú pozíciu je nepochybne pleistocénny, najpravdepodobnejšie mindel; nedá sa vylúčiť ani starší vek. Jeho mineralogicko-petrografické zloženie nasvedčuje, že ide o produkt bazaltického vulkanizmu. Vzniká otázka lokalizácie vulkanického zdroja. Okolnosť, že v období pleistocénu na území Slovenska prebiehal sporadicky bazaltický vulkanizmus

(napr. vzdialenosť nálezu od Štiavnického pohoria je cca 100 km) naznačuje, že by zdroj vulkanizmu nemusel byť mimo nášho územia; avšak skutočnosť, že ide o eolický sediment s niektorými rozdielmi v mineralogickom zložení, nevylučuje jeho transport z iného územia. Doriešenie tejto otázky si vyžaduje ďalšie porovnávacie štúdie, hľadanie ďalších výskytov, stanovenie geografického okruhu dopadu vulkanického popola apod.

Literatúra

[1] Böckh H., 1901: Előzetes jelentés a Selmeczbánya vidéken előforduló eruptiv kőzetek korviszonyairól. Földtani Közlöny XXXI. Budapest. — [2] Čechovič V., 1954: Príspevok k identifikácii miocénnych vrstiev v juhoslovenskej a šalgotarjanskej pánve. Geol. Sborník V/1—4, Bratislava. — [3] Fejfar O., 1957: Nové paleovulkanické výzkumy na lokalite Hajnačka u Fiľakova na jižním Slovensku. Časopis pro mineralogii a geologii 2/1957, Praha. — [4] Fejfar O., 1964: The Lower Villafranchian Vertebrates from Hajnačka near Fiľakovo in southern Slovakia. Rozpr. Ústř. úst. geol. 30, Praha. — [5] Fiala F., 1952: Alkalické čediče (bazanitoidy) od Tekovské Breznice a Brehů u Nové Baně na Slovensku. Sborník Nár. Musea 5. Praha. — [6] Kormos T., 1917: Az ajnácskői pliocén rétegek és faunájuk. Évi jel. az 1915-évről, Budapest. — [7] Kuthan M., 1968: Regional geology of Czechoslovakia. Part II. The West Carpathians Young volcanic roks of the Carpathians in Slovakia. Academia — Praha. — [8] Kukla J., Ložek V., Pelíšek D., Vaškovský I., 1968: Provodnik k ekskursii lessovych zon v Čechoslovakii. Geografičeskij institut ČSAV Brno. — [9] Mihalíková A., 1966: Petrografická a petrochemická charakteristika bazaltov juhovýchodného Slovenska. SGV—Záp. Karpaty, zv. 4, Bratislava. — [10] Nairn A. E., Karolus K., 1965: A preliminary paleomagnetic study of the rocks of the central Slovakia igneous province. Geol. práce — Správy 36, Bratislava. — [11] Šimová M., 1965: Finálny bazaltový neovulkanizmus Slovenského Stredohoria. Acta geol. et geogr. univ. Com. Geologica Nr 8, Bratislava.

First Finding of Volcanic Ash in West Carpathian Loesses in the Brickyard of Komjatice

Imrich Vaškovský — Eva Karolusová

The outcrop of loess in the brickyard of Komjatice at the eastern slope of the upland ridge extending in NW — SE direction forms the eastern border of the southern part of the Upland of Nitra. (Situation of the outcrop fig. 1). The substratum of the loess complex in the frontal wall of the outcrop is formed by fluvial or fluvial-limnic sediments, composed of fine gravel and sand; in the rock underlying this complex there are Neogene clays, in the overlying rock are sandy loams, upon which a thick horizont of fossil soil is developed. Westerly of this wall, in the longitudinal wall in the rock directly underlying the loess complex Neogene clay is found. In the loess complex itself we observe four horizons of fossil soil, alternating with loess. In the longitudinal wall of outcrop (fig. 2) in the loess underlying the third horizon of fossil soil a layer of volcanic ash is found, being uniformly distributed with gentle dip in W—E direction. The thickness of the layer is up to 5 cm, visible length about 40 m. The layer of volcanic ash is sharply delimited from overlying and underlying loess. The volcanic material consists of very fine particles (of 0,25—

—0,05 mm and 0,5—0,1 mm). In this sections vitrocrystalline texture is partly indicated, in which fragments of ash and minerals are cemented with fine aleuritic mass. Under great magnification we find fragments, in which glass matrix with microlites of plagioclases and acicular green augites can be identified. The second type of fragments is vitreous highly vesicular to splintery. They contain bubbles of fluidal texture and resemble vitreous pumices. The index of refraction of glass is higher than that of Canada balsam but less than 1,52. From minerals of heavy fraction the following were found:

augite	74,2 %	apatite	2,3 %
amphibole	0,5	limonitized grains	3,5
biotite	0,2	kaolinized grains	8,5
magnetite	6,8	staurolite	1,0
garnet	0,5	disthene	0,5
zircon	0,5	undeterminable	1,5

For identification and ranging to petrographic type augites remain as decisive. Basalt rocks of final volcanism on the territory of Slovakia carry minerals of the augite group. In our determination small dodlike green augites appear, Ti—augites and diopside——augites are lacking at all. Comparison is therefore diffucult to perform. So far this first finding of volcanic ash in the loess complex can be supposed to be helpful in certain stratigraphic fixation of basaltic eruptions in the West Carpathians. The age of the described layer in the outcrop of loess in the brickyard of Komjatice is indubitably Pleistocene regarding to its geological setting, most likely Mindel; an earlier age cannot be excluded. Its mineralogical-petrographical composition indicates a product of basalt volcanism to be concerned. The question of location of the source of volcanism arises. The circumstance that sporadical volcanism was taking place on the territory of Slovakia indicates the source not to have been necessarily ouxtside this country but the fact of eolian sediment with some differences in the mineralogical composition to be concerned does not exclude its transportation from another territory.

Dionýz Štúr Institute of Geology,
Bratislava

Možnosti výskytu ryžovísk v alúviu Kremnického potoka

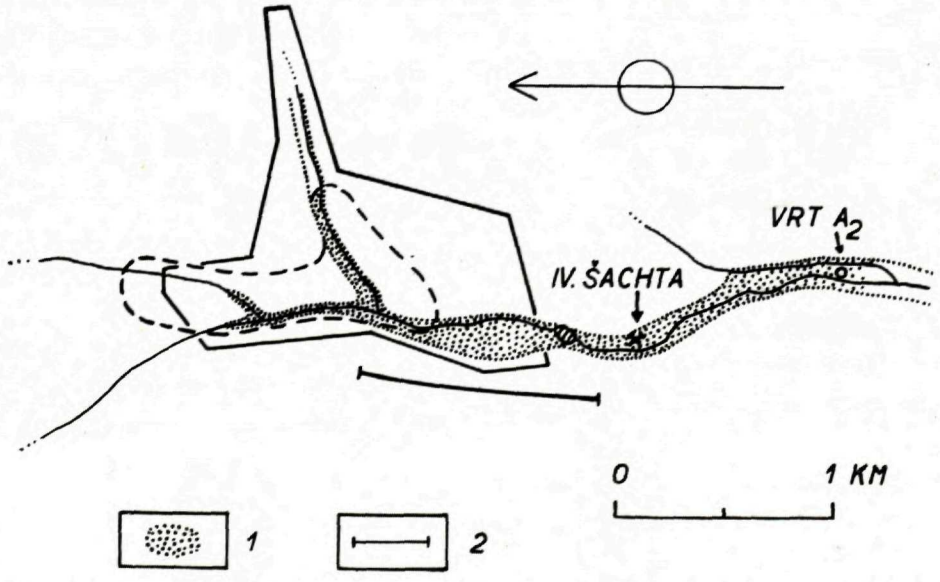
Jaroslav Lexa

V lete 1965 som sa zaoberal otázkou zlatonosnosti alúvia Kremnického potoka. Vzhľadom na malý počet technických prác (5 vrtov) predkladané výsledky sú len orientačného charakteru a sú predovšetkým teoretickým zhodnotením podmienok vzniku ryžovísk v danej oblasti. Celkové zhodnotenie možno dať len na základe detailného štúdia jednotlivých podmienok a faktorov určujúcich vznik ryžovísk.

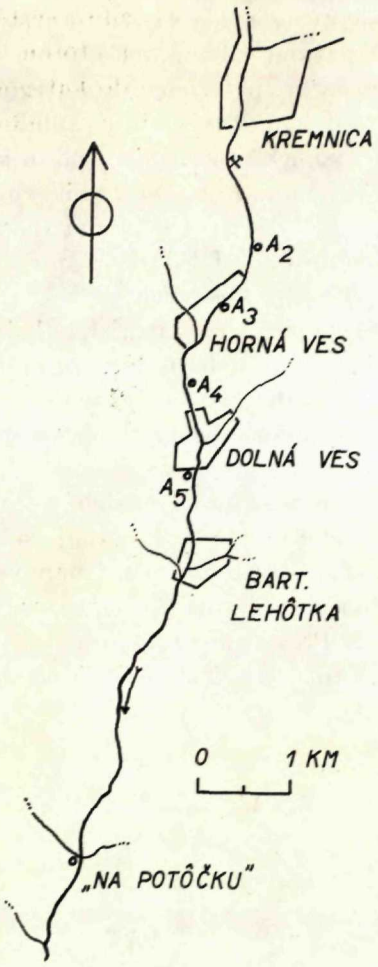
Pre vznik ryžoviska v skúmanej oblasti má význam len II. žilný systém kremnického rudného poľa, tvorený kremeň-zlatými žilami, na ktorom sa zlato vyskytuje vo forme zlatiniek väčších rozmerov, patriacich do kategórie viditeľného zlata. Na I. žilnom systéme je zlato prevažne spolu so sulfidmi, čo zapríčiňuje jeho mikroskopickú až submikroskopickú formu, nevhodnú pre tvorbu ryžovísk. Zrnitosť zlata z II. žilného systému: 10 % na 2 mm, 20 % od 2 mm do 0,5 mm, 30 % 0,5 mm do 0,25 mm, 40 % pod 0,25 mm (podľa pozorovania zlata získaného rozpustením žiloviny v H_2F_2) dáva predpoklady pre vznik ryžovísk skalného dna dolín i ryžovísk kosových.

Z pozorovania dnešného koryta Kremnického potoka sa dá predpokladať, že alúvium tvorí prevažne fácia skalného dna koryta. V dolnom toku sa uplatňuje aj fácia bočných nánosov. Tento stav napomáha tvorbe ryžovísk skalného dna doliny v hornom toku a umožňuje tvorbu kosových ryžovísk v dolnom toku Kremnického potoka.

Z hľadiska geomorfológie dolina Kremnického potoka sa dá rozdeliť na dve časti. Od prameňov po Kremnicu je dolina v štádiu mladosti. Prejavuje sa to hlbokým zarezaním a neprítomnosťou alúvia. Zlato tu môže tvoriť nanajvýš zhluky v nerovnostiach podložia. Od severného ohraničenia Kremnice až po ústie do Hrona sa dolina blíži štádiu zrelosti. Prejavuje sa to intenzívnou bočnou eróziou a meandrovaním vo vlastných náplavoch. Táto časť je vhodná



Obr. 1. Situovanie ryžoviska skalného dna v oblasti Kremnice. 1 — predpokladané ryžovisko, 2 — úsek max. koncentrácie. Plnou čiarou okraj mesta, prerušovane rozsah II. žilného systému, bodkovane okraj alúvia.



Obr. 2. Lokalizácia vrtov A_2 — A_5, a na lok. Na potôčku.

pre vznik ryžovísk skalného dna doliny i ryžovísk kosových. Poklesy erozívnej bázy sa na pozdĺžnom profile prejavujú strmšími úsekmi. Pretože tieto prebiehajú v náplavoch s kosovým zlatom, nespôsobujú jeho koncentráciu.

Hĺbka erózie II. žilného systému je približne 250 m (Böhmer 1966). Pri celkovej dĺžke žíl 7 500 m, priemernej mocnosti 1,5 m, hustote 2,5 t/m³ a priemernom obsahu zlata v žilovine 2 g/t (ústne oznámenie M. Böhmera) činí množstvo eróziou uvoľneného zlata približne 15 t (ide o rádový odhad).

Tektonický faktor sa v oblasti Kremnice prejavuje nanajvýš malými zníženinami erozívnej bázy, ak neberieme do úvahy výzdvih celej oblasti. Mierne podnebie a veľké zrážky sú priaznivé pre vznik ryžovísk. Malý rozsah Kremnického potoka dáva predpoklad na výskyt hniezdovitých ryžovísk, čo veľmi sťažuje vyhľadávanie.

Po zhodnotení jednotlivých podmienok a faktorov sa dá v zmysle Gorbunova (1965), Kaštanova (1965) a Sinjuginovej (1965) povedať, že ryžovisko skalného dna doliny sa bude nachádzať v úseku, kde Kremnický potok prechádza cez II. žilný systém a v smere toku potoka až po Hornú Ves. Najbohatšie koncentrácie sa dajú očakávať v časti medzi prítokom Bystrice a IV. šachtou (pozri obr. 1). Charakter ryžoviska bude hniezdovitý, pričom celkové zásoby sa dajú odhadnúť na 3 t (stanovené na základe množstva eróziou uvoľneného zlata a jeho zrnitosti). Pri objeme alúvia v mieste predpokladaného ryžoviska približne 1,5 mil. m³ sa teoreticky dajú predpokladať obsahy okolo 2 g/m³.

Kosové ryžoviská sa môžu nachádzať v celom dolnom toku Kremnického potoka. Ich charakter bude hniezdovitý. Dá sa predpokladať, že maximálne obsahy nepresiahnu 0,5 g/m³.

Výsledky spracovania vzoriek sú zahrnuté v tabuľke 1 (lokalizácia vrtov obr. 2). Zlato bolo separované kombináciou plavenia na žľabe a miske, elek-

tromagnetickej separácie a separácie elutriačným prístrojom. Zbývajúce nečistoty sa odstránili ihlou pod binokulárnym mikroskopom.

Zlato sa nachádza voľné alebo zrastené s materským kremeňom. Farbu má prevažne jasne žltú; často je však potiahnuté limonitom, čo spôsobuje hnedú alebo pestré nábehové farby. Lesk je silne kovový, je mäkké a kovateľné. Má veľmi nerovný povrch, niekedy až hubovitého charakteru. Niekedy druhotne uzatvára zrnká iných minerálov. V zmysle Bilibina (1955) môžeme vyčleniť tieto typy zlatiniek: dendritové, rudné zlato, paličky, krupičky, zrná, tabuľky, lístočky a prach.

Zrnitosť zlata z vrtov sa dá vyjadriť zastúpením v jednotlivých frakciách:

Vrty A2 — A5 frakcia	zlatinky počet	%	Vrt Na potôčku frakcia	zlatinky počet	%
1 —0,5 mm	14	4,6%	1 —0,5 mm	1	0,7%
0,5—0,25 mm	52	17,1%	0,5—0,25 mm	29	19,3%
pod 0,25 mm	238	78,3%	pod0,25 mm	120	80,0%

Váha zlatiniek sa pohybuje od 11 mg až po nevážiteľné. (Dá sa predpokladať, že obsahy i zrnitosť zlata sú značne skreslené použitou metodikou — nárazové vŕtanie súpravou NRM).

Z charakteru a veľkosti zlata, ako aj z jeho vystupovania v celom profile vrtov usudzujem, že ide o rozptýlené kosové zlato (s výnimkou návrtu A2 — 5,50—6,30 m, ktorý je pri hranici podložia). U vrtu Na potôčku dokonca je väčšia koncentrácia pri povrchu ako v hĺbke alúvia. Jeho väčšia vzdialenosť od primárneho zdroja sa odráža v zníženom obsahu vo frakcii nad 0,5 mm, čo je v súlade s obmedzenou schopnosťou prenosu zlata tejto frakcie.

O zvýšenej koncentrácii zlata v návrte A2 — 5,50—6,30 m usudzujem, že ide o zlato skoncentrované pri podloží alúvia. Pri predpoklade, že ryžovisko skalného dna doliny sa tiahne z Kremnice až po Hornú Ves mohlo by ísť o najchudobnejší koniec ryžoviska.

Na základe zhodnotenia podmienok vzniku ryžovísk, zistenia množstva zlata uvoľneného z erodovaných častí II. žilného systému a vyhľadávacích prác sa dá povedať:

(1) Výskyt ryžovísk v alúviu Kremnického potoka je pravdepodobný.

(2) Z nich ryžovisko skalného dna doliny sa bude nachádzať v úseku II. žilného systému a v smere toku až po Hornú Ves. Miesta najbohatšej koncentrácie sa dajú očakávať medzi prítokom Bystrice a IV. šachtou (pozri obr. 1). Charakter ryžoviska bude hniezdovitý. S prihliadnutím na výsledky vrtu A2, ktorý zasahuje spodný koniec predpokladaného ryžoviska (obsah približne 100 mg/m^3), možno po uvážení strát pri vŕtaní (až 50 %) a po zavedení empírického opravného koeficientu pre nepravidelné ryžoviská (1,4—1,6) pred-

Tabuľka 1

Zastúpenie a obsahy zlata vo vzorkách z vrtov

Vrt	Návrt	Zrná nad 0,5mm	0,5 – –0,25 mm	pod 0,25 mm	Váha (mg)	Objem návratu (dm^3)	Obsah (mg/m^3)	Priemerný obsah vrtu (mg/m^3)
A-2	1,60— 1,75	—	—	3	0,06	10,5	5,7	
	1,75— 2,00	—	2	7	0,54	0,54	30,8	
	2,00— 2,20	—	—	4	0,08	14	5,7	
	2,20— 2,35	—	4	5	0,90	10,5	85,5	
	2,35— 2,50	—	1	5	0,30	10,5	28,5	
	2,50— 2,60	—	1	3	0,26	7	37,0	
	2,60— 2,75	—	2	7	0,54	10,5	51,3	
	2,75— 2,90	—	1	2	0,14	10,5	13,3	
	2,90— 3,50	1	1	2	11,80	42	284,2	75
	3,50— 3,90	1	1	11	1,00	28	37,0	
	3,90— 4,00	—	3	12	0,84	7	120,1	
	4,00— 4,20	—	6	9	1,40	14	100,0	
	4,20— 4,80	—	—	5	0,10	42	2,4	
	4,80— 5,00	1	1	5	3,40	14	241,4	
	5,00— 5,20	—	—	—	—	14	0,0	
	5,50— 6,30	3	2	2	4,14	56	73,0	
	6,30— 6,80	—	1	2	0,24	35	7,2	
A-3	0,00— 0,50	—	2	3	0,46	35	13,3	
	0,50— 1,00	—	1	28	0,76	35	22,0	
	1,00— 1,50	1	—	7	0,64	35	18,6	
	1,50— 2,00	1	3	20	1,50	35	43,5	45
	2,00— 2,50	2	10	30	3,80	35	111,0	
	2,50— 3,00	—	1	12	0,44	35	12,8	
	3,00— 3,20	1	4	13	2,36	14	167,6	
A-4	0,22— 0,50	—	—	3	0,06	21	2,9	
	0,50— 1,00	—	1	4	0,28	35	8,1	
	1,00— 1,50	—	—	2	0,04	35	1,2	
	1,50— 2,00	—	—	2	0,04	35	1,2	18
	2,00— 2,50	—	1	6	0,32	35	9,3	
	2,50— 3,00	—	—	1	0,02	35	0,6	
	3,00— 3,50	2	—	2	3,80	35	111,0	
	3,50— 4,00	—	1	2	0,24	35	7,0	
A-5	0,00— 0,30	1	—	5	0,40	21	19,2	
	0,30— 1,00	—	1	7	0,44	49	8,8	24
	1,00— 1,50	—	—	4	0,08	35	2,3	
	1,50— 2,00	1	1	4	2,50	35	73,0	
Vrt Na Potôč.	0,00— 4,50		150		1,00	20	50,0	
	5,50— 9,50				nevážiteľné			
	9,50—10,00				nevážiteľné			

Priemerný obsah alúvia: 44 mg/m^3.

pokladať obsahy do 300 mg/m³. Lokálne možno očakávať zvýšené obsahy, ako na to poukazuje celkové množstvo eróziou uvoľneného zlata.

(3) Ryžoviská kosové sa budú nachádzať v celom dolnom toku Kremnického potoka. Ich charakter bude hniezdovitý. S prihliadnutím na výsledky vrtov A2 — A5 je priemerný obsah alúvia v danej oblasti 44 mg/m³. Po uvážení strát a zavedení opravného koeficientu možno predpokladať obsahy do 150 mg/m³.

Tieto viac-menej teoretické uzávery bude potrebné overiť ďalším podrobnejším prieskumom. Chyby v odhade mohli vzniknúť nepresným určením množstva eróziou uvoľneného zlata, jeho zrnitosti, množstva alúvia a špecifickými podmienkami sedimentácie. Aj množstvo zlata vo vrtoch môže byť značne skreslené jeho usadením na dne vrtu. Prieskumné práce budú značne sťažené reguláciou potoka a zástavbou oblasti ryžoviska skalného dna doliny, ktoré sa nachádza v meste Kremnica.

Záverom ďakujem doc. Ing. Miloslavovi Böhmerovi a dr. J. Gubačovi za prečítanie rukopisu a cenné pripomienky.

Literatúra

[1] Bilibin Ju. A., 1955: Osnovy geologii rossypej. Moskva. — [2] Böhmer Mil., 1966: Ložiskové a paragenetické pomery zlatonosných žíl v centrálnej časti Kremnického rudného poľa. Acta geolog. geograph. Univ. Comeniane, Geologica Nr. 11, Bratislava. — [3] Gorbunov E. Z., 1965: Zakonomernosti razpredelenija zolota v alljuvijalnych rossypjach i ich praktičeskoje značenije pri poiskach. Geologija rossypej, Moskva. — [4] Kaštanov I. P., 1965: Genetičeskaja klasifikacija alljuvijalnych otloženij i svjazanych s nimi rossypej. Geologija rossypej, Moskva. — [5] Sinjugina E. Ja., 1965: K voprosu o svjazi alljuvijalnych rossypej s korennymi istočnikami. Geologija rossypej. Moskva.

Possible Occurrence of Gold Deposits in the Alluvion of the Kremnický Brook

Jaroslav Lexa

The writer analyses the question as to possible occurrence of gold deposits in the alluvion of the Kremnický Brook. Going by theoretical evaluation of position and features of the primary stratum, granulation of the gold found in that layer, the alluvial character of the brook, geomorphology of the valley, its tectonics, hydrography and climate he has come to the conclusion that such occurrence is possible and highly probable. In the area of the primary stratum situated along the upper course of the brook the gold is supposed to be concentrated at the alluvial basis. Along the rest of its course concentrations are likely to be found in lateral deposits. Estimation of the amount of gold set free from eroded portions of the primary stratum, its granulation and extent of the alluvion made it possible for the author to calculate the order of importance of quantities and contents of the supposed deposits.

Presence of gold was confirmed by orientation exploratory borings in the alluvion along the lower course of the Kremnický brook, however without revealing major concentrations. Grains found were mostly of extremely small size — in the range between 0,1 and 0,5 mm — so that it is evidently gold soattered all over the alluvion.

In the area of supposed richer gold deposits concentrated at the basis no explorations have been carried out in view of the fact that the area is wholly built up. The supposed presence of those deposits has thus so far not been practically verified.

Spodnomiocenní květena z Lipovan u Lučence

František Němejc—Ervín Knobloch

V roce 1968 jsme ukončili podrobné zpracování fosilní květeny z Lipovan, která byla vybrána jako jedna z typových lokalit pro nový neostratotyp ottnangien (= svrchní burdigal ve starší literatuře). Lokalita leží 13 km jjv. od Lučence a rostlinné otisky pocházejí z vrstevnatého, bělavého až slabě nažloutlého tufitu. Rostlinné otisky postrádají zuhelnatělých pokožek a bylo možno studovat jen jejich morfologické znaky. Fosiliférní souvrství je součástí sedimentačního komplexu, který byl při mapování pro generální mapu list Zvolen vyčleněn jako tzv. terestrická formace a zařazen do svrchního burdigalu (Čechovič in Kuthan et al. 1963).

Květena z Lipovan obsahuje v prvé řadě jako nejvýznamnější složku různé zástupce čeledi *Lauraceae*, které ji dodávají celkový ráz a které lze považovat také jako jeden z důležitých indikátorů místních tepelných a vlhkostních poměrů. Vzhledem k tomu, že zástupci vavřínovitých rostlin nelze ve všech případech odlišit dobře na základě pouhých morfologických údajů, byli jsme často nuceni použít umělého rodového označení *Laurophyllum*, které činí sice příslušnost k čeledi *Lauraceae* ve většině případů velmi pravděpodobnou, přesto nelze u řady celokrajných listů vyloučit ani jiné systematické postavení. Tento postup si vyžádal z formálního hlediska řadu nových nomenklatorických kombinací. Z nejvýznamnějších laurofylních typů je třeba jmenovat *Laurophyllum* cf. *braunii* (Heer) comb. nov., *L.* cf. *reussii* (Ett.) comb. nov., *L.* cf. *lalages* (Ung.) comb. nov., *L.* cf. *heerii* (Ett.) comb. nov., *L.* cf. *haidingeri* (Ett.) comb. nov. a *L.* cf. *princeps* (Heer) comb. nov. Kromě těchto zástupců rodu *Laurophyllum* se vyskytují velmi hojně zástupci rodu *Daphnogene*, které byly ve starší literatuře řazeny k rodu *Cinnamomum*. Kromě nich byly nalezeny zástupci rodu *Myrica* (*M.* cf. *sagoriana* Ett.), *Quercus* (*Qu. neriifolia* A. Braun ex Heer), *Cyclocarya* (*C. cyclocarpa* (Schlecht.) Knobl.), *Engelhardtia* (*E. macroptera* (Brogn.) Ett.), *Diospyros* (*D. brachysepala* Al. Braun), *Sapindus*, *Robinia*, *Ceanothus* vel *Ziziphus* sp. Velice hojný je *Rhus coriacea* Engelh., od kterého jsou známy také celé zpeřené

listy. Vzácně byly nalezeny zbytky palmy *Calamus noszkyi* Jabl. a jediný list druhu *Acer angustilobum* Heer.

Pokud se týče klimatologického hlediska, je možno nalezené rostlinné společenstvo jako celek srovnat nejspíše s oblastí dnešních vavřínovitých lesů, které se rozprostírají od jižního Japonska do jihovýchodní Číny a do jisté míry také na Kanárských ostrovech. V Číně dnes roste také rod *Cyclocarya*. Důležitým klimatickým indikátorem jsou prodloužené špice listové u většiny druhů. Tyto však nedosahují takové délky, jak je tomu u typických tropických zástupců, kde slouží k odvádění dešťové vody. V květeně z Lipovan převládají paleotropické a subtropické prvky nad tzv. arktoterciérními prvky. K arktoterciérním náleží vlastně jen jediný úlomek javorového listu a do jisté míry snad i zástupce rodu *Sapindus*. Celkově proto můžeme květenu z Lipovan hodnotit jako subtropickou, teplomilnou a vlhkomilnou, vyžadující patrně během roku rovnoměrně rozložené srážky, tj. bez období extremního sucha.

Budeme-li si všímat postavení květeny z Lipovan ve vztahu k jiným spodnomiocenním a středněmiocenním květenám v Evropě, musíme vycházet především ze společných a rozdílných rysů přibližně stejně starých květen. Důležitým srovnávacím vodítkem je také převaha paleotropických prvků nad prvky arktoterciérními.

Květena z Lipovan vykazuje nejbližší vztahy ke květeně z blízkého Ipolytarnócu, vzdáleného od Lipovan zhruba 7 km. Na rozdíl od sběrů fosilní flóry z Lipovan jsou rostlinné nálezy v Ipolytarnócu kvalitativně jakož i kvantitativně podstatně bohatší. Význačnými společnými prvky jsou zejména *Rhus coriacea* Eng., *Daphnogene bilinica* (Ung.) Kvač. & Knobl., *Cyclocarya cyclocarpa* (Schlecht.) Knobl.; různé druhy rodu *Laurophyllum* a palma *Calamus*. Jen v Ipolytarnócu se vyskytuje poměrně hojně dub *Quercus cruciata* Al. Braun, zástupci rodů *Smilax*, *Woodwardia* a některých jiných rodů. Další podobná květena je známá ze Středních Plachtinců u Modrého Kamene. Tato květena se podobá lipovanské květeně zejména v nápadné převaze lauroidních listů nad prvky arktoterciérními a pak v přítomnosti význačného druhu *Rhus coriacea* Engelh., který je v Lipovanech velice běžný. Tento druh je znám také z cyprisového souvrství v západních Čechách. Porovnáním květeny z Lipovan s různými spodno- až středněmiocenními květenami v Evropě jsme mohly konstatovat jen vzdálené analogie, které se projevily v přítomnosti několika málo společných druhů, nikoliv však ve shodně složených rostlinných společenstvech.

Květena z Lipovan spadá do jednoho z význačných teplých spodnomiocenních klimatických výkyvů (oscilací) a je dosti pravděpodobné, že spadá do hlavního teplého výkyvu, který je ve střední Evropě charakterizován velikým rozvojem tropické čeledi *Mastixiaceae* a četných jiných tuto čeleď provázejí-

cích prvků *(Symplocaceae, Magnoliaceae, Arecaceae)*. Bližší porovnání s těmito květenami (tj. mastixioidními) není však možné, neboť jsou charakterizovány většinou plody a semeny, zatímco v Lipovanech jsme odkázání jenom na studium listových otisků.

Použitie elektrónovej mikroskopie v paleontológii pri výskume nanoplanktónu

Ružena H. Lehotayová

Abstract: The brief paper presents the initial state of the research of Calcareous Nannoplankton by means of electronic mieroscopy used on the Neogene sediments of the Slovak part of West Carpathians, with promising results.

Technické zdokonalenie optických prístrojov, použitie ultrazvukových generátorov, technika vákuového naparovania a elektrónová mikroskopia znamenajú v poslednej dobe veľký prínos pri riešení najrozličnejších výskumných problémov. Podobne ako v iných vedných disciplínach i v paleontológii vzrastá záujem o využitie týchto moderných metód, aby sa tak získali podrobnejšie a presnejšie poznatky, najmä o stavbe nanofosílií.

Vápnitý nanoplanktón zahrňuje veľmi drobné organizmy na rozhraní živočíšnej a rastlinnej ríše*; ich veľkosť je 2 — 30 mikrónov. Pre svoju výbornú schopnosť vznášať sa sú rozšírené vo všetkých morských sedimentoch; majú preto prednosť pred ostatnými mikrofosíliami, hlavne v interkontinentálnych koreláciách. Záujem o spoznanie hodnoty vápnitého nanoplanktónu, ako dobrého stratigrafického indexu, dokumentuje celý rad článkov najmä z posledných rokov. Stradner—Papp (1961), Bachmann—Papp—Stradner (1963), Black—Barnes (1961), Reinhardt (1966), Takayama (1967) a ďalší diskutujú podrobne dôležitosť poznania morfologických detailov jemnej štruktúry štítkov kokolitov, diskoasteridov, čo normálnymi optickými metódami vzhľadom na ich malé rozmery nebolo možné.

Väčšie množstvo druhov pri relatívne malom zväčšení sa považovalo za jediný druh, prípadne druh veľkého vertikálneho rozsahu. Elektrónovou mikroskopiou môžeme pozorovať morfologické detaily, mikroštruktúry nepatrných skeletových fragmentov alebo foriem nanofosílií, čím značne vzrastá

* Botanici ich zaraďujú k radu *Coccolithophorales*, do triedy *Chrysophyceae*, oddielu *Chrysophycophyta*, zoológovia k radu *Coccolithophorida*, do triedy *Mastigophora*, kmeňu *Protozoa* (Loeblich—Tappan, 1968).

počet určovaných druhov, vertikálny rozsah jednotlivých rozlišovaných druhov sa upresňuje a tým vzrastá ich hodnota pre presnejšie stanovenie veku skúmaných morských sedimentov.

Hoci mikropaleontologické štúdium hornín normálnym svetelným mikroskopom bolo veľkým prínosom pri skúmaní veku sedimentov, hlavne vrtných jadier, pre pomerne malé množstvo potrebného materiálu, pri výskume nanofosílií, či už svetelným alebo elektrónovým mikroskopom je tento moment ešte významnejší. K zhotoveniu preparátov, prípadne karbonových replík, alebo pre podklad k formvárovým blanám stačí celkom malé množstvo prášku skúmanej horniny (metodika Stradner—Papp, 1961).

Z ČSSR o nanoplanktóne v poslednej dobe publikovali najmä Čepek (1968) a Bystrická (1965, 1966)*.

Osobitnú pozornosť si zasluhuje najmä práca Bystrickej (1966), v ktorej sa rozdeľuje paleogén na niekoľko sukcesívnych zón; tieto koreluje s planktonickými zónami vyčlenenými v Západných Karpatoch na jednej strane a s medzinárodnou geochronologickou stupnicou na strane druhej. Výsledky týchto prác mi boli podnetom k štúdiu nanofosílií neogénnych morských sedimentov slovenskej časti Západných Karpát.

K analýzam odobrali sme vzorky z obzorov, ktorých vek bol doložený foraminiferami. Z tortónskeho vrtného materiálu (ŠV—8 lokalita Dolné Semerovce) slienité íly obsahovali nasledujúce nanofosílie: *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller (tab. XXVI, obr. 1, 2), *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner (tab. XXV, obr. 1,2), *Cyclococcolithus rotula* Kamptner, *Discoaster challengeri* Bramlett — Riedel (tab., XXIV, obr. 1, 2), *Discoaster exilis* Martini — Bramlett.

Všetky tieto druhy (až na *Discoaster exilis*) uvádza Stradner (1963) ako typické tortónske autochtónne druhy „badenských slieňov" z dolnorakúskej lokality Frättingsdorf. Tieto druhy z vrtu ŠV—8 dali sa dobre korelovať i s nanoflórou spracovanou Kamptnerom (1948) z lokality Wien—Nussdorf a z ďalších severnejších oblastí dolného Rakúska (Stradner 1963).

Vzorky, ktoré sme odobrali zo sedimentov karpatskej série, boli na nanofosílie chudobnejšie. Vápnité sliene z lokality Dežerice obsahovali popri *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller aj druh *Syracosphaera* sp. 1 (tab. XXIII, obr. 1), veľmi podobný druhu *Syracosphaera pulchra* Lohman.

Preparácie vzoriek, zhotovenie karbonových replík, úpravu fornwarových blán sme robili technikou opísanou Perch—Nielsenovou (1967). Vzhľadom

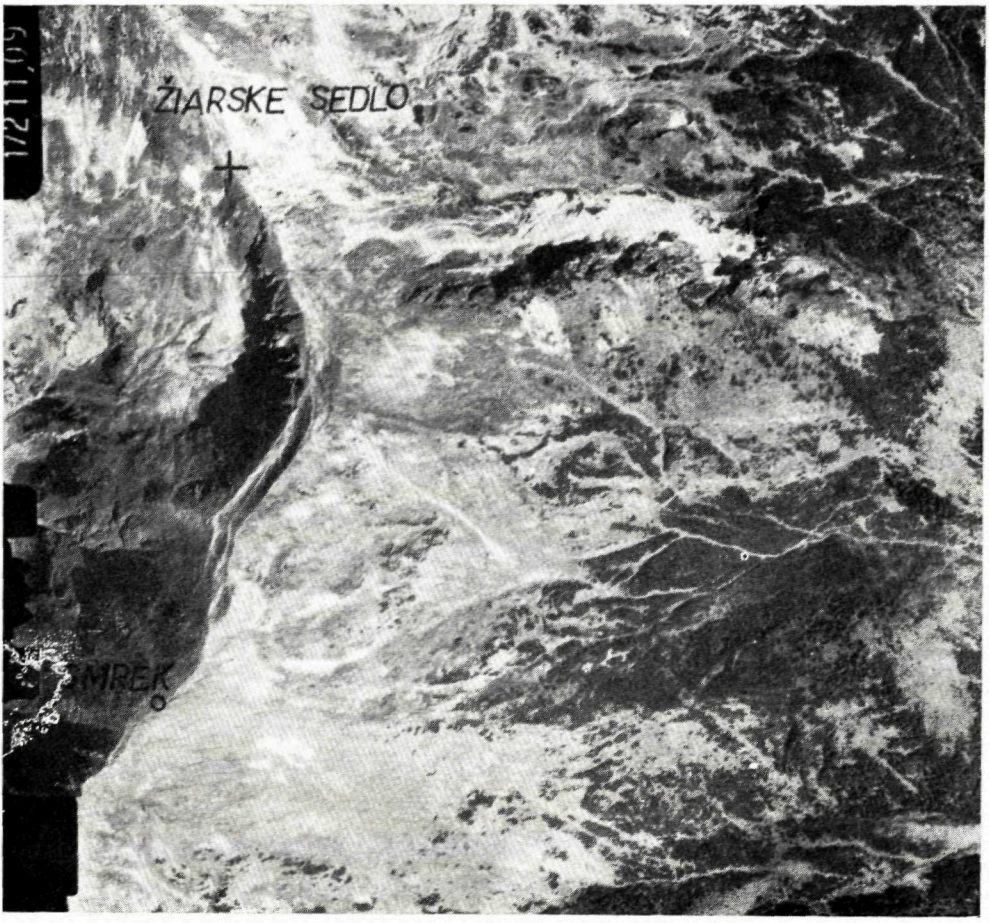
* Na tomto mieste ďakujem doc. dr. H. Bystrickej za uvedenie do problematiky o nanofosíliach a za všetsrannú pomoc, i za cenné rady a pripomienky dr. H. Stradnerovi z Geol. Bundesanstalt vo Viedni a dr. P. Čepkovi z ČSAV, Praha.

na malé množstvo doteraz preskúmaného vápnitého nanoplanktónu, neuvádzam podrobné paleontologické popisy zastúpených druhov. Tento príspevok má iba upozorniť na to, že vápnitý nanoplanktón vzhľadom na to, že je autochtónny, môže byť aj dobrým indikátorom veku.

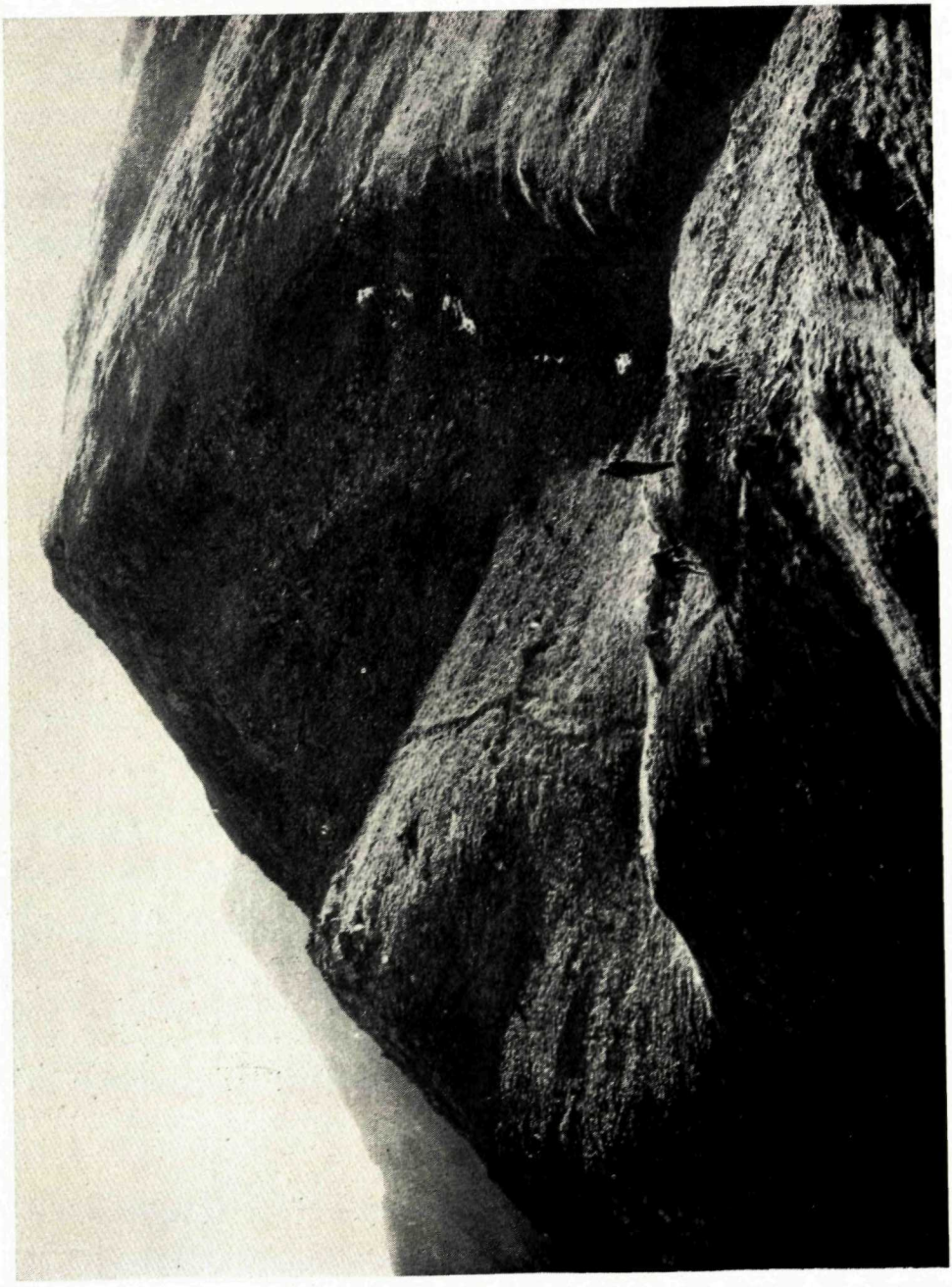
Uvedené výsledky poukazujú na potrebu doplniť doterajšie biostratigrafické metódy skúmania sedimentov o výskum vápnitého nanoplanktónu technikou elektrónovej mikroskopie; tým sa spresní nielen stratigrafické zaradenie skúmaných sedimentov, ale môže sa použiť i tam, kde iné metódy pre zaradenie sedimentov sú nedostačujúce, prípadne zlyhajú.

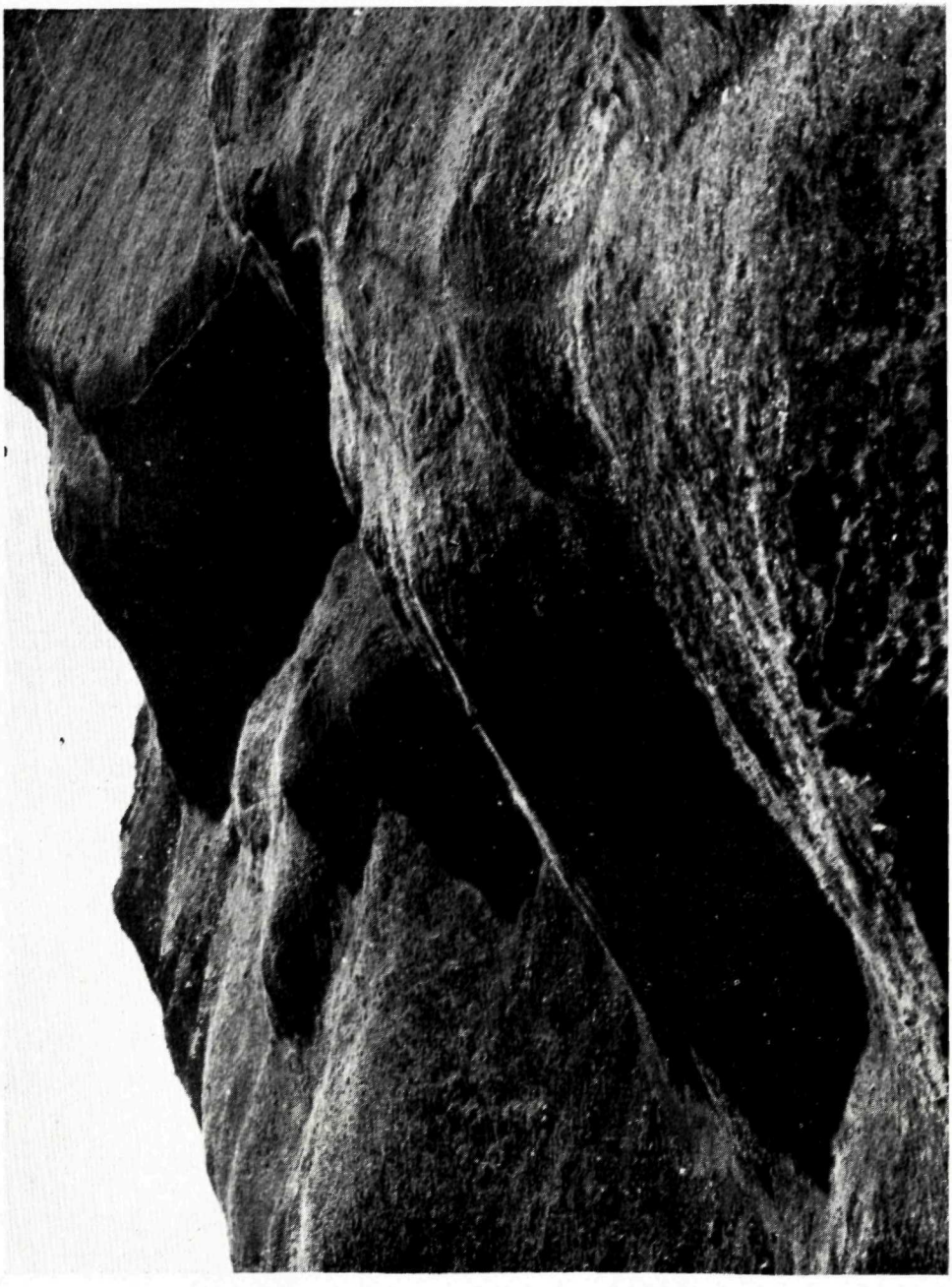
Literatúra

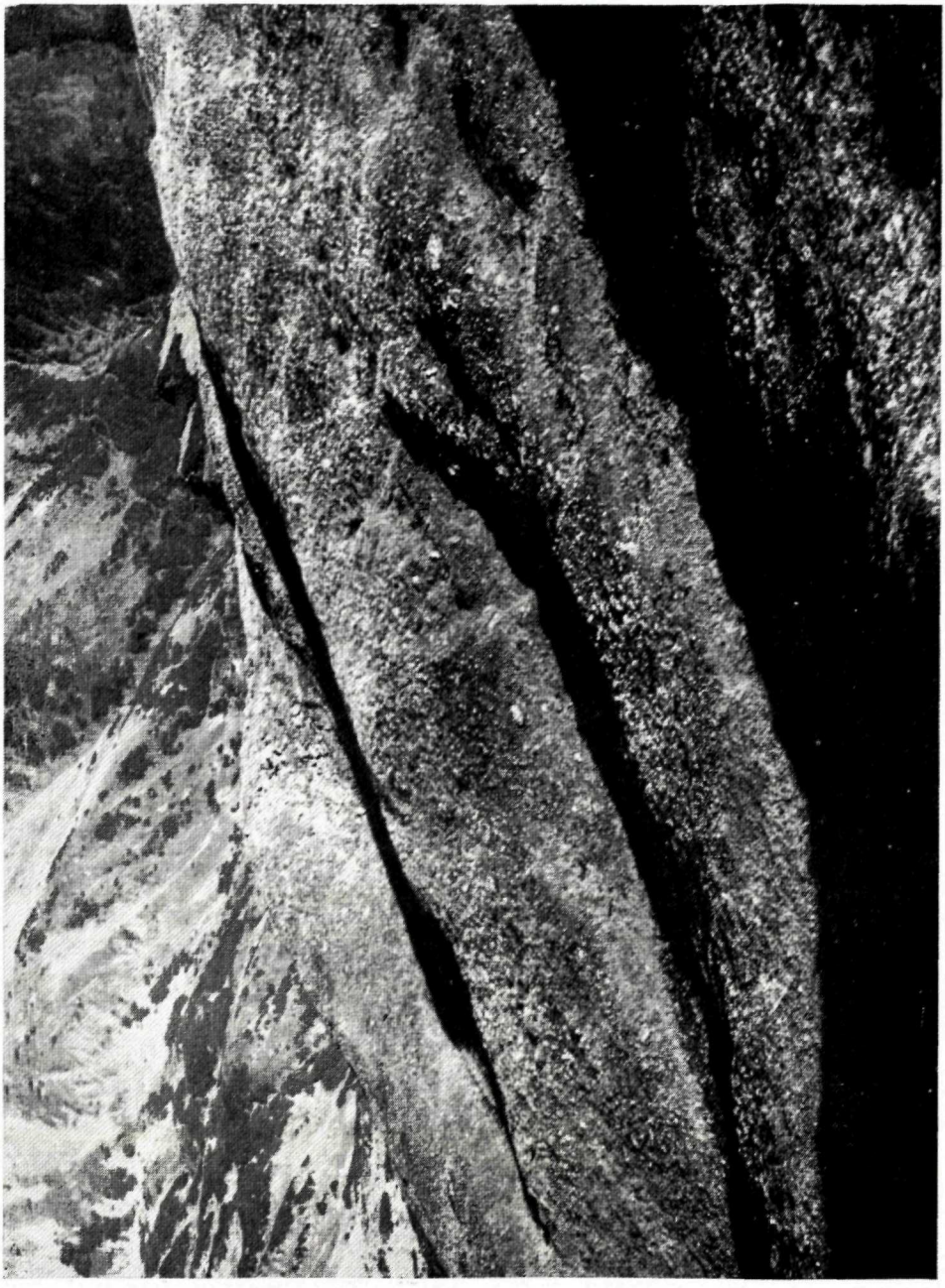
[1] Bachmann A.—Papp A.—Stradner H., 1963: Mikropaläontologische Studien im „Badener Tegel" von Frättingsdorf N. Ö. Mitteilungen der Geol. Gesellschaft in Wien, 56. Band, Heft 1. — [2] Black M.—Barnes B., 1961: Coccoliths and Discoasters from the Floor of the South Atlantic Ocean. Journal of the Royal Microscopical Society. Vol. 80, Cambridge. — [3] Bystrická H., 1965: Der stratigraphische Wert von Discoasteriden im Paläogen der Slowakei. Geol. sborník 16/1, Bratislava. — [4] Bystrická H., 1966: Nouvelles espèces du genre Discoaster du Paléogène des Karpates Occidentales. Geol. Sbor. 12/2, Bratislava. — [5] Čepek P.—Mattiat B., 1968: Ein Beitrag zur Methodik der Aufbereitung von Coccolithen für feinmorphologische Untersuchungen. Geol. Jahrbuch, Bd. 85, Hannover. — [6] Honigberg B. M.—Balamuth V.—Bowel etc., 1964: A revized classification of the Phylum Protozoa. Journal of Protozoology, 11/1. —| [7] Kamptner E., 1948: Coccolithen aus dem Torton des „Inneralpinen Wiener Beckens". Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Mathem.—Naturwiss. Kl., Abt. 1, 157, Wien. — [8] Loeblich A. R.—Tappan H., 1968: Annotated index and bibliography of the calcareus Nannoplankton 2. Journal of Paleontology, v. 42. No 2, Los Angeles. — [9] Perch—Nielsen K., 1967: Präparationstechnik zur Untersuchung von Nannoplankton im Lichtmikroskop und im Elektronenmikroskop. Sonderdruck aus Meddeler. Bd. 17. Kobenhavn. — [10] Reinhardt P., 1966: Fossile Vertreter coronoider und styloider Coccolithen (Familie Coccolithaceae Poche 1913). Sonderdruck aus Monatsberichte der Deutsch. Akad. der Wiss., Berlin. — [11] Stradner H.—Papp A., 1961: Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung. Jahrb. der Geol. Bundesanst., Sonderber. 7, Wien. — [12] Stradner H., 1963: Bericht 1962 über das Nannoplankton des Torton in Niederösterreich und Kärnten. Verh. G. B. A., H. 3, Wien. — [13] Takayama T., 1967: First on Nannoplankton of the Upper Tertiary and Quaternary of the Southern Kwanto Region, Japan. Jb. Geol. B. A., Bd. 110, Wien.

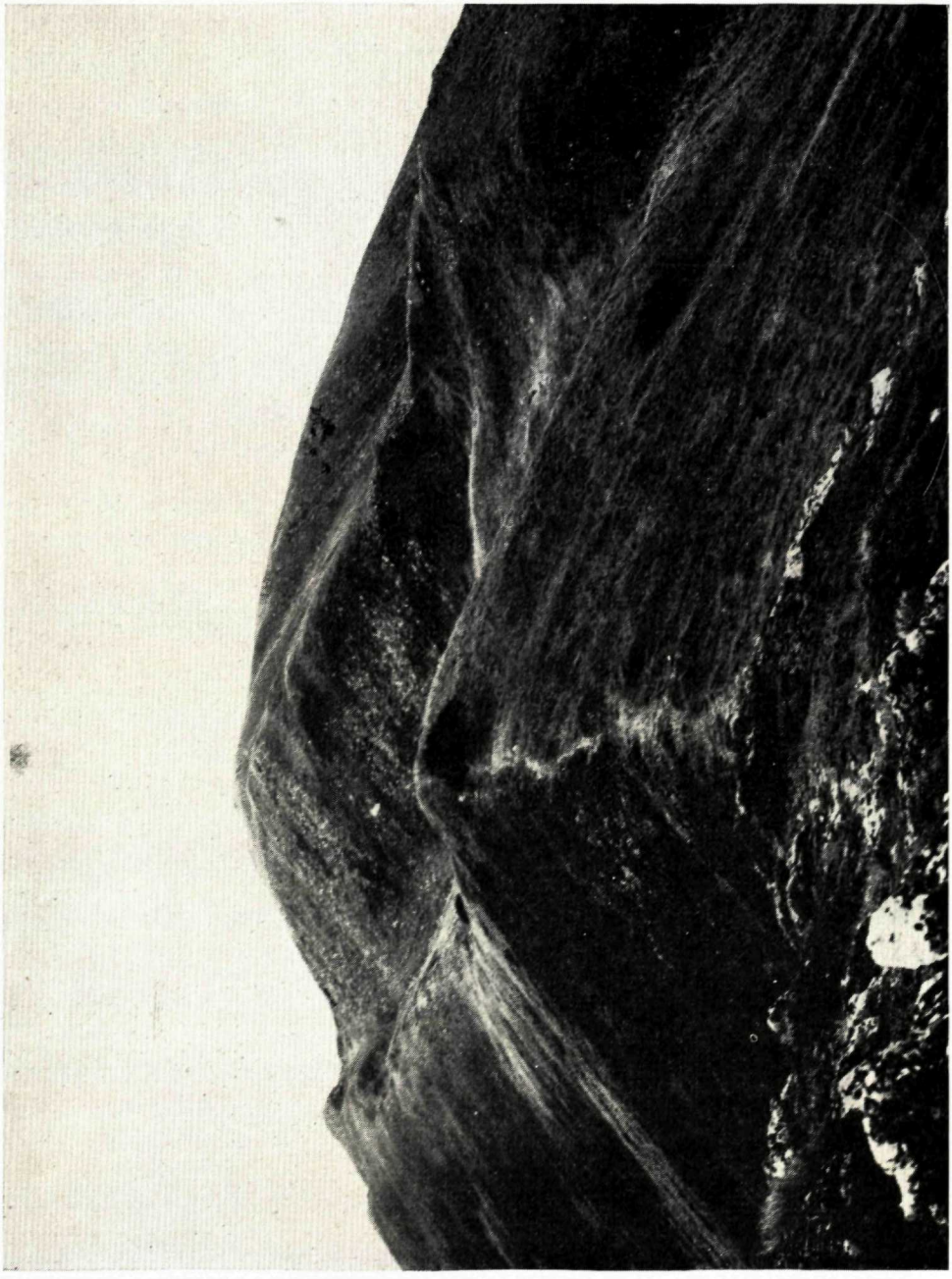

1/2 11,09
ŽIARSKE SEDLO
MREK

KÓTA 1662
KAMENISTÉ

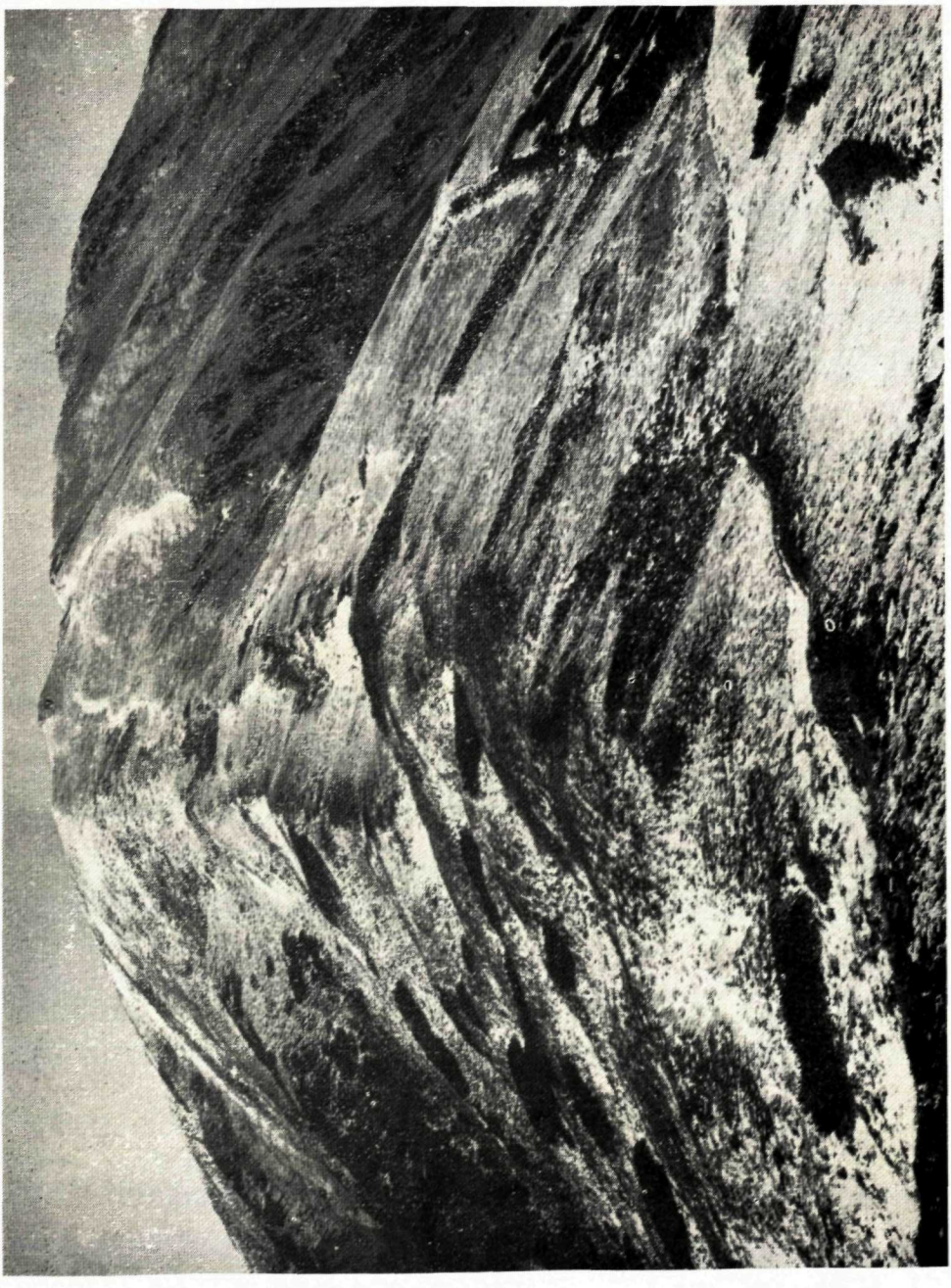


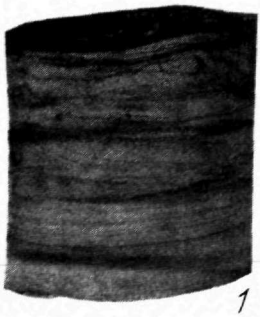




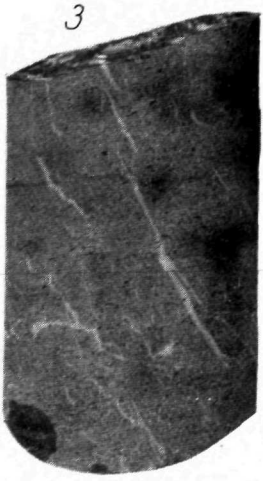


LIPTOVSKÁ TOMANOVÁ

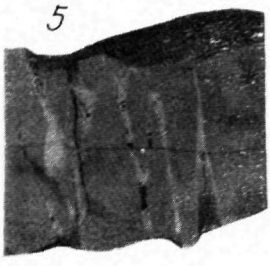


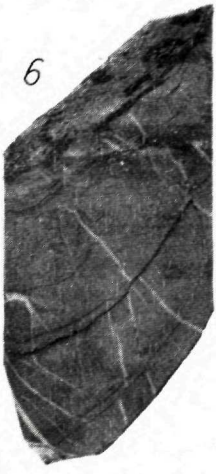

1

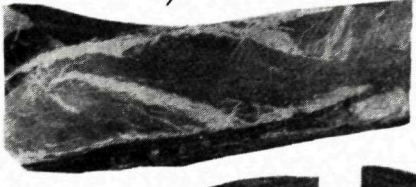
2


3

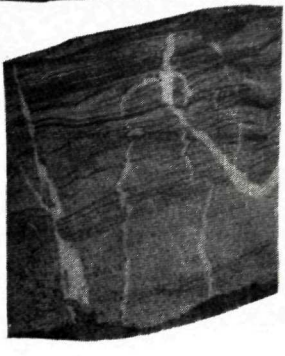
4


5

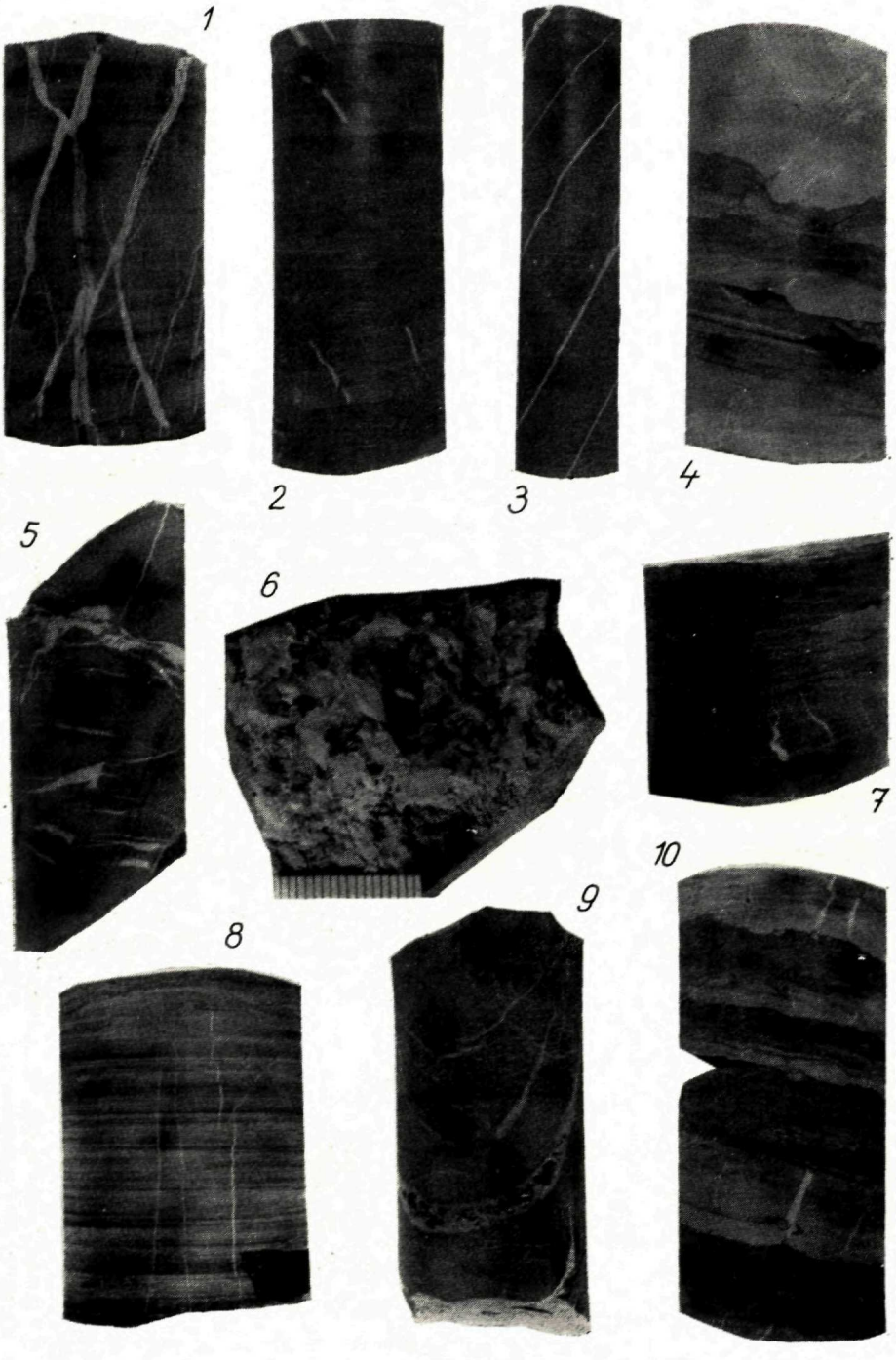

6

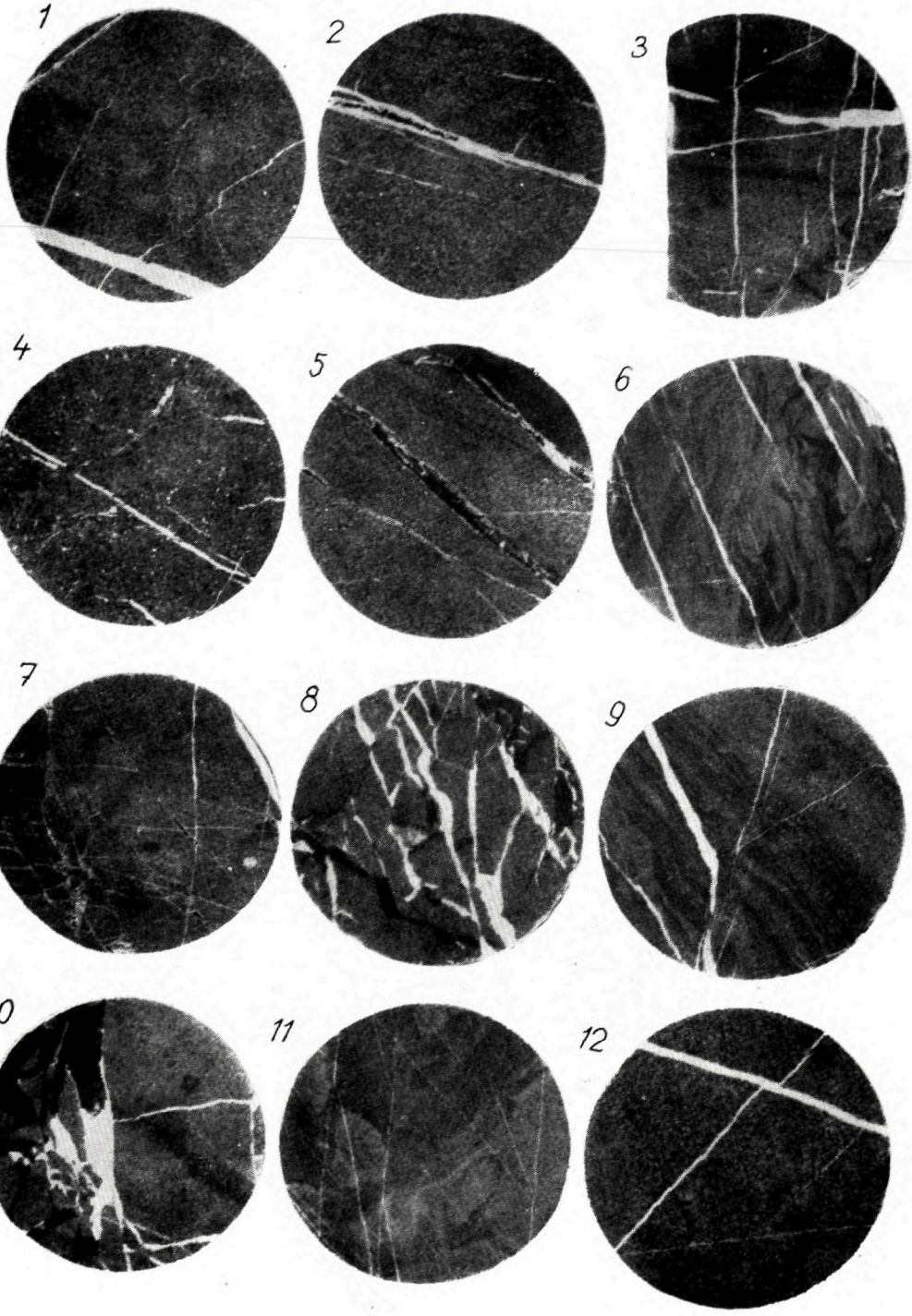

7

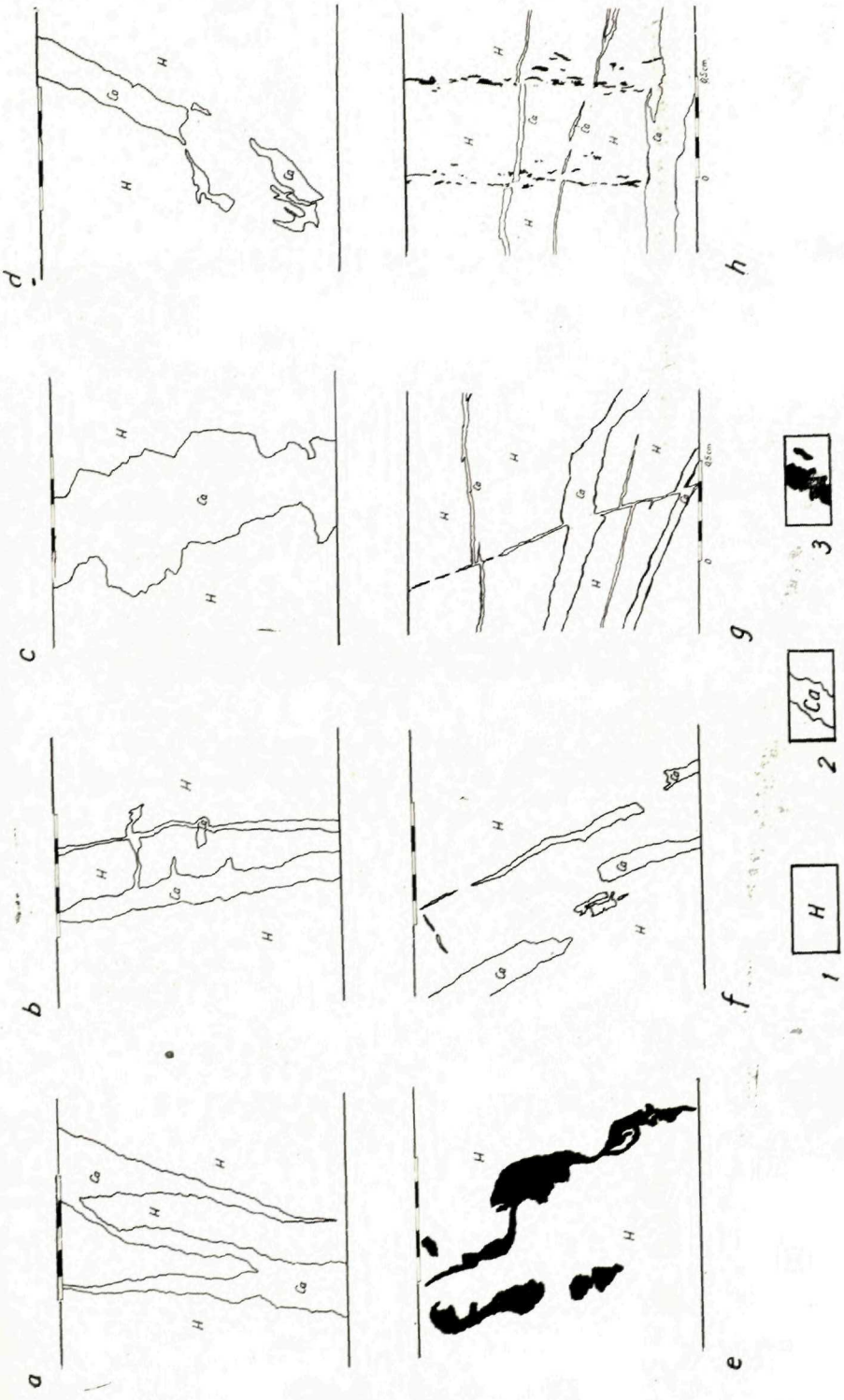
8

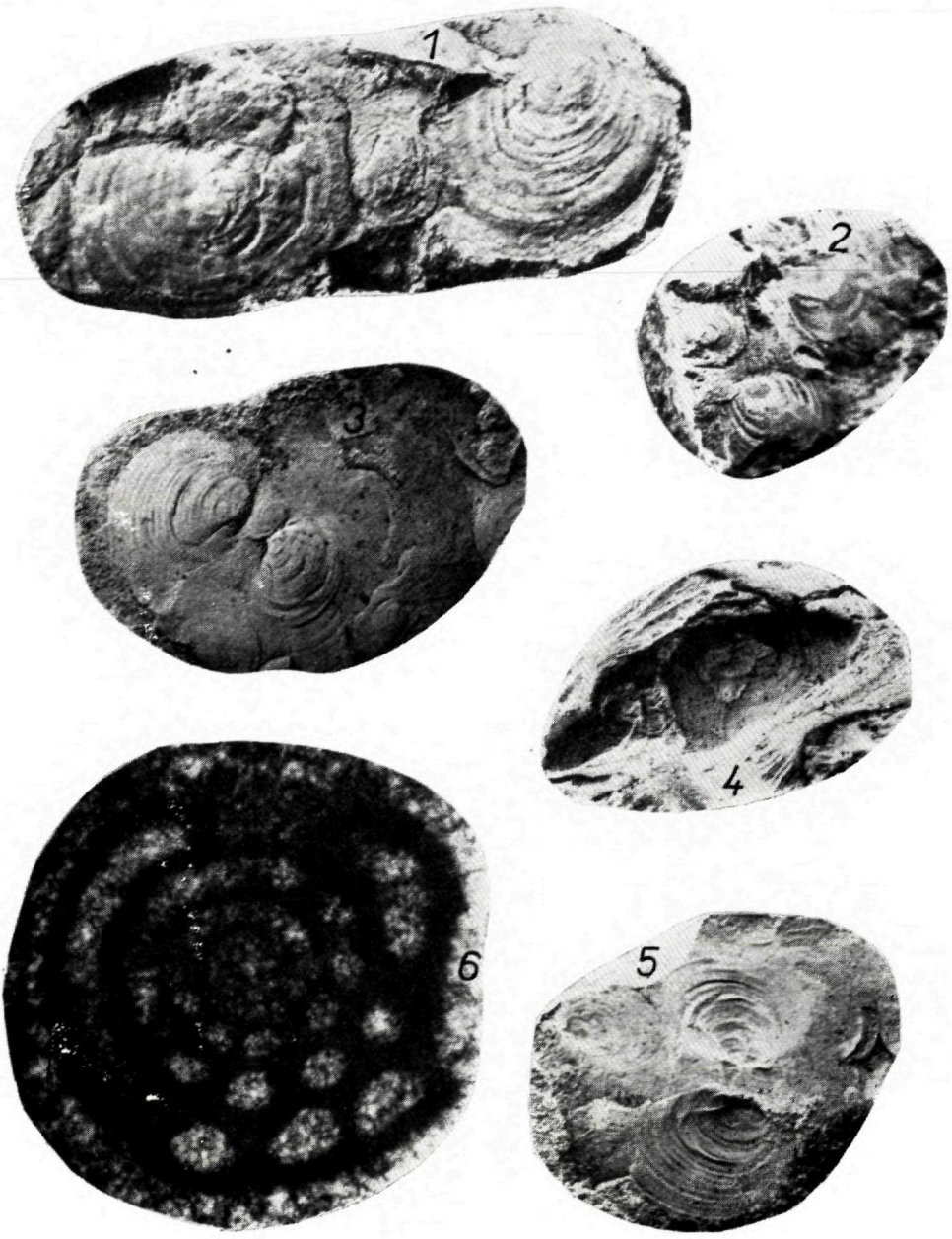

9

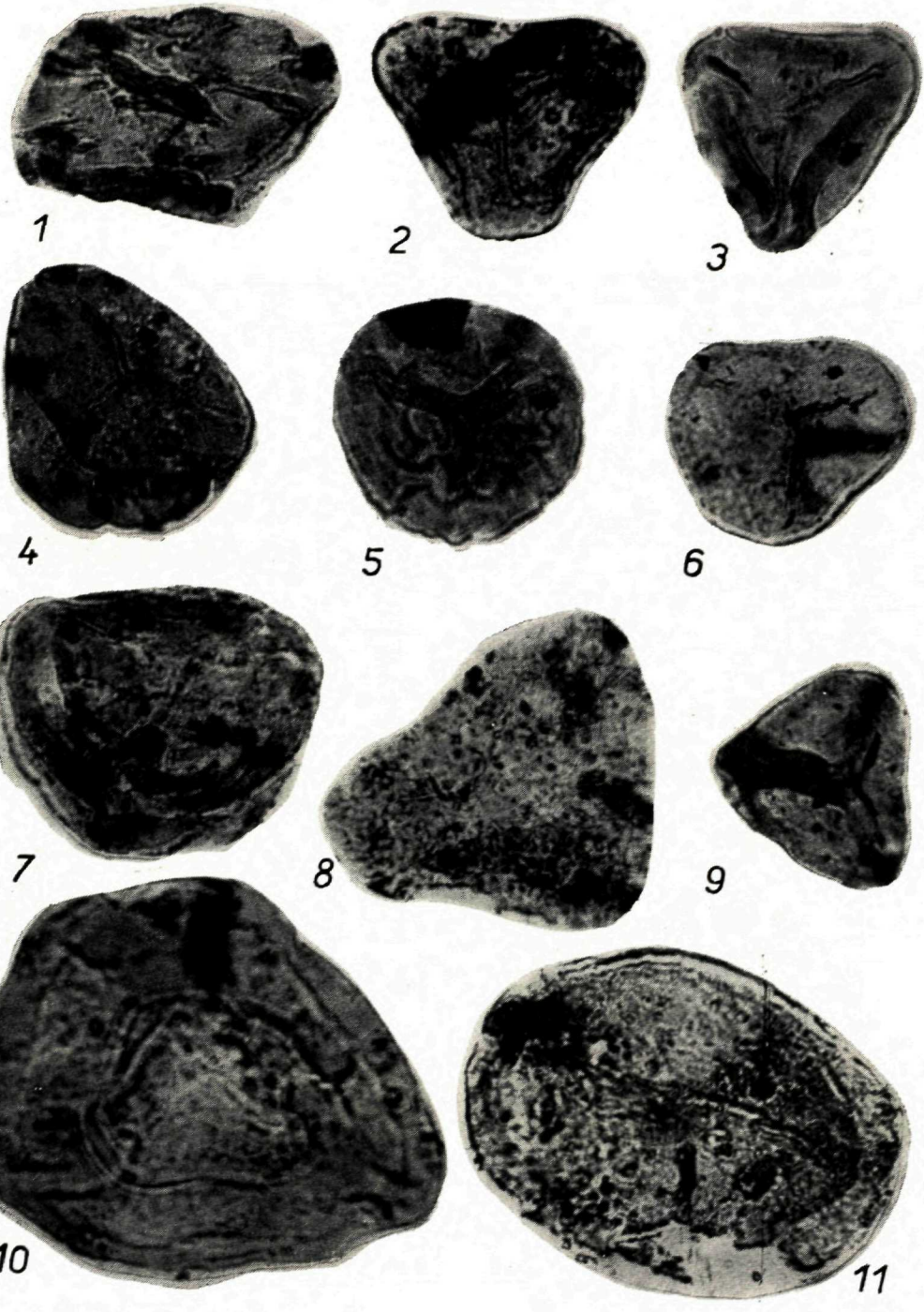
10

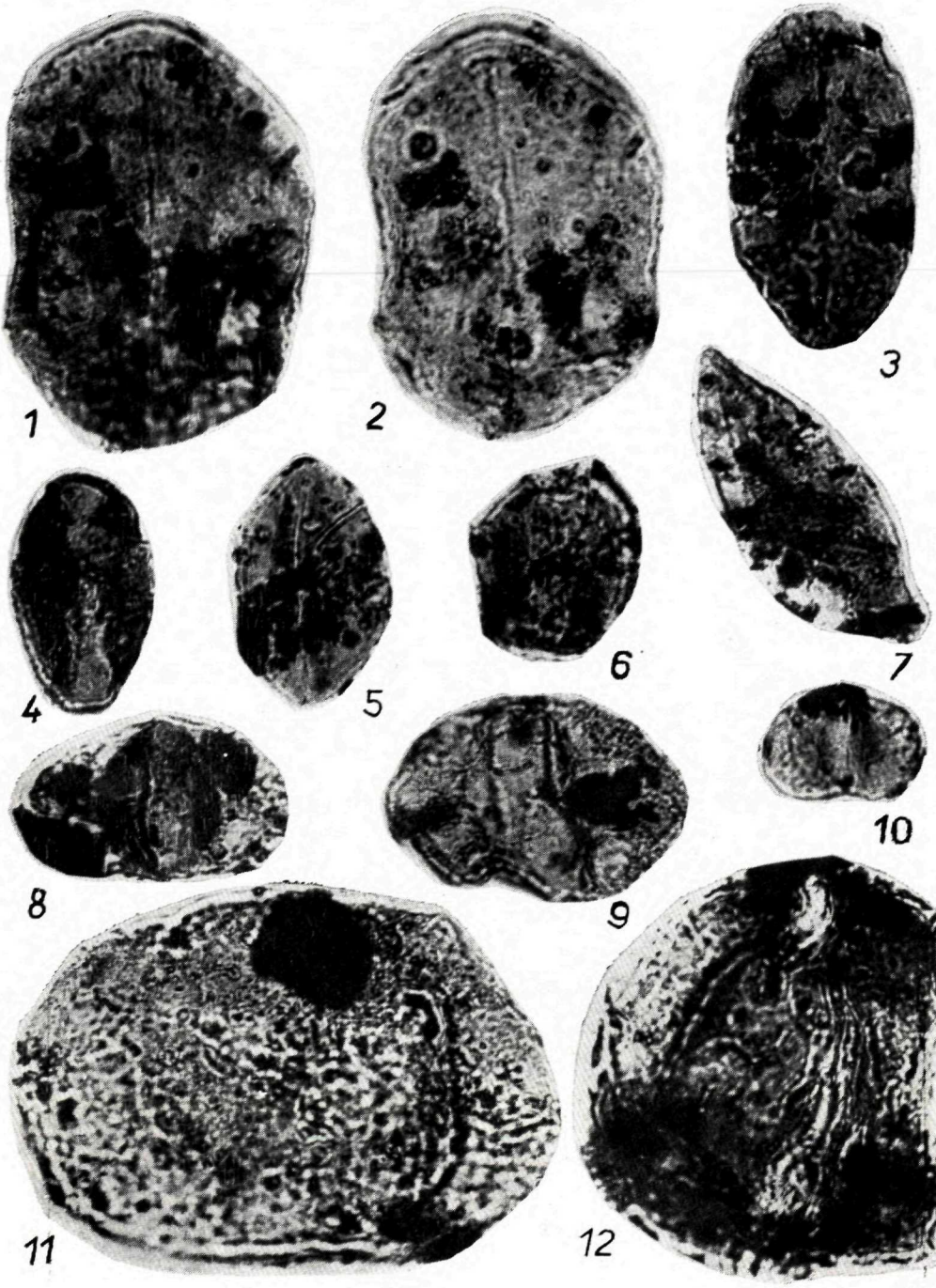

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

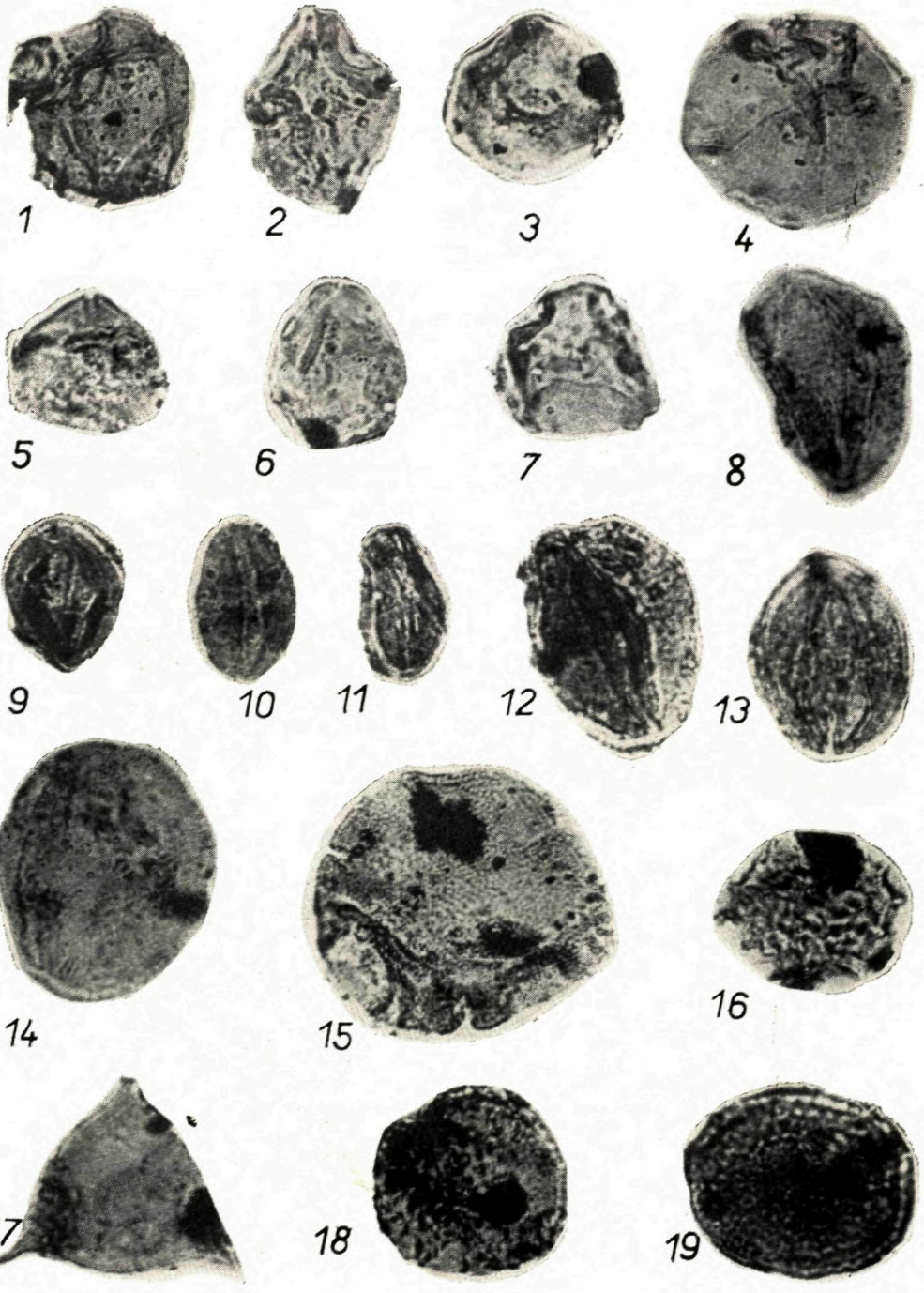

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12


a
b
c
d
e
f
g
h
H
Ca
1
2
3


1
2
3
4
5
6


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12


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

1

2

3

4

5

6

7

1

2

3

4

5

6

7

8

9

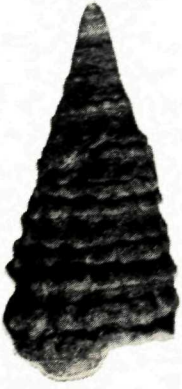
10

11

12

13

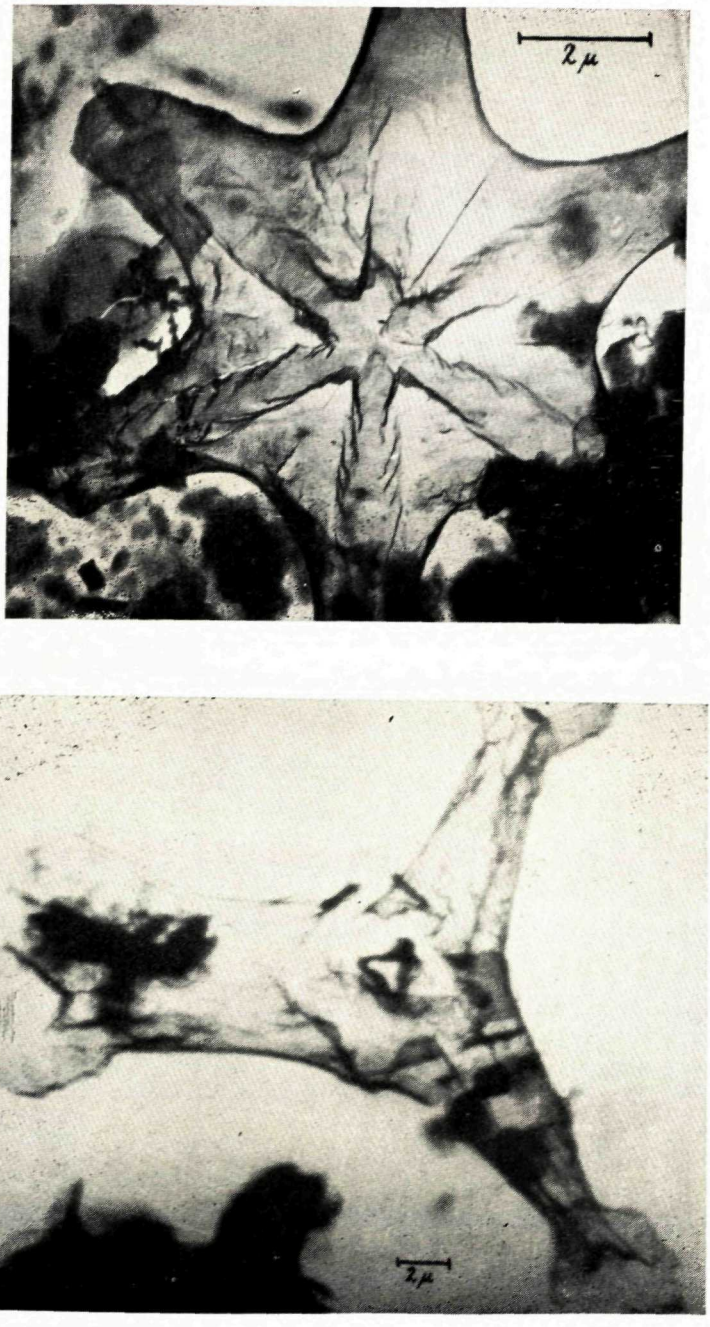
14



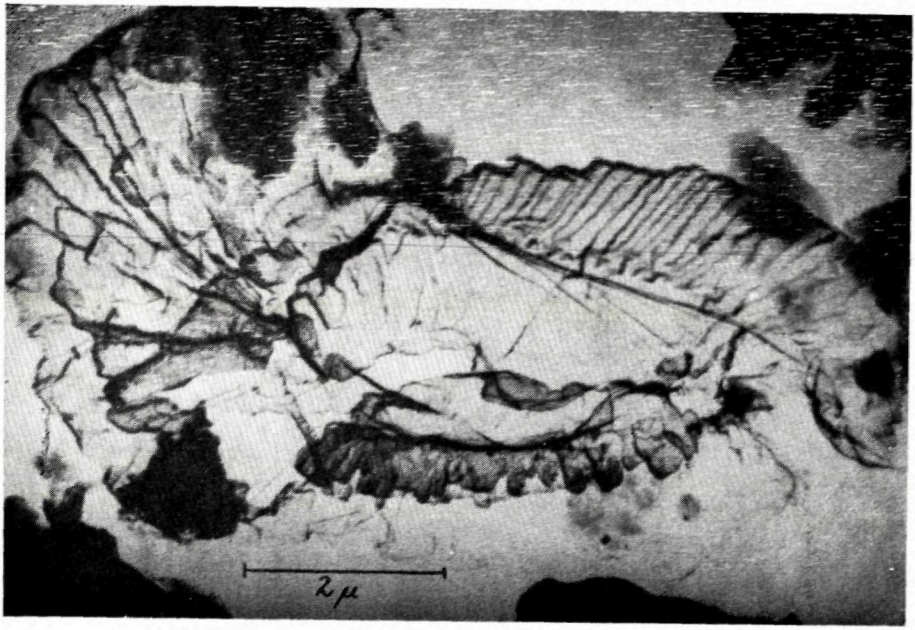
15

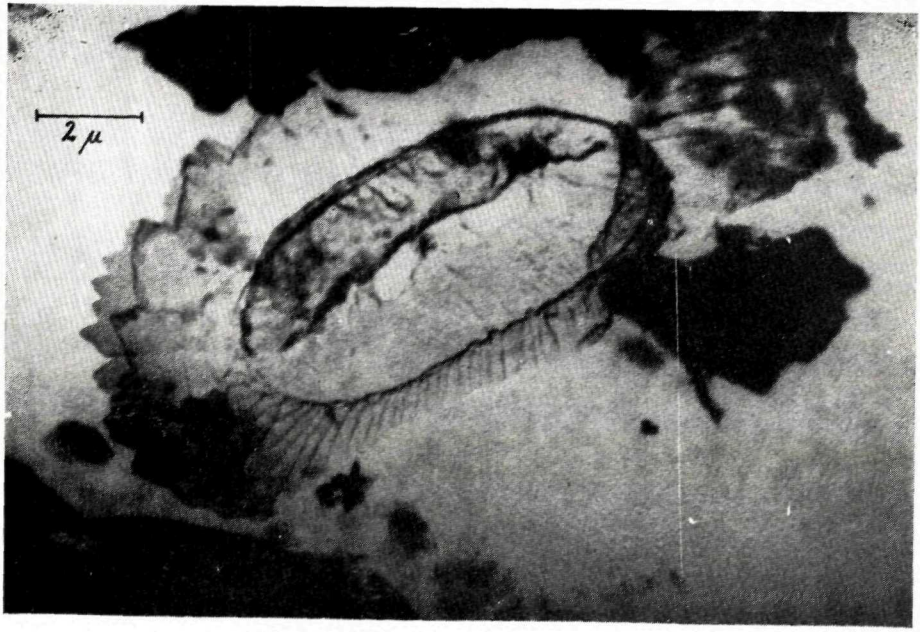
16

Syracosphaera sp. 1; lok. Dežerice (karpat).

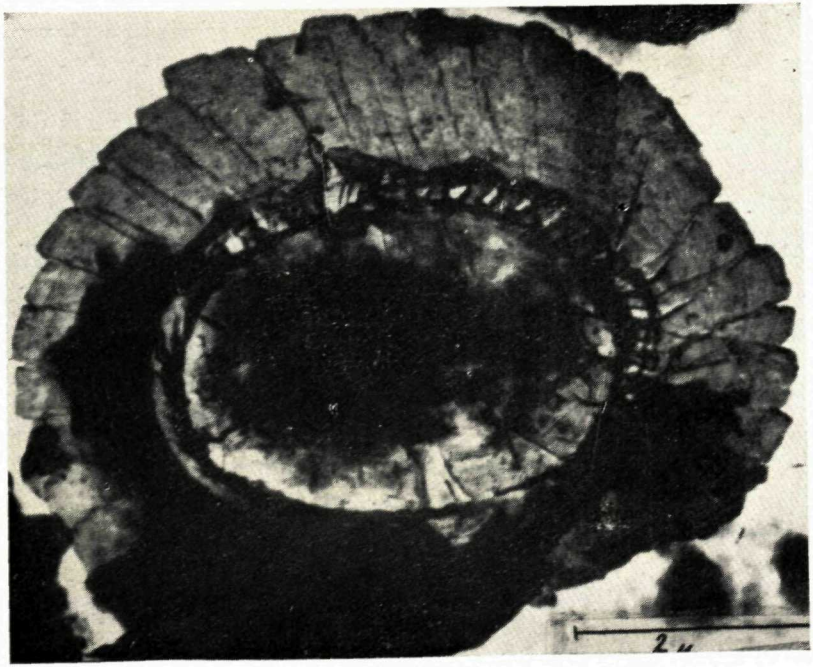


Obr. 1. — 2. *Discoaster challengeri* Bramlett — Riedel; vrt ŠV-8, lok. Semerovce (tortón) hl. 103,75 m.

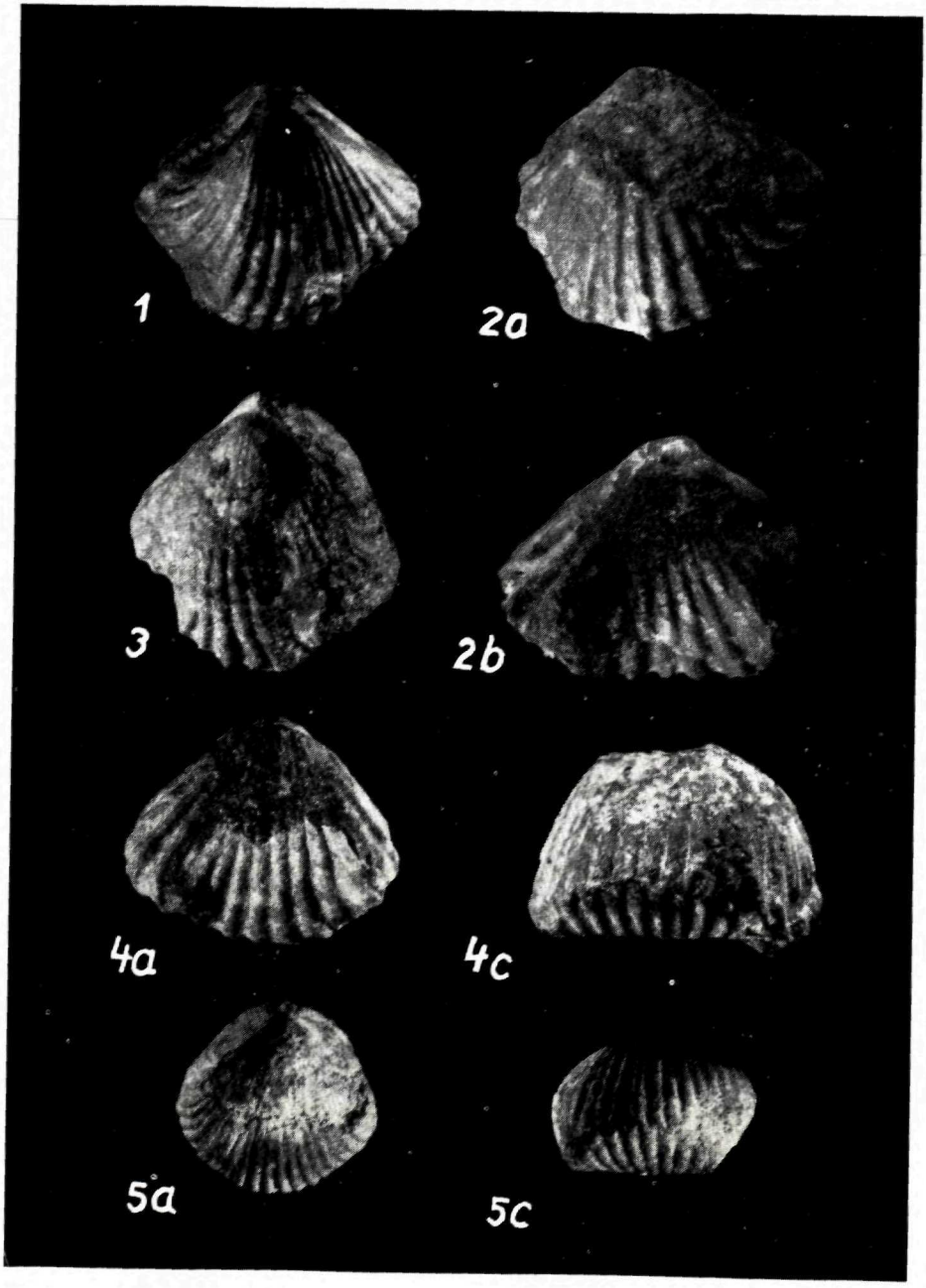


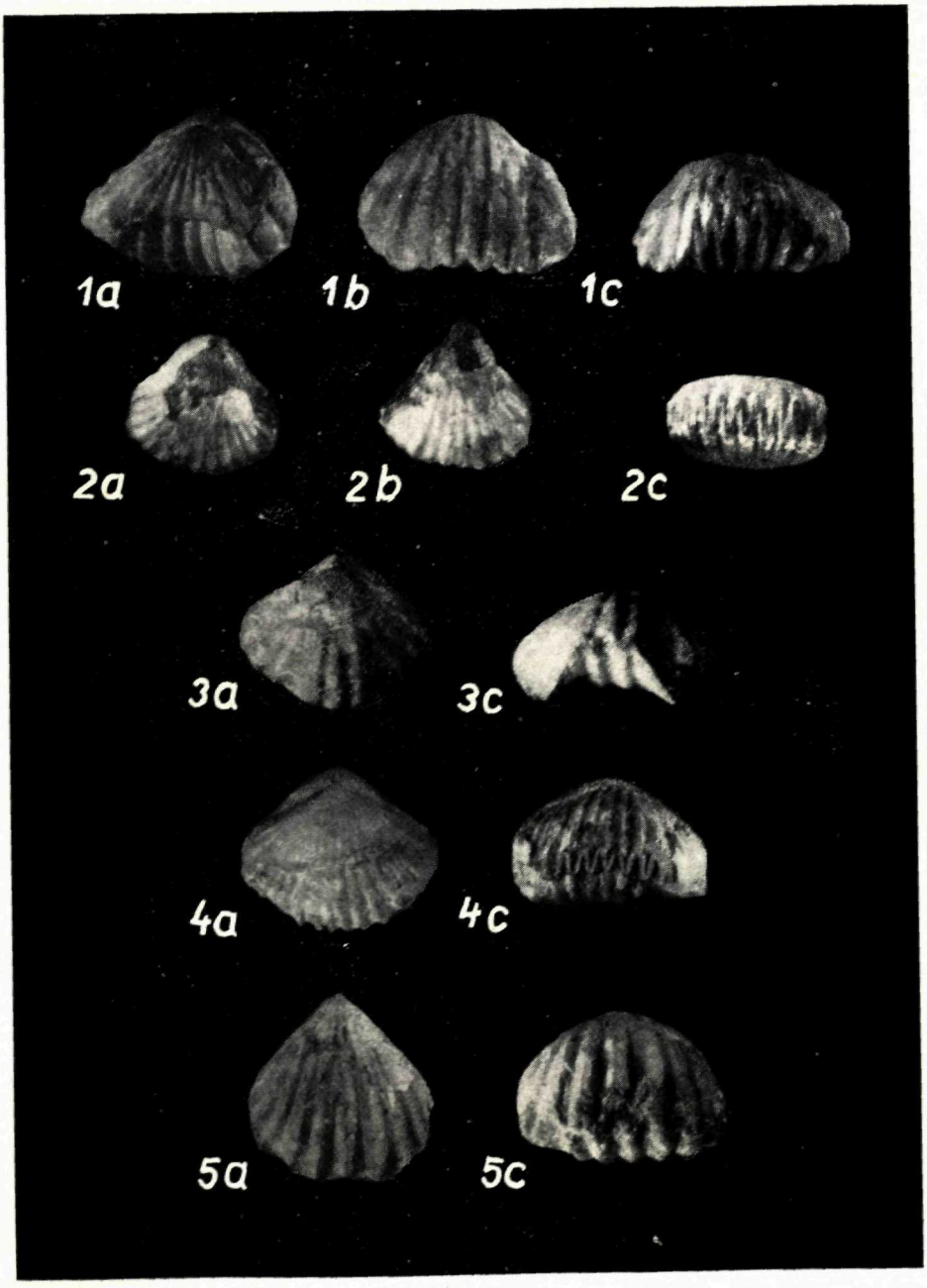


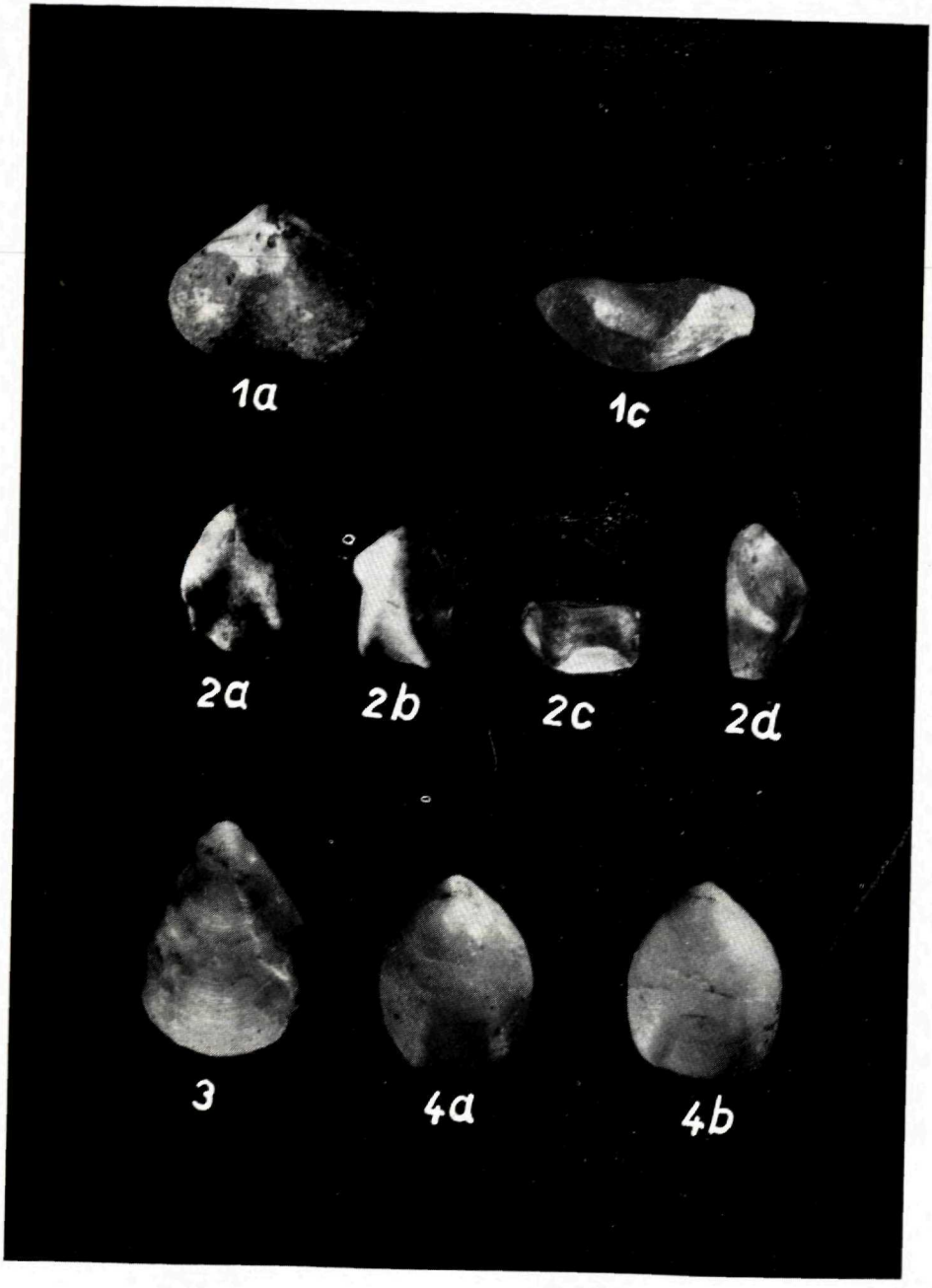
Obr. 1—2. *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner; vrt ŠV-8, lok. Semerovce, hl. 103,75 m.

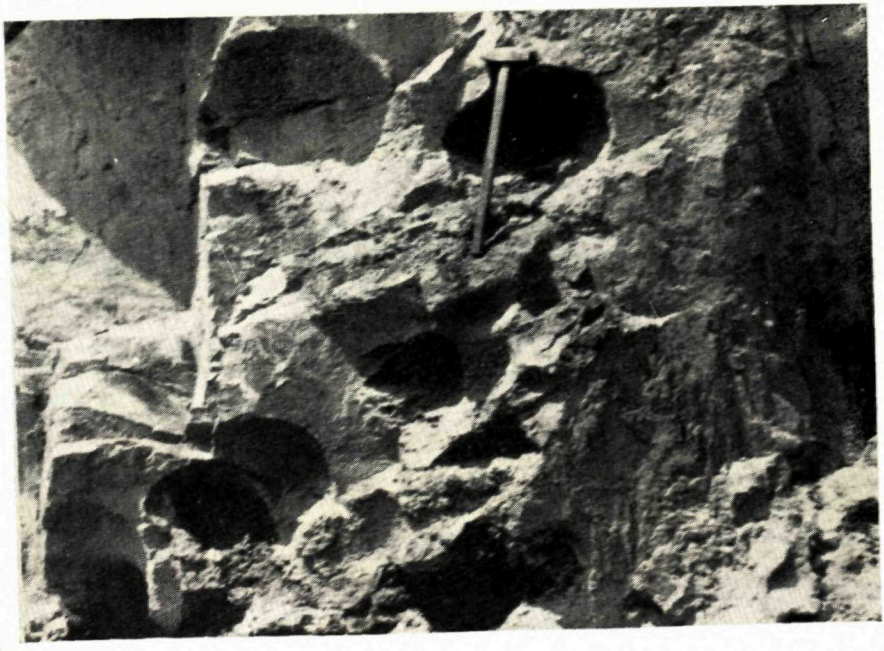


Obr. 1—2. *Coccolithus pelagicus* (Walich) Schiller; vrt ŠV-8 — Semerovce (torton) hl. 440 m; 1—distálna strana 2—proximálna strana. Všetko foto M. Ďuriš.


1
2a
3
2b
4a
4c
5a
5c


1a
1b
1c
2a
2b
2c
3a
3c
4a
4c
5a
5c


1a
1c
2a
2b
2c
2d
3
4a
4b



Obr. 1, 2. Relikty krasových dutín na stene šobovského lomu. Steny dutín pokryté kryštalickým SiO_2.

GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 50

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied roku 1969

Vedecký redaktor: dr. Ondrej Samuel, CSc.

Výkonný redaktor: Ing. B. Vlasatý.

Vytlačili: Tlačiarenské závody Pravda, závod Bratislava, písmom garmond Extendent.
AH 20,59, VH 21,02
Cena brož. Kčs. 32,—