

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

CS ISSN 0139—8288

geológia 15

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1991

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 15

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

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1991

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA, Bratislava

Signatúra: 1 B 104a

kat. čís.: 43/92

^{PV}
Kčs kópa: 30,-

Kčs vým.: _____

Kčs dar: _____

© Geologický ústav Dionýza Štúra, 1991

ISBN 80-85314-06-1

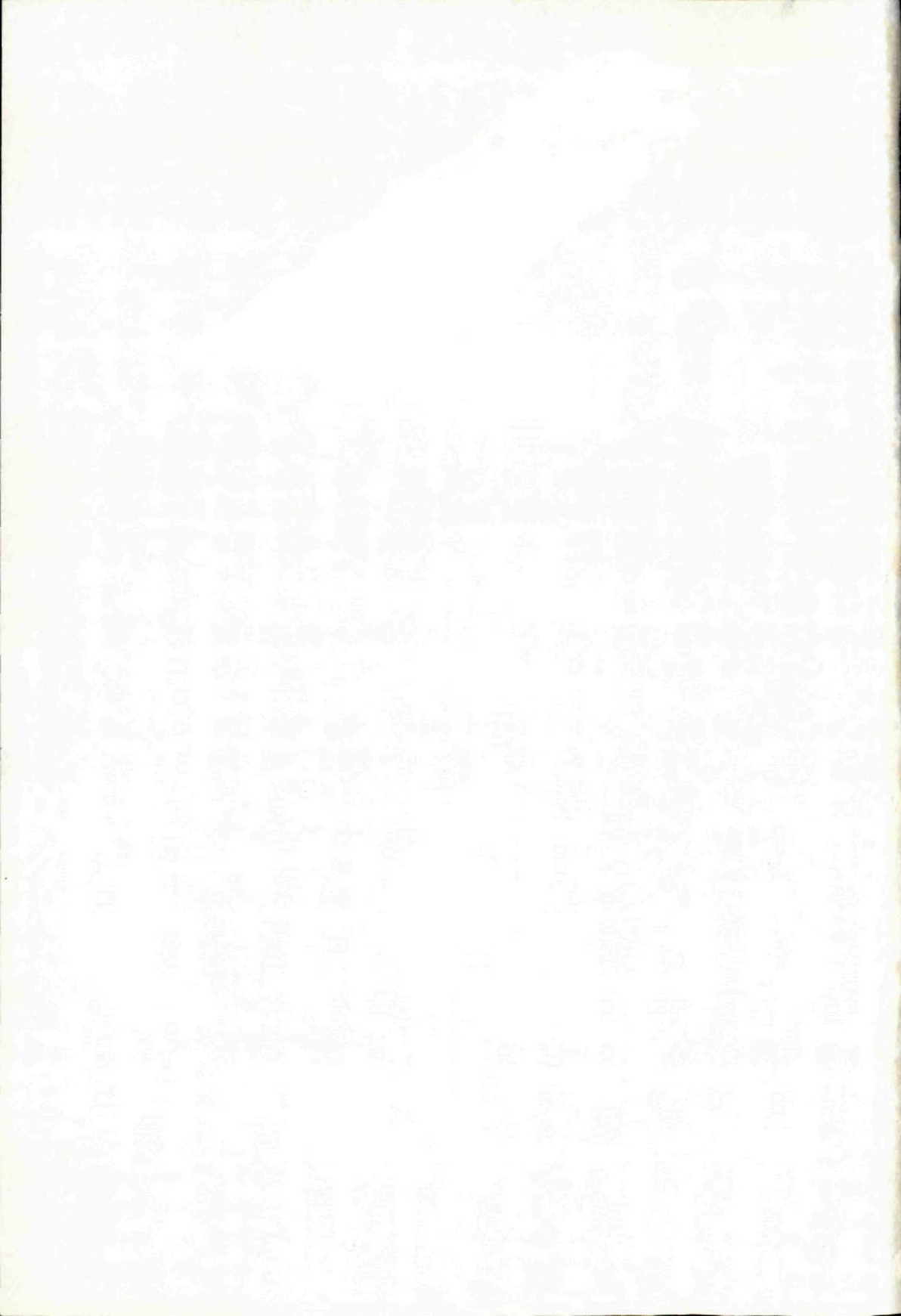
**ZÁPADNÉ
KARPATY**

SÉRIA

Geológia 15

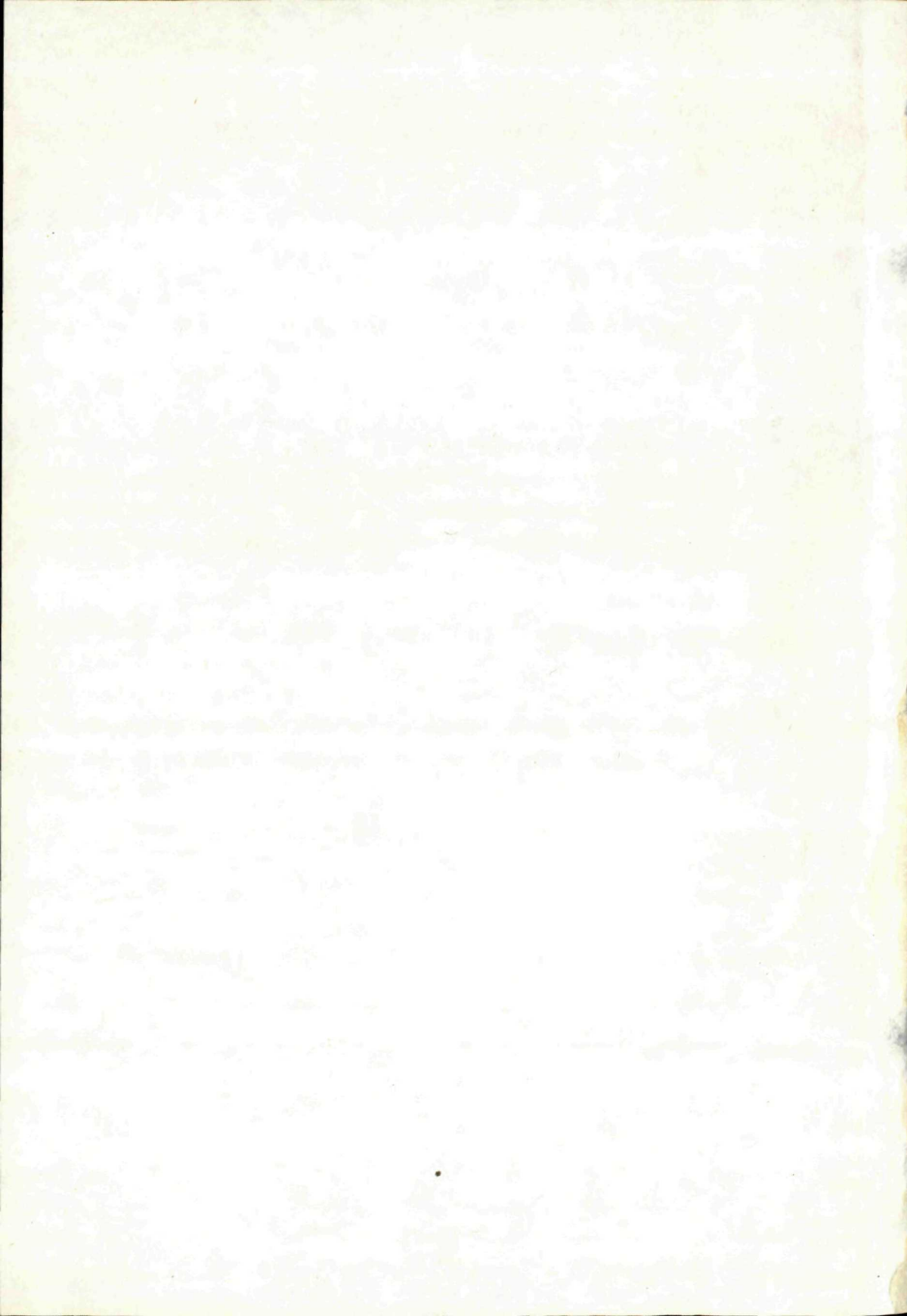
Vedecký redaktor
RNDr. MILOŠ RAKÚS, CSc.

Redakčný okruh
RNDr. DIONÝZ VASS, DrSc., RNDr. MICHAL KALIČIAK, RNDr. VLADIMÍR BEZÁK, CSc., RNDr.
MICHAL POTFAJ, CSc., RNDr. JOZEF JABLONSKÝ, CSc., RNDr. DUŠAN PLAŠIENKA, CSc.



OBSAH — CONTENTS

MIŠÍK, M. — JABLONSKÝ, J.: Podklady k paleogeografickej mapke albu Západných Karpát — Paleogeographical outline of Albian stage of West Carpathians Mts.	7
POTFAJ, M. — SAMUEL, M. — RAKOVÁ, J. — SAMUEL, O.: Geologická stavba Kubínskej hole (Orava) — Geologic structure of Kubínska hofa range (Orava)	25
ČTYROKÝ, P.: Členění a korelace eggenburgu a ottnangu v jižní části karpatské předhlubně na jižní Moravě — Division and correlation of the Eggenburgian and Ottnangian in the southern Carpathian Foredeep in southern Moravia	67



MILAN MIŠÍK — JOZEF JABLONSKÝ

Podklady k paleogeografickej mapke albu Západných Karpát

1 obr. v texte, angl. resumé

Obsah

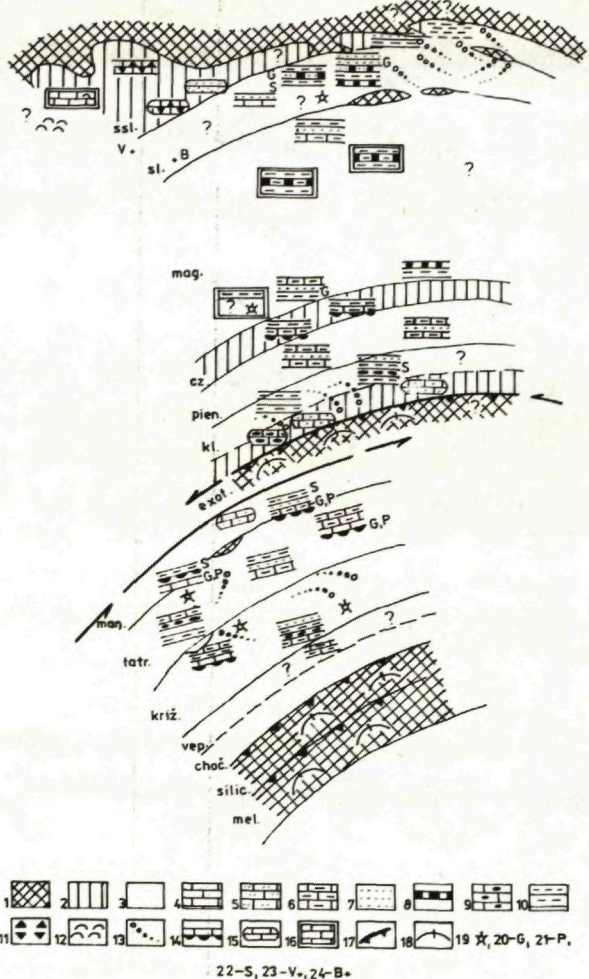
Úvod	7
Český masív	9
Flyšové pásmo	9
Pieninské bradlové pásmo	11
Manínska jednotka	13
Tatrikum (obalová jednotka)	14
Fatrikum (krížňanský príkrov)	16
Hronikum (chočský príkrov), silicikum, gemerikum	17
Územie Maďarska	17
Záver	18

Úvod

V albe Západných Karpát sa až na ojedinelé výnimky uplatňuje flyšový vývoj, ktorý má však v dôsledku významného členenia sedimentačného priestoru v každej jednotke osobitný charakter. Oproti karbonátovej, pelagickej sedimentácii spodnej kriedy znamená alb prelomové obdobie s výrazným vstupom klastík z nových zdrojov — vnútropanvových kordilér. Maximálne mocnosti dosahujú albské flyšové súvrstvia v klapskej jednotke, v zóne kolízie centrálnokarpatského bloku s okrajom stabilnej Európy (substrátu vonkajších Karpát). Kolízia bola dôsledkom uzavretia oceánskej panvy (autormi nazývanej pieninský, klapský, resp. pieninsko-meliatsky oceán). Kolízne procesy (prešmyky, zošupinovatenie, obdukcia, kolízna melanž) spadajú do austrijskej tektonickej fázy, podobne ako začiatok príkrovového nasúvania južných jednotiek (vyšších centrálnokarpatských príkrovov).

Keďže makrofosilie sú v albe veľmi zriedkavé, na rozčlenenie albu Západných Karpát sa používajú mikroorganizmy. J. SALAJ — O. SAMUEL (1984) rozlišujú tieto foraminiférové zóny: v spodnom albe *Ticinella roberti*, v strednom *Thalmaninella subticinensis* a začiatok *Thalmaninella ticinensis*, vo vrchnom albe pokračovanie predošlej a zónu *Whiteinella gandolfi*. Na rozčleňovanie albu vápencového vývoja slúžia zóny tintinid a proble-

matiek vyčlenené K. BORZOM (1984): v spodnom albe *Colomiella mexicana*, v strednom albe *Cadosina oraviensis* a vo vrchnom albe zóna *Calcisphaerula*. Zriedkavejšie je využívaný aj nanoplanktón (napr. V. GAŠPARIKOVÁ – J. SALAJ, 1985).



Obr. 1 Schematický paleogeografický náčrt albu Západných Karpát

Vysvetlivky: 1 — súš, 2 — hrubá kontinentálna kôra, 3 — stenčená kontinentálna kôra, 4 — plytkovodné vápence, 5 — piesčité vápence, 6 — ílovité (slienité) vápence, 7 — pieskovce, 8 — spongolity, 9 — rohovcové vápence, 10 — ílovce, ílovité bridlice, 11 — brekcie, 12 — rify, 13 — turbidity, 14 — hardgroundy, 15 — valúny a bloky albských hornín v mladších súvrstviach, 16 — údaje z vrtu, 17 — prešmyky, presuny, 18 — zvrásnené územia, 19 — vulkanity a pyroklastiká, 20 — glaukonit, 21 — fosfát, 22 — pelosiderit, 23 — poloha Viedne, 24 — poloha Bratislavy (rozvinuté od SZ predpolia Karpát, ktoré je uvažované ako stabilné). Jednotky rozvinuté do pôvodných priestorov od S k J: flyšové pásmo: subsliezska, sliezska, magurská; bradlové pásmo: čorštýnska, pieninská (kysucká), klappská, exotická (exotický chrbát); centrálna a vnútorná Karpaty: manínsko-haligovská, tatrická, križňanská, veporská, chočská, silická, meliátska.

Český masív

V priľahlej oblasti Českého masívu bola v albe penneplenizovaná súš. Na tomto území úplne prevládala erózia. Nie je však vylúčené, či na niektorých úsekoch nezačalo poklesávanie so zachovaním lateritických kôr zvetrávania alebo iných kontinentálnych sedimentov, napr. v podobe rudických vrstiev riečno-jazernej povahy na devóne Moravského krasu (J. BOSÁK, 1978). Avšak I. KRÝSTEK (1959) považuje tieto vrstvy na základe asociácie ťažkých minerálov už za spodnocenomanské. Jazerná sedimentácia v oblasti českej kriedovej tabule mohla síce začať už v albe, jej jestvovanie sa však dá doložiť iba od cenomanu.

Malý presah mora z flyšovej panvy Západných Karpát na priľahlú platformu Českého masívu dokumentuje výskyt vápencov s pelagickou mikrofaunou (hedbergelami), vyplňujúcich rozsadliny v granitoidoch brnenského masívu pri Kuřimí severne od Brna, v pokračovaní nesvačilskej priekopy (I. KRÝSTEK — O. SAMUEL, 1978). Ide vlastne o brekcie, tvorené úlomkami dioritov a aplitov, pričom spomenutý vápenec tvorí medzernú hmotu. Vek nie je možné presnejšie stanoviť, autori ho kladú do rozmedzia barém—alb. Morský vrchný alb z autochtónneho mezozoika Českého masívu uvádza J. ŘEHÁNEK (1984) z vrtnú Nové Mlýny-2 na hraniciach s Rakúskom. Ide o tmavé organodetriticko-kalové vápence s *Pithonella ovalis*, *Calcisphaerula innominata*, *Bonetocardia conoidea* s hojnými onkolitmi, úlomkami ustríc, machoviek, fragmentami krinoidov, bez prítomnosti ortosparitu. Podľa autora ide o subtidiálne uloženiny otvorenej časti lagúny v zmysle J. WILSONA (1975); onkolity podľa neho vznikli pôvodne v kanáloch a prielivoch. Protirečenie medzi úlomkami ustríc a hojnými onkolitmi na jednej strane a neprítomnosťou sparitu a hojným planktónom na druhej strane ukazuje, že skôr ide o svahový sediment z predpolia bariéry (pre lagúnu by boli skôr typické orbitolíny a miliolidy). Prekvapujú údaje o redeponovaných schránkach kolomisfér vrchného malmu a tintiníd neokómu, čo sa doteraz z Karpát neuvádzalo. J. ADÁMEK (1986, str. 474) označuje tento súbor ako novomlynské vrstvy. Výskyt morskej spodnej kriedy z autochtónneho pokryvu Českého masívu sú známe aj z rakúskeho územia — vrty pri Wildendürbach, Staatz a Ameis (J. KAPOUNEK et al., 1967), kde ukončujú jurskú sedimentáciu. Ide o vápence, slieňovce, ílovité bridlice a ojedinele aj polohy dolomitu. Fosilne zvyšky potvrdzujú spodnokriedový vek; autori sú náchylní považovať ich za hoteriv.

Flyšové pásmo

Zo ždánicko-podsliezskej jednotky sú albské sedimenty známe iba z druhotného náleziska v zlepenkoch ždánicko-hustopečských vrstiev na vrchu Babylon pri Stražoviciach a od Větěrova pri Kyjove (E. HANZLÍKOVÁ — Z. ROTH, 1965, Z. ROTH — E. HANZLÍKOVÁ in T. BUDAY et al., 1967). Ide o valúny vápencovej brekcie až kalkarenitu (obsahujú úlomky titónskych vápencov a fylitov, globigeríny atď.) i pieskovcov so silicovitými prúžkami, ktoré sú typické pre bašské vrstvy. S nimi ich autori aj paralelizujú. V Poľsku vystupujú v rámci podsliezskej jednotky lhotské vrstvy (ich charakteristika je podaná v ďalšom texte). Doložený je apt aj alb.

V sliezskej jednotke v tešnovickom úseku, v tzv. zdouneckej fácií v zdouneckom bradle, je apt—alb zastúpený slieňovcami, slienitými vápencami a ílovitými bridlicami; vyššie sú zelenkasté vápnité ílovce, ojedinele s červenými šmuhami a organodetritické pieskovce, obsahujúce foraminifery a riasy (F. CHMELÍK, 1971).

V sliezskej jednotke v godulskom vývoji alb predstavujú lhotské vrstvy — zelenkasté

až čierne vápnité aj nevápnité ílovce, čiastočne škvŕnité (s fukoidmi), s polohami drôb a kremenných pieskocov. Spodná časť je prevažne ílovcová, vo vrchnej sú hojnejšie pieskocce s hieroglyfmi, niekedy s prúžkami silicito-spongolitov (mikuszowiecke, resp. mikušovické rohovce) aj s glaukonitickými pieskoccami (u nás v západnej časti, v Poľsku vo východnej časti) a tiež vložky pelosideritov. Ide o predflyš, v juhovýchodnej časti prechádzajú v drobno- až strednorytmický flyš (E. MENČÍK et al., 1983). Asociácia ťažkých minerálov je zirkónová so zvýšeným obsahom turmalínu a rutilu, s ojedinelým anatasom; ukazuje na preplavovanie zo starších sedimentov (H. PESLOVÁ in E. MENČÍK et al., 1983). Celková hrúbka je okolo 300 m (vrátane klanseja, dnes počítaného k vrchnému aptu). V Poľsku majú lhotské vrstvy 350—450 m a sú v nich známe aj vložky zlepcov s exotickým materiálom (valúny sedimentárnych hornín aj kryštalínika). Lhotské vrstvy okrem albskej makrofauny (päť zón — E. HANZLÍKOVÁ, 1966) poskytli inoceramy, amonit *Acanthohoplites bigoureti* (spodný alb) a belemnity *Neohibolites minimus* (stredný alb).

V bašskom vývoji sliezskej jednotky patria albu chlebovické vrstvy a bašské vrstvy. Chlebovické vrstvy, respektíve chlebovická fáciu predstavujú zlepenca (s valúnmi titónskych vápencov, aplitov a pieskocov), pieskocce až piesčité vápence s laminovaným zvrstvením — polohy do 50 cm uložené vo vápniťých ílovcoch. Z medzernej hmoty zlepcov na lokalite Tichavské hůrky boli získané belemnity stredného až vrchného albu (Z. VAŠÍČEK, 1977). Chlebovické súvrstvie včítane glaukonitických pieskocov zaplňuje aj krásové dutiny v komplexe štramberského vápenca na Kotouči. Tento komplex bol od hoterivu až do stredného albu vynorený. Potom začala na ňom sedimentácia pelitov, avšak ešte počas vrchného albu tvoril podmorskú eleváciu bez zasahovania turbiditov bašských vrstiev do tejto oblasti (V. HOUŠA, 1983). Bašské vrstvy sú v nadloží chlebovických a čiastočne sa s nimi laterálne zastupujú. Ide o strednorytmický flyš, k západu prechádza do hruborytmického. Pieskocce bývajú glaukonitické, často obsahujú prúžky sivých spongiových silicito (rohocov), závalky ílov a úlomky čierneho uhlia. Vo vyšších polohách pri Štramberku sú aj vložky piesčitých organodetrítických vápencov (s machovkami, echinodermovými článkami, úlomkami lastúrníkov, hedbergelami a *Pithonella ovalis*). Celková hrúbka je 250—350 m (E. MENČÍK et al., 1983). Obsahujú inoceramy a belemnity dosvedčujúce vyššiu časť stredného albu a vrchný alb (Z. VAŠÍČEK, 1977). To potvrdzujú aj foraminifery, pomocou ktorých je preukázané zasahovanie bašských vrstiev až do spodného cenomanu (E. HANZLÍKOVÁ—Z. ROTH, 1963). Z ťažkých minerálov obsahujú granátovú asociáciu s menším podielom zirkónu, turmalínu, rutilu a apatitu, s ojedinelým staurolitom a pikotitom.

Podmorský ultrabázický alkalický vulkanizmus v podobe tēšinitov a pikritov je viazaný hlavne na barém; predtým sa pripúšťalo jeho pokračovanie do albu, avšak B. ŠMÍD—E. MENČÍK (in E. MENČÍK et al., 1983) tvrdia, že tēšinitový vulkanizmus pokračoval najviac do spodného aptu.

Smery turbiditných prúdov v albe podsliezskej a sliezskej jednotky na poľskej strane sú v prevahe od SZ a Z (pozdĺžny transport), ojedinele od SV (laterálny vstup z kordiléry medzi skolskou a sliezkou zónou, L. KOSZARSKY—A. SLACZKA in S. SOKOLOWSKI, 1973, obr. 210, str. 729 — pravdepodobne tzv. dēbnická kordiléra — M. KSIAŹKIEWICZ, 1956 a E. HANZLÍKOVÁ—Z. ROTH, 1965, obr. 3).

Skolská jednotka je najexternejšou jednotkou flyšového pásma; nachádza sa iba na poľskom území. Alb v nej tvoria čierne ílovce „vešovského typu“ tzv. „lupki spaskie“ (L. KOSZARSKI—A. SLACZKA in S. SOKOLOWSKI, 1973).

Podľa paleogeografickej skice spodnej kriedy s platformou časti Poľska zostavenej na základe vrtných prác (S. MAREK—A. RACZYNSKÁ in S. SOKOLOWSKI, 1973, str. 515) sa

platformové more ani z dánsko-poľskej brázdy nenapájalo na more karpatskej oblasti. E. HANZLÍKOVÁ—Z. ROTH (1965) sa však domnievajú, že toto spojenie sa po prerušení v apte počas albu obnovilo.

V magurskej jednotke v račianskej podzóne v bradle pri Kuroviciach (neďaleko Zlína) vystupujú slienité bridlice s ojedinelými vložkami slienitého pieskovca; mikrofauna ukazuje rozsah valangin—alb, celková hrúbka je 35 m (E. BENEŠOVÁ—E. HANZLÍKOVÁ—A. MATĚJKA, 1962).

V spodnej časti vrhu Jarošov-1 medzi 5520—5578 m bol zastihnutý vrchný alb v podobe tmavých ílovcov s preplástkami čiernych silicítov (E. HANZLÍKOVÁ, 1976). M. ELIÁŠ ich označil ako mistrické vrstvy: takto ich uvádza v tabuľke flyšového pásma Karpát na Morave Z. STRÁNÍK (1987). Ich ekvivalenty uvádza E. HANZLÍKOVÁ (l.c.) aj z vrto v Lubnej a Rusave-1, kde alb tvorí len tektonické útržky.

V bielokarpatskej podzóne je alb pravdepodobne zastúpený v hluckých vrstvách pri Hluku. Ide o tmavé ílovce s ojedinelými lavičkami glaukonitických pieskovcov; vo vyššej časti sú aj slienité vápence s ojedinelými rohovcami. Mikrofauna ukazuje na rozsah barém—alb, celková hrúbka je 120 m (A. MATĚJKA in T. BUDAY, 1963). Podľa E. HANZLÍKOVEJ (1976, str. 161) však zahrnujú len barém—apt.

Vo vrte H-6 pri Gbeloch boli v podloží neogénu Viedenskej panvy zistené tmavé a červené ílovce s mikrofaunou albu. Obsahujú pikritové teleso, ktorým sú kontaktné metamorfované (E. BENEŠOVÁ, 1957). Treba poznamenať, že pikrity a pikritové tufy sú známe aj z albu bradiel tvoriacich podložie kahlenbergskeho príkrovu (ekvivalentu bielokarpatskej podzóny) pri Viedni — Lainzer Tiergarten (S. PREY, 1975).

Najexternejšia zóna bradiel pieninského bradlového pásma patrí podľa K. BIRKENMAJERA (1977) ešte k magurskej jednotke, označuje ju ako magurskú sukcesiu. V nej patrí pravdepodobne spodnému albu wroninské súvrstvie — ílovité a slienité, niekedy škvrité bridlice so železitými konkréciami; hrúbka 2—13 m i viac. Vyššie je albsko-cenomanské hulínske súvrstvie. V spodnej časti sa skladá z groňského rádiolaritu (Groň) — čierne, hnedasté a zelenkasté rádiolarity s hrúbkou 2—6 m, iba čierne s Mn-povlakmi a zelenkasté s hrúbkou do 5 m. Ide o vrchný alb alebo cenoman.

Pieninské bradlové pásmo

V čorštynskej jednotke má alb transgresívny charakter, najčastejšie spočíva na spodnom neokóme (napr. Vršatec — zárez asphaltovej cesty), na vrchnom titóne (napr. Lednica), vyplňuje kapsy a rozsadliny v dogerských vápencoch (M. MIŠÍK, 1979). Transgresívnym členom sú červené slieňe a slienité vápence — chmielovské vrstvy podľa K. BIRKENMAJERA (1977). Charakterizuje ich ako červené, pestrofarebné slienité vápence, niekedy hluznaté, od 1,5 m do 10 m hrúbky. Obsahujú mikrofaunu spodného a stredného albu, belemnity *Neohibolites minimus*, prizmy inoceramov; na báze mávajú ojedinelé úlomky starších hornín.

Vyššie leží podmiedznické súvrstvie — v spodnej časti zelené a čierne slienité vápence, často škvrité s preplástkami zelených, hnedastých a čiernych silicítov-rádiolaritov, vyššie sú slieňe s vložkami slienitých vápencov bez rohovcov. Celková hrúbka je okolo 10 m, vek alb — najspodnejší cenoman.

V kysuckej jednotke zastupujú alb tisalské vrstvy (synonymné názvy ich vyššej časti sú rudinské vrstvy, globigerínovo-rádioláριοvé slieňe): tenkolavicovité slienité vápence, slieňovce v striedaní so slienitými bridlicami a siltovcami. Sú sivé, zelenkasté, škvrité, v spodnej časti aj červenkasté. Mikrofauna patrí strednému aj vrchnému albu. V bradlách Rochovica a Lysica (s. od Žiliny) je poloha s hojnými lastúrnikmi *Aucellina grypha-*

eoides (J. HAŠKO—O. SAMUEL, 1977). Rádiolárie z rudinských vrstiev opísala L. OŽVOLDOVÁ (1979). Celková mocnosť je 20—40 m. J. KYSELA (in R. MARSCHALKO—J. KYSELA, 1980) spomína z tejto jednotky aj červené a zelenkasté slabokrinooidové vápence s krinooidovo-hedbergelovou mikrofáciou.

V prechodných jednotkách — czertezickej a niedzickej — je alb podľa K. BIRKENMAJERA (1977) tvorený takisto rudinskými vrstvami. J. HAŠKO—O. SAMUEL (1977) uvádzajú ich mocnosť 16 m. Albu patrí len ich vyššia časť nazývaná tisalské vrstvy.

Klappská jednotka. Predstavovala počas albu severný (vonkajší) svah pieninského exotického chrbta a úpätie tohto svahu. Vyznačovala sa sedimentáciou typického flyšu (R. MARSCHALKO—J. KYSELA, 1980, R. MARSCHALKO, 1982). Spodnejšia časť tohto súvrstvia sa vyznačuje prevahou pelitov nad psamitmi (ilovitých bridlíc nad drobnými), vo vyššej časti pribúda psamitov. V súvrství sú početné hrubé vložky kompaktných strednozrnných zlepcov a zlepenec typu symmiktitov. Obsahujú pestrý exotický materiál (M. MIŠÍK—M. SÝKORA, 1981). V pelitoch bývajú konkrécie a tenké vložky pelosideritov. V spodnejšej časti boli nájdené makrofosílie *Neohibolites minimus* a *Puzosia* (*Anapuzosia*) *bonaventura* indikujúce stredný alb. Z vyššej časti s prevahou psamitov je známa fauna amonitov zóny *Diploceras cristatum* z rozhrania stredného a vrchného albu. Hrúbka albu je maximálne 600—1000 m, rýchlosť sedimentácie vyčíslil R. MARSCHALKO (1982) nad 11 cm za 1000 rokov. Albu patrí v klapskej jednotke prvý, a to progradálny sedimentálny cyklus, začínajúci fáciou panvovej plošiny, v nadloží prechádza do spodnej časti submariného náplavového kužela, potom do jeho strednej a vrchnej časti (proximálny flyš, divoký flyš). Ku koncu albu a začiatkom cenomanu sa dostáva zdrojová oblasť do bezprostrednej blízkosti klapského sedimentačného priestoru a v cenomane začína sedimentácia plytkovodných paracyklických orlovských vrstiev. Zdrojová oblasť — pieninská kordiléra — sa nachádzala j. od klapského sedimentačného priestoru. Sprvu sa uplatňoval pozdĺžny smer transportu v panve (hlavne od SV), ktorý sa s približovaním zdroja menil na laterálny (od JV).

Exotická zóna — pieninská a neopieninská kordiléra

V intraformačných zlepencoch cenomanu až paleogénu sa zriedkavo nájdu aj valúny albských sedimentov, ktoré odvodzujeme zo zošupinovatej vynorenej ostrovej zóny pri vnútornom okraji bradlového pásma — z pieninskej kordiléry. Sedimentovali v tých častiach kordiléry, ktoré v albe ešte neboli vynorené. Pelagické vápence s *Colomiella recta*, *Rotalipora roberti*, *Pithonella ovalis*, *Stomiosphaera sphaerica* sa našli v kriedových zlepencoch manínskej jednotky: Jablonové, Hradná, Praznov; kysuckej jednotky: Sedliacka Dubová, Teplička nad Váhom, U Škulcov, U Černých; klapskej jednotky: Vrtižer, Nosice-Pod Húštím, Široká, Krivá, i z paleogénnych zlepcov západného sektora: Jablonové, Jandova dolina (M. MIŠÍK—M. SÝKORA, 1981, K. BORZA, 1962, 1969, K. BORZA in O. SAMUEL et al., 1972); ojedinelý valún s *Colomiella recta* pochádza zo zlepcov albu domnele križňanskej jednotky, lokalita Bošáca v bradlovom pásme.

Zriedkavejšie sú valúny plytkovodných facií s orbitolínmi albu v podobe organogénnych, obvykle piesčitých vápencov (E. KÖHLER, 1980) z klapskej jednotky, lokalita Bytča-Hrabové — *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana*, z Praznova — *O.* (*Conicorbitolina*) cf. *cuvillieri*, Považský hrad-lom — *O.* (*Conicorbitolina*) cf. *conica* a redeponované do valchovských zlepcov senónu brezovskej skupiny Bzince — *O.* (*Mesorbitolina*) *texana* — M. MIŠÍK (v tlači).

Valúny pelagických slienitých vápencov s *Colomiella recta* a ojedinele aj s *Pithonella*

ovalis a *Calpionellopsis maldonadoi* pochádzajú aj z východného sektora bradlového pásma, z neopieninskej kordiléry: lokality Proč, Beňatina-II, III (M. MIŠÍK – M. SÝKORA – R. MOCK – J. JABLONSKÝ, 1991). Jeden valún podobného vápencu s *Colomiella recta* sa našiel aj v strihovských zlepencoch východného Slovenska, lokalita Matiaška, ktoré odvodzujeme z juhomagurskej kordiléry (M. MIŠÍK – M. SÝKORA – J. JABLONSKÝ, 1991).

Manínska jednotka

V manínskej jednotke na viacerých miestach je spodný alb reprezentovaný rohovcovými glaukonitickými vápencami s *Colomiella recta* (K. BORZA, 1980b a inde). Pri krátkodobom hiáte zodpovedajúcom tzv. manínskej fáze došlo miestami k odneseniu spodného albu a aptu, takže sliene vyššieho albu transgredujú buď na barém, na apt, alebo na spodný alb.

V bradle Butkov nad urgónskymi vápencami je ešte vyvinutý vápenc s glaukonitom a ojedinelými rohovcami; patrí spodnému albu s *Colomiella recta* (K. BORZA et al., 1987) — novšie označovaný ako podhorské súvrstvie. Jeho povrch je tvorený železitým hardgroundom so stopami vŕtavých organizmov. Naň transgredujú vrchnoalbské sliene (butkovské súvrstvie).

Bradlo Skalica pri Moštenici (K. BORZA – E. KÖHLER – O. SAMUEL, 1979, K. BORZA, 1980, J. MICHALÍK – Z. VAŠÍČEK, 1984). Na monomiktých karbonatických zlepencoch z úlomkov urgónskych vápencov a „augititov“, ktorých vek je vrchný apt, respektive rozhranie aptu a albu (údajne vyplňujú kaňon-kanál vo svahu karbonátovej platformy), ležia rohovcové vápence s glaukonitom, ktoré obsahujú *Colomiella recta* a *Calpionellopsella maldonadoi* — teda spodnoalbské. Na ich báze je vyvinutý hardground. Autori zaraďujú túto lokalitu do belanskej jednotky. V bradielku v severoseverovýchodnom susedstve ležia nad rohovcovými vápencami spodného albu ešte sliene s vrchnoalbským nanoplanktónom, v ktorých sú dve lavice vápencov s *Calcisphaerula innominata* a *Pithonella ovalis*.

V manínskej úžine na urgónskych vápencoch barému (E. KÖHLER, 1980) transgredujú sliene vrchného albu (K. BORZA, 1980).

Bradielko nad Praznovom (R. MARSCHALCO – J. KYSELA, 1980, K. BORZA, 1980b) obsahuje na báze rohovcové vápence spodného albu s *Colomiella recta* a glaukonitové vápence s *Calcisphaerula innominata* — spodná časť vrchného albu. Nad tým sú žltkasté brekciovitité vápence s úlomkami hardgroundov a 5 m hrubá poloha bázických vulkanitov.

Nad spomínanými vápencami spodného albu alebo priamo na barémko-aptskom podklade leží súvrstvie slieňov — tzv. butkovské súvrstvie (J. KYSELA – R. MARSCHALCO – O. SAMUEL, 1982), ktoré tvorí hlavnú litologickú náplň albu manínskej jednotky. Ide o sliene a slieňovce, často škvrnité, v spodných častiach s glaukonitom, s ojedinelými vložkami jednozrnných pieskocov do hrúbky 3 cm. Ide o pelagické sedimenty, pričom spomenuté tenké vložky pieskocov sa interpretujú ako konturity alebo distálne zásahy turbiditných prúdov. Hrúbka súvrstvia je 40–150 m. Priemerný obsah CaO — 19,68 %; MgO — 2,22 %; Al₂O₃ — 11,19 %; SiO₂ — 38,18 %. Najspodnejšie časti obsahujú miestami strednoalbskú mikrofaunu, miestami začínali až vrchným albom (Butkov). Pri Podmaníne v spodnoalbských slieňoch s glaukonitom sa nachádzajú bloky urgónskych vápencov a kalových vápencov s *Hedbergella* (brekcie podmanínskeho typu).

Teda aj v manínskej jednotke sa stretávame s transgresiou pelagického vrchného albu (transgresné sliene sú však sivé a nie červené ako v čorštynskej jednotke). Hiát bol dost

krátky, vynorenie nastalo až po spodnom albe. Počas tohto hiátu bol však miestami podklad erodovaný až po barémske vápence (Manínska úžina). Sotva môžeme teda hiát pokladať za podmorský. Vynorenie spojené s takzvanou manínskou fázou je pravdepodobnejšie. Spodnoalbské rohovecové glaukonitické vápence obsahujú už veľa planktónu, teda zodpovedajú o niečo hlbšej sedimentácii než podložné urgónske vápence. Transgresia, respektive ingresia vrchnoalbských pelagických slietov je podobnou paleogeografickou záhadou ako pri čorštynskej jednotke. Keďže podobný fenomén jestvuje vo vysokotatranskej jednotke aj v belianskej jednotke, nemožno ho vysvetľovať skĺznutím veľkých olistolitov-bradiel do hlbokovodného priestoru, čo by sa prípadne (ako námet) dalo použiť pre vysvetlenie pelagickej transgresie albu na čorštynské bradlá. V manínskom, haligovskom, vysokotatranskom a belianskom priestore muselo dôjsť k náhlemu poklesu spomenutej sedimentačnej oblasti ako celku. Iným riešením by bolo spojiť túto skutočnosť s eustatickým stúpaním hladiny svetového oceánu. Na Vailovej krivke (P. R. VAIL et al., 1977) je odhadnuté stúpanie oceánu v priebehu albu o 150 m; v tomto prípade by sa však očakávala pozvoľnejšia zámena facií.

Medzi albom manínskej a belianskej jednotky sú nápadné zhody a práve táto skutočnosť sa vyzdvihuje na podporu názoru, že manínska a križňanská oblasť tvorili jeden celok (M. MAHEĽ, 1978, K. BORZA, 1980). Argumenty proti tomuto názoru zhrnul M. Mišík (1980).

Haligovská jednotka. K. BIRKENMAJER (1959) uvádza z haligovského bradla nad urgónskymi vápencami iba 5 m hrubú polohu slietov pripomínajúcich alb (bez dôkazov). Podľa nášho, zatiaľ nepublikovaného zistenia sú tu prítomné typické transgresné fosfátovo-glaukonitové piesčité vápence albu (obsah P_2O_5 — 8,39%). V medzernej hmote obsahujú hojné *Calcisphaerula innominata* (teda pravdepodobne ide o vrchný alb) a litoklasty mikroonkolitového vápence so *Saccocoma* a vápence s *Crassicollaria*, dokazujúce vynorenie kimeridžu — spodného titónu a vrchného titónu pred albom. Tento nález podporuje dávnejšiu predstavu o ekvivalentnosti manínskej a haligovskej jednotky oproti názoru K. BIRKENMAJERA (1985, str. 97), ktorý haligovskú jednotku zaraďuje do vlastného pieninského bradlového pásma.

Tatrikum (obalová jednotka)

Vysokotatranská jednotka sa vyznačuje opäť hiátom s nasledovnou transgresiou albu na skorodovaný a skrasovatený povrch urgónskych vápencov (J. PASSENDORFER, 1930, D. ANDRUSOV, 1959 a i.). V tomanovskej (autochtónnej) podjednotke je tenká poloha glaukonitových vápencov albu, presnejšie nezaradená, a nad tým sliene; celková mocnosť albu je 140 m (Z. KOTAŇSKI, 1961). Na lokalite Wielka Rowień vo vrásie Giewontu začína transgresia stredným albom — glaukonitickými vápencami do 2 m mocnosti s fosforitovými konkréciami; obsahujú *Stomiosphaera sphaerica* a faunu III. pásma albu — zóny s *Hoplites dentatus*. Uvádzané sú ojedinelé exotické valúny z tohto vápence a z nadložných slietov: kremenný biotitický diorit, silicifikovaný krinoidový vápenec, červený rohovec, žilný kremeň. Ani na iných lokalitách (okrem Žlabu Železniak — J. LEFELD, 1968) sa nikde nenachádzajú úlomky z podložných urgónskych vápencov. Z glaukonitu Wielkiej Rownie určil J. KANTOR (1960) kálium-argónovou metódou vek 88 miliónov rokov. Vyššiu časť albu zastupujú piesčité sliene a sliene so *Stoliczkaia dispar* (vrakón). V slietoch sú prítomné vložky jemnozrnných pieskocov s hieroglyfmi (flyšoidný vývoj).

V doline Malej Lúky (vrása Červených vrchov, teda nižšia) v transgresných glaukoni-

tických vápencoch sa nachádza fauna vyššieho pásma (IV), a to zóny *Mortonicerias varicosum*. D. ANDRUSOV (1959) z toho vyvodzuje záver, že transgresia albu prichádzala od J cez priestor vrásky Giewontu na priestor vrásky Červených vrchov a až potom do vlastnej tomanovskej podjednotky, ktorá ležala najsevernejšie. Poľskí autori toto tvrdenie nepreberajú.

V glaukonitických vápencoch niektorých lokalít bolo zistené aj miešanie fauny z viacerých obzorov (dolina Spiš – Michalová v Javorinskej Širokej), čo svedčí o extrémnej plytkovodnosti (J. LEFELD in S. SOKOŁOWSKI, 1973, str. 735). Jedine v Kominoch Tykowských dosahujú väčšiu hrúbku (naspodku sú ružovkasté), inde sú len niekoľko dm mocné. V podloží urgónskych vápencoch bývajú kapsy vyplnené terrarossovým materiálom; sčervenenie urgónskych vápencov pod kontaktom siaha až do hĺbky 12 m (J. LEFELD, 1968).

K. P. KRAJEWSKI (1981, 1983, 1984) opisuje najmä z profilu Turnia Ratusz 5 m hrubú polohu transgresných albských vápencov so stromatolitmi, fosfatickými onkoidami a fosfatickými hľuzami. Rozlišuje peletovo-echinodermové vápence — grainstone (údajne lagunárna vysokoenergetická fácia), a foraminiferovo-glaukonitové vápence (otvorený šelf). Nadložné slienité bridlice predstavujú panvový sediment; označuje ich ako súvrstvie Zabijaka.

V skupine Javorinskej Širokej ležia glaukonitické vápence albu (iba 40-centimetrová poloha) tiež na skrasovatenom povrchu urgónskych vápencov. Vyplňujú v nich aj niekoľkocentimetrové ryhy (neptunické žilky) a kapsy (Z. KOTAŃSKI, 1959). Podľa K. BORZU – J. MARTÍNIHO (1962) je vo vápenci až 15 % glaukonitu. Nadložné sliene majú okolo 20 % klastického kremeňa, obsahujú *Pithonella ovalis*.

V Osobitej začína transgresia albu len niekoľko cm mocnou polohou organogénnych piesčitých vápencov; vyššie sú sliene (R. KÚŠIK, 1959).

Detailné údaje o pozícii albu na apte zahŕňa J. LEFELD (1968) do tabuľky (str. 70–71).

Odhady hrúbok albu z vysokotatranskej jednotky podáva Z. KOTAŃSKI (1961): alb v tomanovskej jednotke má 140 m, vo vráse Červených vrchov do 120 m, vo vráse Giewontu do 80 m, v skupine Javorinskej Širokej pri Bielej Vode 200 m. Alb spolu s cenomanom v skupine Osobitej má 150–180 m, v rokli Wąwoz Krakow 330 m, v Kominoch Tykowských 400 m.

Ostatné oblasti tatrika — v ostatných pohoriach je alb tvorený vápnitými ilovcami s rôznym podielom turbiditných pieskocov v závislosti od pozície na podmorských náplavových kužeľoch. Zastúpená je aj kanálová fácia — zlepenca s exotikami sčasti zhodnej povahy s materiálom zlepenecov klapskej jednotky. Rozbory z Malých Karpát – Majdánske, Považského Inovca – Nová Lehota, Malej Magury – Čavoj, Nizkých Tatier – Ludrová a Žiaru – Vyšehradné uvádzajú M. MIŠÍK – J. JABLONSKÝ – R. MOCK – M. SÝKORA (1981). V ťažkej frakcii pieskocov bola zistená asociácia zirkón – chróm spinel. Zriedkavé merania prúdových smerov ukazujú na transport v osi panvy (J. JABLONSKÝ, 1986). Z tatrika Malých Karpát uvádza D. PLAŠIENKA hyaloklastity z lokality pod Vývratom; nedá sa však rozhodnúť, či sú aptského alebo albského veku (D. HOVORKA – J. SPIŠIAK, 1988, str. 56).

J. JABLONSKÝ (in O. SAMUEL et al., 1988, str. 47) označil flyšovú sekvenciu albu – cenomanu tatrika a zliechovskej jednotky ako porubské súvrstvie. Zahŕňa štyri členy: slieňovce Homôlky, čavojské vrstvy (zložené hlavne z laminitov), senkovské vrstvy (prevažne pieskovcovo-ilovcový flyš) a ludrovianske vrstvy (masívne a gradačne zvrstvené pieskovce, valúnové pieskovce, konglomeráty, nízke zastúpenie ilovcov). Z toho čavojské vrstvy sú známe iba z tatrika. Podľa J. JABLONSKÉHO sedimentácia porubského súvrstvia prebiehala podľa ichnofosílií v mezobatyále až infrabatyále, nad úrovňou CCL.

Fatrikum (krížňanská jednotka)

V belianskej jednotke je podľa K. BORZU (1980) nápadná podobnosť s alбом manínskej jednotky.

V úzine „Nad mlynom“ pri Valaskej Belej najvyššia časť organodetrítických vápencov patrí aptu. Ich vrchná vrstva je prenikaná neptunickými dajkami albu; aj v nadloží spomenutých vápencov sú miestami rohovcové vápence s ježovkami a mikrofaunou spodného albu. Medzi aptom a alбом treba teda predpokladať krátky hiát.

V oblasti Čiernej Lehoty predpokladá K. BORZA (1980) hiát medzi aptom a spodným alбом. Rohovcové vápence spodného albu vystupujú miestami nad slienitými vápenkami hoterivu a možno ležia diskordantne aj na vápencoch spodného barému. Juhovýchodne od lazú Stratenci ležia diskordantne na masívnych vápencoch urgónskeho typu, sú ružovkasté, bez rohovcov. Pri Čiernej Lehote vystupujú v izolovaných odkryvoch slabokrinooidové glaukonitické vápence miestami s rohovcami, obsahujúce *Cadosina oraviensis* a *Calcisphaerula innominata*. Nadložný horizont — vrchný alb — reprezentujú čierne, slaboslienité vápence s *Calcisphaerula innominata*, *Pithonella ovalis*, *P. trejoi* a i.

Pri Bošáci (K. BORZA et al., 1980) na tmavosivých masívnych, vyššie brekciovitých vápencoch aptu po hiáte ležia tmavé vápence s čiernymi rohovcami s *Colomiella recta* — spodný alb. Nerovnosti na ich povrchu vyplňujú nadložné glaukonitické slabokrinooidové vápence s *Calcisphaerula innominata* a *Cadosina oraviensis* — reprezentujú bazálnu časť vrchného albu. Príslušnosť tejto lokality ku krížňanskej jednotke nie je istá.

Vápence s *Colomiella recta* boli zistené na lokalite Kamenný diel (oblasť Rajecké Teplice) a na lokalite Nozdrovické lúky — predtým boli tieto vápence považované len za apt, zrejme siahajú do spodného albu (K. BORZA, 1978).

Z krížňanskej jednotky sú z viacerých miest zaznamenané produkty vulkanickej činnosti. Z barému až spodného albu zo severnej strany Nízkych Tatier uvádzajú bázické vulkanity A. BUJNOVSKÝ — J. KANTOR — J. VOZÁR (1981) z lokality od Bieleho Potoka. Aj bázika pretínajúce dolomity preukázali veku 106—116 miliónov rokov, ktoré zodpovedajú albu. Vo Veľkej Fatre v Nolčovskej doline sú tiež prítomné hyaloklastity; podľa M. SÝKORU (ústne podanie) sú albského veku. Ultrabázické hyaloklastitové lávy uvádzajú A. KULLMANOVÁ — J. VOZÁR (1980) z lokality Bošáca a od Beckova tiež z albu, možno vrchného. Obidva výskyty zaraďujú do beckovskej „série“, teda do vysokého vývoja krížňanskej jednotky.

Vo vyššej jednotke fatrika — vlastnom krížňanskom príkrove (zliechovská sukcesia) — sa alb vyvíja pozvoľna zo slieňovcov aptu. Na rozhraní aptu—albu na mnohých miestach vystupujú karbonatické brekcie (vklínska brekcia — J. JABLONSKÝ in O. SAMUEL et al., 1988); jej úlomky predstavujú endoolistolity o niečo starších sedimentov vlastnej panvy. Alb reprezentuje porubské súvrstvie s preukázanými turbiditmi. Maximálnu hrúbku (okolo 300 m) dosahuje v Strážovských vrchoch. Hojný výskyt ichnofosílií ichnofácie *Zoophycos* v Malej Fatre, Strážovských vrchoch a Považskom Inovci dokladá depozíciu v mezo- prípadne infrabatyále. Distantné fácie, zastúpené tenkovrstevnatými turbiditmi, sú rozšírené v Nízkych Tatrách, Veľkej Fatre, Chočských vrchoch, v južnej štruktúre krížňanskeho príkrovu Malej Fatry (s dobre doloženými smermi paleoprúdov od V k Z) a vo východnej časti Strážovských vrchov. Proximálne fácie turbiditov a alb s telesami zlepcov sa vyskytujú najmä v západnej časti Strážovských vrchov, medzi Hornou Porubou a Novou Dubnicou. V zhode s rozložením facií je tu i paleoprúdový systém (od ZJZ k VSV — J. JABLONSKÝ, 1978).

Telesá zlepcov s analogickými exotikami ako v tatriku (valúny dosahujú tak isto maximálnu veľkosť 30 cm) sú zriedkavé. Valúnové rozbory zlepcov z Malých Karpát

— Lošonec, Strážovských vrchov — Medzihorie, Borháj, Kolačín, respektíve od Bošáče (neistej tektonickej príslušnosti) a z Tribeča — Veľké Pole uvádzajú M. MIŠÍK et al. (1981). V pieskovočoch bola zistená asociácia minerálov zirkón — chróm spinel (do 10 % z ťažkej frakcie). Vápnité ílovce v Strážovských vrchoch, Malej Fatre a Považskom Inovci obsahujú zriedkavé konkrécie pelokarbonátov. Vložky bázických vulkanitov boli spomenuté vyššie. V slieňovcoch albu severnejšej štruktúry krížňanského príkrovu Malej Fatry sa vyskytujú (10 až 70 cm hrubé) polohy piesčitých hrubouľomkovitých vápencov s hojnými orbitolínami, z ktorých niektoré sú prednostne aglutinované minerálnymi ťažkej frakcie. E. KÖHLER (1980) z nich určil *Orbitolina (Mesorbitolina) cf. texana* (ROEMER) a *Orbitolina (Orbitolina) concava* HENSON (alb — spodný cenoman) a A. SCHALEKOVÁ vápnité riasy *Agardhiellopsis cretacea* LEM. a *Paraphyllum primaevum* LEM. O krátkom transporte svedčí dobré zachovanie zvyškov týchto plytkovodných organizmov. Riasy a orbitolíny sa našli aj v drobnozrnných zlepencoch Strážovských vrchov (Málinec, Mraznica), tie však vykazujú znaky silného ováľania.

Hronikum (chočský príkrov), silicikum, gemerikum

Vo všetkých týchto južnejších jednotkách alb nie je zastúpený. Z toho vyvodzujeme, že tieto priestory boli už vyzdvihnuté a začali sa tektonicky prekryvať v podobe nasúvajúcich sa príkrovov.

Územie Maďarska

V pokračovaní do Maďarska v hrásti Tata (J. FÜLÖP, 1976) na sivých krinoidových vápencoch vrchného aptu s menšou nesúhlasnosťou („unconformable“, teda po krátkom hiáte) spočívajú piesčité slieňe a siltovce spodného albu, ktoré v ťažkej frakcii obsahujú veľmi hojný chromit. Na báze spodnoalbských slieňov je len miestami trochu detritu z podložných vápencov a glaukonitických pieskovočov.

Veľká časť územia Maďarska bola v spodnej kriede súšou (paleogeografický náčrt J. FÜLÖPA, 1958 in L. TRUNKÓ, 1969, obr. 92). V tejto dobe počas vynorenia sa vytvorila značná časť maďarských bauxitov. Morský alb v podobe slieňov a vo vyššej časti v podobe orbitolínových vápencov sedimentoval v najvyššom apte po krátkom hiáte v oblasti Vertés a Bakony.

V pohorí Gerecse na základe nanoplanktónu patrí albu vyššia časť slieňov (Berzsek Marl Formation) a flyšové súvrstvie (Lábatlan Sandstone Formation), celkove 75 m (L. FÉLEGYHÁZY — A. NAGYMAROSY, 1991). Ide o sedimenty podmorského vejára, bohaté na ofiolitový detrit a úlomky rádiolaritov (zlepenec Kőszörűkőbánya); transportné smery sú od JV a pripomínajú turbiditné sedimenty z Mt. Ivanščica (O. SZTANÓ, 1990). Často obsahujú bloky a valúny urgónskej fácie s *Palorbitolina lenticularis*, ojedinele aj valúny plytkovodných vápencov malmu s *Clypeina jurassica* (vlastné pozorovania). Vápence a slieňe morského albu boli zistené na viacerých miestach vrtmi v podloží neogénu Veľkej maďarskej nížiny.

Podrobnejšie sa album Zadunajského Stredohoria (pohoriami Vertés a Bakony) zaoberá G. CSÁSZÁR (1984). Po výzdvihu na konci aptu (tisská fáza, respektíve ranoaustrijská) došlo k zvrásneniu a k diferenčným blokovým pohybom, pričom miestami dosiahla erózia až triasové komplexy. V spodnom albe sa vytvárali bauxity na vrchnotriasových vápencoch a začala jazerná sedimentácia ílov od Tés (Tés Clay); obsahujú aj vložky

sladkovodných vápencov s *Munieria* a *Chara*. Na báze majú polohu bentonitu; snáď išlo o pyroklastickú vložku z neznámeho vulkanizmu. Vo vyššej časti nastávajú oscilačné zásahy mora do tejto pôvodne jazernej oblasti (doložené asociáciami ostrakódov). V severovýchodnej časti územia sa vytvoril príbrežný ríf z rudistových vápencov (*Toucasia*), ktorý oddeľoval otvorenú morskú oblasť (Vertéssomlo Siltstone Formation) od spomenutej zarífovej lagunárnej oblasti súvrstvia Tés Clay. Prínos klastického materiálu do lagúny bol od SZ (l.c. obr. 6, str. 187). V strednom albe prestal prínos klastík a vytvorila sa rudistová rífová platforma spodnej časti vápenca od Zirc. Vo vrchnom albe sa panva v oblasti Bakony prehĺbila, bariérový ríf zanikol, vytvorili sa tenkolavicovité slienité vápence s amonitmi, pelagickou mikrofaunou a s hojným glaukonitom.

Záver

Alb znamená náhlu zmenu v charaktere sedimentácie. Karbonátové plošiny s akumuláciou plytkovodných organodetritických urgónskych vápencov barému—aptu zanikli — poklesli ešte pred začiatkom albu. Náhle prehĺbenie má v niektorých jednotkách charakter kolapsu, kedy po hiáte na hardgroundoch nasleduje priamo pelagická sedimentácia slieňovcov (čorštynská, manínska, haligovská, vysokotatranská a belianska jednotka).

Diferenciačné pohyby sa neobmedzovali iba na náhle poklesy, ale dochádzalo aj k rozsiahlemu vynoreniu zdrojov klastického materiálu z kordilér, vzniknutých pri kolíznych procesoch. Tektonický nepokoj pred albom viedol aj k vytvoreniu karbonátových brekcií — olistostrómov v križňanskej jednotke.

V Západných Karpatoch môžeme v albe rozoznávať dva odlišné typy zdrojov z asociácií ťažkých minerálov. Vo flyšovom pásme dominuje asociácia granát—zirkón, usadzuje sa výrazný siliciklastický flyš. V klapskej jednotke sú charakteristickým minerálom chrómspinelidy, miestami i glaukofán. V tatriku a fatriku je zastúpená zirkón—chrómspinelidová asociácia bez glaukofánu a flyšové pieskovce klapskej jednotky, tatrika a fatrika sú silne obohatené karbonátovým detritom (M. Mišík et al., 1980).

Oxidačno-redukčné podmienky sa odzrkadľujú na farbe slieňovcov. Čierne slieňovce sa vyskytujú v externej časti flyšového pásma (sliezska jednotka) a na niektorých miestach v tatriku. Výrazne červené slieňovce sa vyskytujú len v čorštynskej jednotke, kde má alb najmenšiu mocnosť (10 m). Redukčný charakter prostredia dokumentuje výskyt pelosideritových vložiek a pelokarbonátových konkrécií v sliezskej, manínskej a miestami aj v križňanskej jednotke. Najväčšie akumulácie glaukonitu a fosfátových zrn sú na báze albu vysokotatranskej a haligovskej jednotky a v najvyššom albe belianskej jednotky (fatrikum). Príznačná je prítomnosť prúžkovaných silicitov — spongolitov vo flyšovom pásme.

Sporadický výskyt bázických vulkanitov je v albe fatrika a azda aj tatrika a manínskej jednotky.

O nasúvaní centrálnokarpatských príkrovov v albe nemáme pozitívne dôkazy. Nepriamym ukazovateľom môže byť zmladzovanie najvyšších členov vrstevných sledov: v siliciku plytkovodný titón, v chočskom príkrove hoteriv (s ojedinelými kalciturbiditmi), v tylových častiach križňanského príkrovu alb, v čelných častiach križňanského príkrovu cenoman, v tatriku cenoman a ojedinele až spodný turón (Vysoké Tatry, Veľká Fatra).

Literatúra

- ADÁMEK, J., 1986: Geologické poznatky o stavbě mezozoika v úseku Jih jihovýchodních svahů Českého masivu. — *Zem. Plyn Nafta* 31, 4, Hodonín, 453—484.
- ANDRUSOV, D., 1959: Geológia československých Karpát, zv. II. — *Slov. Akad. Vied, Bratislava*, 1—375.
- BENEŠOVÁ, E., 1957: O podloží neogénu na vrtbě H-6 ve Gbelích. — *Zpr. geol. Výzk. v r. 1955, Praha*, 15—16.
- BENEŠOVÁ, E. — HANZLÍKOVÁ, E. — MATĚJKA, A., 1962: Příspěvek ke geologii kurovického bradla. — *Zpr. geol. Výzk. v r. 1961, Praha*, 185—186.
- BIRKENMAJER, K., 1959: Znaczenie skałki haligowieckiej dla geologii Pienińskiego pasa skałkowego. — *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 29, 1, Kraków, 73—88.
- BIRKENMAJER, K., 1962: Remarks on the geology of the Pieninische Klippenzone near Vienna (Austria). — *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. géogr.* 10 x, 1, Warszawa, 19—25.
- BIRKENMAJER, K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic unit of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians Poland. — *Stud. geol. pol.* 45, Warszawa, 1—158.
- BIRKENMAJER, K., 1985: Main Geotraverse of the Polish Carpathians (Cracow — Zakopane). Guide to excursion 2. Carpatho-Balkan Geological Association, XIII Congress, Cracow. — *Wyd. Geol. Warszawa*, 1—181.
- BORZA, K., 1980a: Lithological-microfacial characteristics of Upper Jurassic and Lower Cretaceous sediments of Belá Group (Strážovské vrchy mountains). — *Geol. Práce, Spr.* 74, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 33—56.
- BORZA, K., 1980b: Nové poznatky zo spodnej kriedy Strážovských vrchov. — *Zborník z konferencie v Smoleniciach, 1979: „Vážnejšie problémy geol. vývoja a stavby ČSSR; kľúčové územia a metódy ich riešenia“* (edit. M. Mahel), III., Bratislava, 241—264.
- BORZA, K., 1984: The Upper Jurassic-Lower Cretaceous parabiostatigraphic scale on the basis of Tintinnidae, Cadosinidae, Stomiosphaeridae, Calcisphaerulidae and other microfossils from West Carpathians. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.* 35, 5, Bratislava, 539—550.
- BORZA, K. — KÖHLER, E. — BEGAN, A. — SAMUEL, O., 1980: Výskyt belianskej skupiny západne od Bošáce. — *Geol. Práce, Spr.* 74, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 57—63.
- BORZA, K. — KÖHLER, E. — SAMUEL, O., 1978: Chronostratigrafia spodnej kriedy a jej aplikácie na Západné Karpaty. — *Geol. Práce, Spr.* 71, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 123—156.
- BORZA, K. — KÖHLER, E. — SAMUEL, O., 1979: Nové stratigrafické a tektonické poznatky o bradle Skalica. — *Geol. Práce, Spr.* 72, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 97—112.
- BORZA, K. — MARTÍNY, E., 1962: Výskum glaukonitového vápenca albu Javorovej doliny v Tatrách. — *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied* 13, 1, Bratislava, 161—172.
- BORZA, K. — MICHALÍK, J. — VAŠÍČEK, Z., 1987: Lithological, biofacial and geochemical characterization of the Lower Cretaceous pelagic carbonate sequence of Mt. Butkov (Manín unit, Western Carpathians). — *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied* 38, 3, Bratislava, 323—348.
- BOSÁK, P., 1978: Rudické plató v Moravském Krase — část III. Petrografie a diagenéza karbonátů a silicítů z reliktní jury u Olomučan. — *Čas. Morav. Musea v Brně, Vědy přír.* 58, Brno, 7—28.
- BUDAY T. a kol., 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR, 1:200 000, list Gottwaldov, Praha, 1—238.
- BUDAY, T. a kol., 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II, Západní Karpaty, sv. 2., Ústí. Úst. geol. — *Academia, Praha*, 1967, 1—651.
- BUJNOVSKÝ, A. — KANTOR, J. — VOZÁR, J., 1981: Radiometric dating of Mesozoic basic eruptive rocks of the Krížna nappe in the NW part of the Low Fatra. — *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied* 32, 2, Bratislava, 221—230.
- CSÁSZÁR, G., 1984: Middle Cretaceous paleogeography and evolutionary history sketch of the Transdanubian Central Range of key and reference sections. *Schriftenreihe der Erdwiss. — Komm. Bd. 7, Österr. Akad. Wiss., Wien*, 173—192.
- ELIÁŠ, M., 1970: Litologie a sedimentologie slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydech. — *Sbor. geol. Věd, Geol.* 18, Praha, 7—99.

- ELIÁŠ, M., 1979: Facies and paleogeography of the Silesian unit in the western part of the Czechoslovak Flysch Carpathians. — *Věst. Ústř. Úst. geol.* 54, 6, Praha, 327—339.
- FÉLEGYHÁZY, L. — NAGYMAROSY, A., 1991: New data on the age of the Lower Cretaceous formations in the Gerecse Mountains (Hungary). — *Geol. Carpath.* 42, 2, Bratislava, 123—126.
- FÜLÖP, J., 1976: The mesozoic basement horst block of Tatra. — *Geologica hung., Ser. geol.*, T. 16, Budapest, 1—229.
- GAŠPARIKOVÁ, V. — SALAJ, J., 1985: Albian and Cenomanian of the Manin on the basis of foraminifera and nannofossils in the Belušské Slatiny — Slopná area. — *Öster. Akad. Wissensch. Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen* 7, Wien, 43—65.
- HANZLÍKOVÁ, E., 1976: Biostratigraphy of the Cretaceous and Paleogene flysch in the borehole Jarošov-1. — *Věst. Ústř. Úst. geol.* 51, 3, Praha, 153—162.
- HANZLÍKOVÁ, E. — ROTH, Z., 1963: Review of the Cretaceous stratigraphy of the Flysch Zone in the West Carpathians. — *Geol. Sbor. Akad. Vied* 14, 1, Bratislava, 37—81.
- HANZLÍKOVÁ, E. — ROTH, Z., 1965: Attempt on paleogeographic reconstruction of outer West Carpathian sedimentation area. — *Geol. Práce, Zpr.* 36, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 5—30.
- HAŠKO, J. — SAMUEL, O., 1977: Stratigrafia kriedy varinského úseku bradlového pásma. — *Geol. Práce, Spr.* 68, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 49—67.
- HOUŠA, V., 1983: Vznik těles štramberského vápence u Štramberka. — *Věstník Ústř. Úst. geol.* 58, 4, Praha, 193—203.
- HOVORKA, D. — SPIŠIAK, J., 1988: Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. — *Veda, SAV, Bratislava*, 263.
- HOVORKA, D. — SÝKORA, M., 1979: Bázičné vulkanity neokómu križňanského príkrovu Veľkej Fatry. — *Čas. Mineral. Geol.* 24, 4, Praha, 371—383.
- CHMELÍK, F., 1971: Geologie zdounecké tektonické jednotky a její postavení v alpsko-karpatské soustavě. — *Sbor. geol. Věd, Geol.* 19, Praha, 123—149.
- JABLONSKÝ, J., 1978: Príspevok k poznaniu albu zliechovskej série Strážovských vrchov. — *Zborník „Paleogeografický vývoj Západných Karpát“* (edit. J. Vozár), *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 175—187.
- JABLONSKÝ, J., 1986: Sedimentologické štúdium porubského súvrstvia (alb—cenoman) tatrika a zliechovskej sekvencie. — *Kandidátska dizertačná práca, (MS), archív Katedry geol. a paleont. PFUK, Bratislava*, 211.
- KANTOR, J., 1960: Kriedové orogenetické procesy v svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika. — *Geol. Práce, Zpr.* 19, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 5—26.
- KAPOUNEK, J. — KRÖLL, A. — PAPP, A. — TURNOWSKY, K., 1967: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandsockels der Böhmischen Masse. — *Jb. Geol. Bundesanst.* 110, Wien, 73—91.
- KOTAŇSKI, Z., 1959: Z zagadnień transgresji albu wierchowiego w Tatrach. — *Przegl. geol.* 5, 8, Warszawa, 357—358.
- KOTAŇSKI, Z., 1961: Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowiego w Tatrach. — *Acta geol. Pol.* II, 2—3, Warszawa, 476.
- KÖHLER, E., 1980: Stratigrafia kriedových sedimentov na základe orbitolinidných foraminifer. — *Záverečná správa za 6. RP ŠPZ II-4-5/2c, MS, Bratislava*, 98.
- KRAJEWSKI, K. P., 1981: Pelagic stromatolites in the High-Tatric Albian limestones in the Tatra Mts. — *Kwart. geol.* 25, Warszawa, 731—759.
- KRAJEWSKI, K. P., 1983: Albian pelagic phosphate-rich macrooncooids from the Tatra Mts. (Poland). in T. M. Peryt (ed.): „Coated grains“. — *Springer-Verlag, Berlin—Heidelberg*, 344—357.
- KRAJEWSKI, K. P., 1984: Early diagenetic phosphate in the Albian condensed glauconitic limestones of the Tatra Mountains, West Carpathians. — *Sedimentology* 31, Amsterdam—New York, 443—470.
- KRYSTEK, J., 1959: Príspevok k poznání a stáří rudických vrstev. — *Čs. Kras* 1, Praha, 22—23.
- KRYSTEK, I. — SAMUEL, O., 1978: Výskyt kriedy karpatského typu severne od Brna (Kuřim). — *Geol. Práce, Spr.* 71, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 93—110.
- KSIAZKIEWICZ, M., 1956: Jura i kreda Bachowic. — *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 24, 2—3, Kraków, 121—405.
- KULLMANOVÁ, A. — VOZÁR, J., 1980: Hyaloklastitové lávy v slienovcovom súvrství spodného albu na strednom Považí. — *Miner. slov.* 12, 1, Sp. N. Ves, 53—42.

- KÚŠIK, R., 1959: Litologia sedimentárných sérií územia Oravic. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied 10, 1, Bratislava, 203—224.
- KYSELA, J. — MARSCHALCO, R. — SAMUEL, O., 1982: Litostratigrafická klasifikácia vrchnokriedových sedimentov maninskej jednotky. — Geol. Práce, Spr. 78, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 143—167.
- LEFELD, J., 1968: Stratygrafia i paleogeografia dolnej kredy wierchowej Tatr. — Stud. geol. pol. 24, Warszawa, 115.
- MAHEĽ, M., 1978: Manínska jednotka — čiastkový prikrov skupiny križňanského prikrovu. — Mineralia slov. 10, 4, Sp. N. Ves, 289—309.
- MARSCHALCO, R., 1982: Vývoj a geotektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma v karpatskej megaštruktúre. — Autoreferát doktorskej dizertačnej práce. Geol. Ústav SAV, Bratislava, 69.
- MARSCHALCO, R., 1986: Vývoj a geotektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma. Veda, Bratislava, 1—137.
- MARSCHALCO, R. — KYSELA, J., 1980: Geológia a sedimentológia bradlového pásma a maninskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. — Západ. Karpaty, Sér. Geol. 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—79.
- MARSCHALCO, R. — MIŠÍK, M. — KAMENICKÝ, L., 1976: Petrographie der Flysch — Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszonen (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei). — Západ. Karpaty, Sér. Geol. 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—124.
- MENČÍK, E. et al., 1983: Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. — Ústř. Úst. geol. — Academia, Praha, 1—304.
- MICHALÍK, J. — VAŠIČEK, Z., 1984: To the Early Mid-Cretaceous West Carpathian development: the age and environmental position of the „Škalica breccia“. — Geol. Zbor. Akad. Vied. 35, 5, Bratislava, 559—582.
- MIŠÍK, M., 1979: Sedimentologické a mikrofaciálne štúdium jury bradla vršateckého hradu (neptunické dajky, biohermný vývoj oxfordu). — Západ. Karpaty, Sér. Geol. 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—56.
- MIŠÍK, M., 1980: Súčasný problémy bradlového pásma. Zborník z konferencie v Smoleniciach 1979: „Vážnejšie problémy geol. vývoja a stavby ČSSR; kľúčové územia a metódy ich riešenia“ (edit. M. Maheľ: III. — Bratislava, 229—240).
- MIŠÍK, M. — JABLONSKÝ, J. — FEJDI, P. — SÝKORA, M., 1980: Chromian and ferric spinels from Cretaceous sediments of West Carpathians. — Min. slov. 12, 3, Sp. N. Ves, 209—228.
- MIŠÍK, M. — JABLONSKÝ, J. — MOCK, R. — SÝKORA, M., 1981: Konglomerate mit exotischem Material in dem Alb der Zentralen West-Karpaten — paläogeographische und tektonische Interpretation. — Acta. geol. geogr. Univ. Comen., Geol. 37, Bratislava, 5—55.
- MIŠÍK, M. — SÝKORA, M., 1981: Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových zlepcov bradlového pásma a maninskej jednotky. — Západ. Karpaty, Sér. Geol. 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—111.
- MIŠÍK, M. — SÝKORA, M. — JABLONSKÝ, J., 1991: Strihovské zlepenca a juhmagurská kordiléra. — Západ. Karpaty, Sér. Geol. 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—72.
- MIŠÍK, M. — SÝKORA, M. — MOCK, R. — JABLONSKÝ, J., 1991: Pročské zlepenca paleogénu bradlového pásma — materiál z neopieninského exotického chrbta. — Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. 46, Bratislava, 9—101.
- OŽVOLDOVÁ, L., 1979: Radiolarians from Rudina Beds of the Kysuca series in the Klippen Belt from locality Brodno. — Annotationes Zool. Bot., Slov. nár. múzeum 128, Bratislava, 1—14.
- PASSENDORFER, E., 1930: Studium stratygraficze i paleontologiczne nad kreda serii wierchowej w Tatrach. — Prace Pol. Inst. geol. II, 4, Warszawa, 351—677.
- PESLOVÁ, H., 1983: Distribuce těžkých minerálů ve slezské jednotce. (in E. MENČÍK a kol.: „Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny“). — Ústř. Úst. geol., Academia, Praha, 78—83.
- PREY, S., 1975: Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). In: M. Maheľ (ed.): „Tectonic problems of the Alpine system“. — Veda, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 57—68.

- ŘEHÁNEK, J., 1984: Nález mořského svrchního albu Českého masivu na jižní Moravě. — Geol. Práce, Spr. 81, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 87—101.
- SALAJ, J.—SAMUEL, O., 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—291.
- SALAJ, J.—SAMUEL, O., 1984: Microbiostratigraphical subdivision of West-Carpathian Mesozoic and Paleogene. — Západ. Karpaty, Sér. Paleont. 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 11—71.
- SAMUEL, O. et al., 1988: Stratigrafický slovník Západných Karpát III. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—292.
- SAMUEL, O.—BORZA, K.—KÖHLER, E., 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathian). — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—246.
- SOKOLOWSKI, S. (edit.), 1973: Budowa geologiczna Polski t. I., Stratygrafia, cz. 2 Mezozoik. — Inst. Geol., Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 1—806.
- STRÁNÍK, Z., 1987: Stratigrafie ČSSR. Flyšové pásmo na Moravě (stratigrafická tabulka). — Ústř. Úst. geol. Praha.
- SZTANÓ, O., 1990: Submarine fan-channel conglomerate of Lower Cretaceous, Gerecse Mts., Hungary. — N. Jb. Geol. Mh., 7, Stuttgart, 431—446.
- ŠMÍD, B.—MENČÍK, E., 1983: Těšinitový vulkanismus slezské jednotky. (in E. Menčík a kol.: „Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny“). — Ústř. Úst. geol., Academia, Praha, 69—73.
- TRUNKÓ, L., 1969: Geologie von Ungarn. — Beitr. zur regionalen Geologie der Erde, Bd. 8., ed. Bornträger, Berlin—Stuttgart, 257.
- VAIL, P. R.—MITCHUM, R. M., Jr.—THOMSON, S. III., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In C. E. Payton (ed.): „Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon“. — Memoir Amer. Assoc. Petrol. Geol. 26, Tulsa, 83—97.
- VAŠÍČEK, Z., 1977: Makrofaunistická charakteristika dílčích tektonických šupin ve slezské jednotce (malm—cenoman). — Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. v Ostravě, Ř. horn. geol. 1, čl. 452, Ostrava, 177—194.
- VAŠÍČEK, Z.—MICHALÍK, J.—BORZA, K., 1983: To the „Neocomian“ biostratigraphy in the Křížná-Nappe of the Strážovské Vrchy Mountains (NW Central Carpathians). — Zitteliana 10, München, 467—483.
- WILSON, J. L., 1975: Carbonate facies in geologic history. — Springer-Verlag, Berlin—Heidelberg—New York, 470.

MILAN MIŠÍK—JOZEF JABLONSKÝ

Paleogeographical outline of Albian stage of West Carpathians Mts.

(Summary)

The predominant flysch facies in the Albian of the West Carpathians has a different character in every unit, owing to the extensive dissection of the depositional area. In relation to the carbonate, pelagic sedimentation of the Lower Cretaceous the Albian represents a turning-point period characterized by the transport of clastics from new source areas — intrabasinal cordilleras (exotic ridges). Carbonate platforms with the accumulation of shallow-water organodetrital Urgonian limestones of the Barremian — Aptian stages disappeared: they collapsed before the commencement of the Albian stage. In some units the sudden deepening has the character of a collapse when the hiatus on hardgrounds is immediately followed by pelagic sedimentation of marlstones (the Czorsztyń-, Manín-, Haligovce-, High Tatra- and Belá units).

The differentiation movements did not result only in sudden collapses but also in extensive emergence of sources of clastic material from cordilleras (exotic ridges) resulting from collisions. Tectonic activities prior to the Albian also gave rise to carbonate breccia — olistostromes in the Křížná unit. In the Albian of the West Carpathians two different types of sources from heavy minerals assemblages may be distinguished: In the Flysch Belt the garnet — zircon assemblage is

dominant and siliciclastic flysch deposits there. Chromspinellides and sporadic glaucophane are characteristic minerals in the Kłape unit. The zircon — chromspinellide assemblage without glaucophane is present in the Tatricum and Fatricum; flysch sandstones of the Kłape unit, of the Tatricum and Fatricum are strongly enriched with carbonate detritus.

Oxide-reducing conditions are reflected in the colour of marlstones. Black marlstones occur in the external part of the Flysch Belt (the Silesian unit) and in some places of the Tatricum. Conspicuously red marlstones occur only in the Czorsztyn unit with the least thicknesses of the Albian (10 m). The reduction character of the environment is documented by occurrences of pelosiderite intercalations and pelocarbonate concretions in the Silesian and Manin units, and sporadically also in the Križna unit. The largest accumulations of glauconite and of phosphate grains are at the base of the Albian in the High-Tatra and Haligovce units, and in the Uppermost Albian of the Belá succession (Križna nappe). Characteristic is the presence of striped silicites — spongolites in the Flysch Belt.

Basic volcanics occur sporadically in the Albian of the Križna nappe and perhaps of the Tatricum and of the Manin unit.

The Albian Flysch sequences range to maximum thicknesses in the Kłape unit, in the zone of the collision between the Central-Carpathian block with the margin of the stable Europe (substratum of the Outer Carpathians). The collision was caused by the closing of the oceanic basin denoted by the authors as the Pieniny-, Kłape- or the Pieniny-Meliata ocean). The collision processes (overthrusts, imbrication, obduction, collision mélangé) proceeded in the Austrian tectonic phase similarly to the commencing overthrusting of southern units (higher Central-Carpathian nappes).

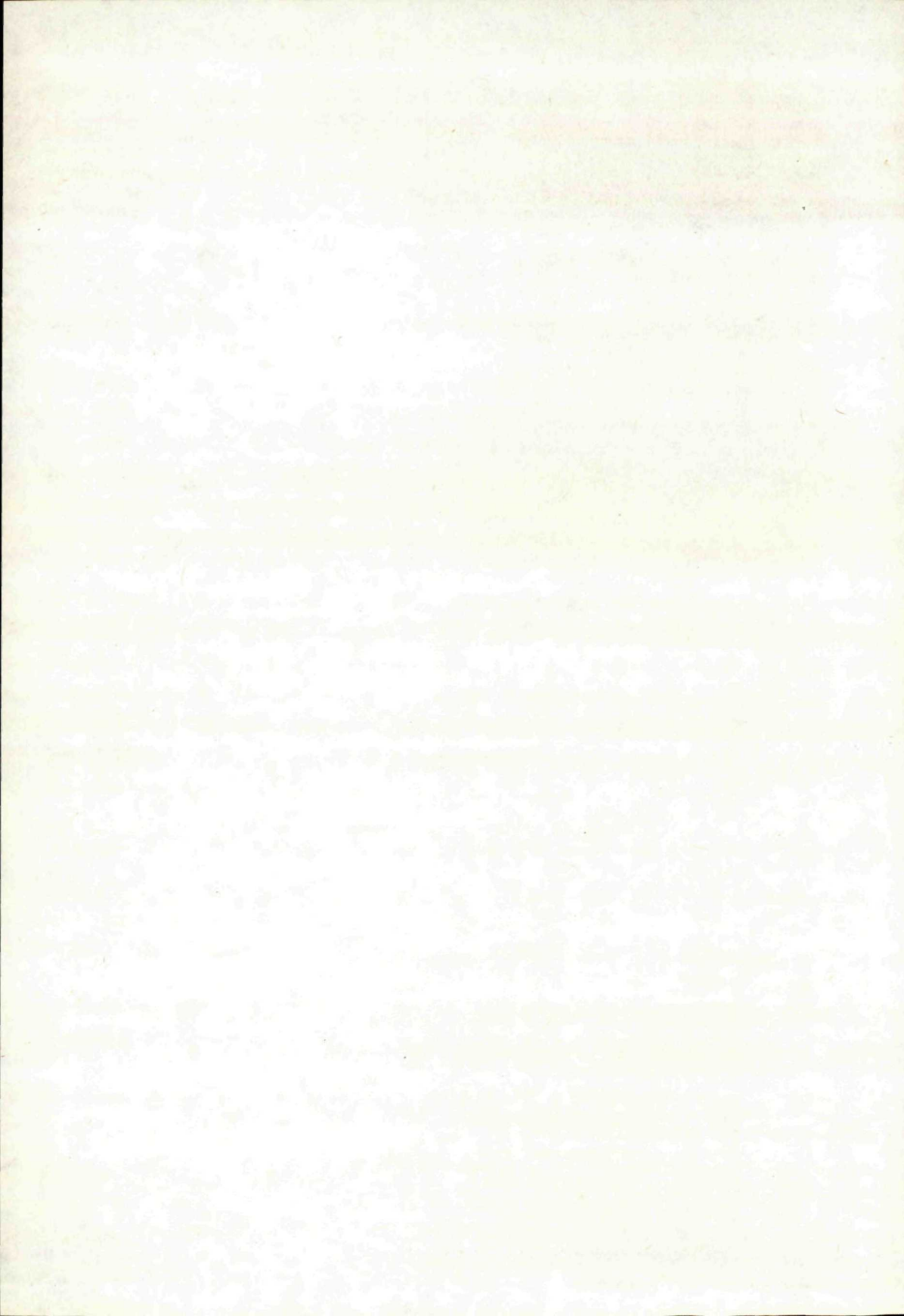
We have no positive evidence of the overthrusting of Central-Carpathian nappes in the Albian stage. The overthrusting may be indirectly indicated by rejuvenation of the uppermost members of bed sequences: the shallow-water Tithonian in the Silicicum, the Hauterivian (with occasional calciturbidites) in the Choč nappe, the Albian in back parts of the Križna nappe, the Cenomanian in frontal parts of the Križna nappe, the Cenomanian and sporadic Lower Turonian in the Tatricum (Vysoké Tatry Mts., Velká Fatra Mts.).

Explanations of text-fig.

Fig. 1 Schematical paleogeographical outline of Albian in West Carpathians

Explanation: 1 — dry land; 2 — thick continental crust; 3 — thinned continental crust; 4 — shallow-water limestones; 5 — sandy limestones; 6 — clayey (marly) limestones; 7 — sandstones; 8 — spongolites; 10 — claystones, clayey shales; 11 — breccia; 12 — reefs; 13 — turbidites; 14 — hardgrounds; 15 — pebbles and blocks of Albian blocks in younger sequences; 16 — well data; 17 — overthrusts; 18 — folded areas; 19 — volcanics and volcanoclastics; 20 — glauconite; 21 — phosphate; 22 — pelosiderite; 23 — situation of Vienna; 24 — situation of Bratislava (unfolded from the NW foreland of the Carpathians, regarded as stable). Following are the units unfolded from the north to the south. Flysch Belt: the Subsilesian-, Silesian-, Magura units; the Klippen Belt; the Czorsztyn-, Pieniny- (Kysuce-), Kłape-, exotic (exotic ridge = cordillera) units; the Central and Inner Carpathians; the Manin—Haligovce-, the Tatric-, Križna-, Vepor-, Choč-, Silica-, Meliata- units.

Translated by E. Böhmer



MICHAL POTFAJ — MARIÁN SAMUEL — JARMILA RAKOVÁ — ONDREJ SAMUEL

Geologická stavba Kubínskej hole (Orava)

18 obr., 13 fotogr. tab. (I—XIII), angl. resumé

Abstract. We have distinguished 7 basical lithofacies in the Orava—Magura unit in the area of Kubínska hoľa. On the basis of the lithofacies we have defined four formations: the Malcov Fm., the Racibor Fm., the Zábava Fm. and the Magura Formation. In the Racibor Fm. the Račová Member has been distinguished separately. All the formations deposited under different conditions in the flysch basin: the Magura Fm. in the middle and upper parts of the submarine fan; in the channel zone and in lobes; the Racibor Fm. in the interlobe areas and partly on the slope; the Malcov Fm. on the base of slope and below. The Zábava Fm. represents an informal connecting unit between the Magura and Racibor formations. The formations deposited in the time from the Late Paleocene till the Early Oligocene.

The Kubínska hoľa range forms an amputated syncline with core of the Racibor Fm. The syncline is on the north and south bordered by strike-slip faults. Tectonic convergence of the Orava—Magura unit and the Klippen Belt took place along these strike-slip faults.

Obsah

Úvod	26
Doterajší stav problematiky výskumu	26
Použitá metodika výskumu	27
Terminológia	28
Definícia a opis litofácií Kubínskej hole	28
Magurská fácia	28
Raciborská fácia	31
Račovská fácia	31
Malcovská fácia	33
Hruštínska fácia	33
Sklzové fácie	33
Charakteristika súvrství	35
Magurské súvrstvie	35
Raciborské súvrstvie	41
Račovské vrstvy	46
Zábavné súvrstvie	47
Malcovské súvrstvie	48

RNDr. M. POTFAJ, CSc. — RNDr. J. RAKOVÁ — RNDr. O. SAMUEL, DrSc., Geologický ústav
D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

RNDr. M. SAMUEL, Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

Vzťahy litostratigrafických jednotiek	49
Tektonika	50
Paleogeografické úvahy	55
Záver	57
Literatúra	58
Resumé	59
Vysvetlivky k tab. I—XIII	65

Úvod

Kubínska hoľa tvorí najvyššiu časť horského hrebeňa Oravskej Magury. Jej najvyššou kótou je Minčol — 1395 m. Nosnú kostru stavby tvorí súvrstvie magurských pieskovcov (v zmysle C. M. PAULA, 1868 a M. POTFAJA, 1983), ktoré majú tu, na Oravskej Magure, svoje domovské miesto. Zvýšený záujem o najvnútornejšie magurské jednotky a otvorená problematika magurských pieskovcov (pôvod materiálu, vek? a typ sedimentačného prostredia, ale aj paleogeografické postavenie vnútorného okraja magurskej jednotky) nás inšpirovali k prebádaniu hrebeňa Kubínskej hole. Orientovali sme sa predovšetkým na zistenie základných úložných pomerov, overenie vrstevného sledu a na spresnenie biostratigrafie.



Doterajší stav problematiky výskumu

Zo širokého pruhu „Karthensandsteinzone“ vyčlenil C. M. PAUL (1868) petrografický typ magurského pieskovca, ktorého rozšírenie udáva prakticky pre celú Oravu. Podľa pôvodného opisu ide o „prevažne čisto kremenné, hrubozrnné pieskovce s ojedinelými kremennými zrnami, prechádzajúcimi do kremitého zlepenca“ (l. c., p. 244). Uloženie

vrstiev opisuje ako synklinálne, ich vek udáva ako eocén. K týmto pieskovcom priradil aj pieskovce Babej hory.

Pieskovcom bol neskôr pripisovaný vek vrchný eocén až spodný oligocén (D. ANDRUSOV, 1928—1938). V etape zostavovania máp 1:200 000 boli pieskovce považované za vrchnoeocénne podľa mikrofauny zo vzoriek mylne pokladaných za vzorky z tohto súvrstvia (E. HANZLÍKOVÁ, 1956, 1958). Na základe toho bola potom nesprávne interpretovaná aj stavba tohto územia (A. MATĚJKA—F. CHMELÍK, 1956). V roku 1983 stanovil M. POTFAJ vek súvrstvia v oblasti Oravskej Magury v rozpätí vrchný paleocén až spodná časť stredného eocénu. Vrstevný sled bol upravený v postupnosti: magurské pieskovce — prechodné súvrstvie — malcovské vrstvy (súvrstvie). Magurské pieskovce tvoria v hrebeni Oravskej Magury úzko zovretú synklinálu s výrazne redukovaným južným krídlom, ktoré leží prevrátené k J na bradlové pásmo. Menšie šupiny magurských pieskovcov sú zacviknuté aj v štruktúre bradlového pásma. R. MARSCHALCO—M. POTFAJ (1982) robili sedimentologickú štúdiu magurských pieskovcov, z ktorej vyplýva, že transport materiálu bol od SV k JZ, šikmo do priestoru dnešného bradlového pásma. Prostredie depozície bolo stanovené ako stredná až spodná časť náplavového kužela, vzdialená najmenej 45 km od zdrojovej oblasti turbiditných prúdov.

Použitá metodika výskumu

Počas terénnych prác boli vyčlenené makroskopicky odlišiteľné vrstevné celky (súvrstvia). Ukázalo sa však, že začlenenie do súvrstvia je miestami značne subjektívne, pretože sa skladajú z viacerých rôznych litofácií. Preto sme v ďalšom postupe vyčlenili a definovali základné typy litofácií (resp. faciotypov), ktoré sa na území vyskytujú. Jednotlivé súvrstvia sú potom definované pomocou týchto faciotypov.

Dokumentovali sme odkryvy a litologické profily na účely stratigrafie a sedimentológie. Odoberali sme vzorky na petrografické vyhodnotenia a biostratigrafické určenia (nanoplanktón, foraminifery, peľ a spóry). Pre biostratigrafické účely nemajú jednotlivé skupiny organizmov rovnaký význam, dokonca ani jednotlivé metodiky nie sú rovnocenné. Ukázalo sa, že najbohatšie spoločenstvá čo do zastúpenia druhov, respektíve počtu jedincov tvorí vápnný nanoplanktón, získaný z vápnných ílovcov či slieňovcov, avšak ten vo väčšine prípadov nie je pôvodný, ale redeponovaný do sedimentov zo starších súvrstvia. Foraminifery získané vyplavením z ílovcov potvrdili už prv získanú skúsenosť, že sa vyskytujú predovšetkým širokorozsahové aglutinované druhy, nevhodné na užšie datovanie. Naproti tomu sme zistili pomerne hojný výskyt vápnných schránok planktonických foraminifer vo výbrusoch z najvyšších intervalov (T_b , T_c) pieskovcových lavíc (T_b , T_c intervaly) raciborského súvrstvia. Planktonické foraminifery sú vrchnoeocénne až spodnooligocénneho veku a kontrastujú so spoločenstvami (či už nanoplanktónu alebo foraminifer) z ílovcov. Zvlášť markantný je rozdiel zistený v slieňovcovej vrstve (d. b. 328), kde chudobné nanoplanktónové spoločenstvo tvoria výlučne kriedové druhy, zatiaľ čo vo výbruse sú identifikované vrchnoeocénne — spodnooligocénne planktonické foraminifery (pozri ďalej).

Paleoprúdové vyhodnotenia sme robili selektívne pre jednotlivé faciálne typy v rámci odkryvu, bloku alebo štruktúry, aby sme vylúčili vplyv druhotnej deformácie paleoprúdového systému na jednotlivé súvrstvia. Konfrontovali sme aj navzájom smery prúdov zistené pomocou jednotlivých metodík (imbrikácie zrn, šikmé zvrstvenia, stopy po vŕšení, prúdové erózne stopy (obr. 19).

Terminológia

Magurské pieskovce (súvrstvie) — pod touto litostratigrafickou jednotkou rozumieme pieskovcový komplex v zmysle M. POTFAJA (1983), teda flyšové súvrstvie prevažne hrubozrnných a strednozrnných pieskovcov s tenkými vložkami ílovcov (pozri ďalej). Tento pojem nie je totožný s takzvanými „magurskými vrstvami“, respektíve „pieskovcami“ v zmysle poľských geológov (napr. M. KSIĄŻKIEWICZ, 1956, N. OSZCZYPKO, 1973, K. ŻYTKO, 1962).

Index zvrstvenia —(I)— počet vrstevných rytmov kompletu pieskovec + ílovec na 1 m hrúbky.

Pieskovcový pomer —(P)— udáva pomer hrúbky vrstiev pieskovcov (psefitov + psamitov) voči vrstvám pelitov (ílovcov) v profile súvrstvia. Neodlišovali sme geneticky rôznorodé typy pelitov (turbiditné či (hemi-) pelagické).

Definície a opis litofácií na Kubínskej holi

Magurská fácia

Odlišujeme dve subfácie: A1 — hrubozrnné pieskovce až drobnozrnné zlepenca a A2 — jemnozrnné až hrubozrnné pieskovce s vložkami ílovcov. Obe subfácie majú zhruba rovnaké modálne (petrografické) zloženie, okrem dominujúceho kremeňa sú zastúpené úlomky granitov, fylitov, rúl, kremencov, živcov, ojedinele karbonáty, prípadne i vzácne schránky organizmov (tab. 1).

Subfácia hrubozrnných pieskovcov a drobnozrnných zlepenecov — A1 (obr. 1, 6) — tvoria ju hrubolavicovité telesá prevažne hrubozrnných (menej strednozrnných) drobových pieskovcov až zlepencovitých pieskovcov s hrúbkou 2—4 m, ale i viacej. Mocnejšie lavice sú zložené (opakované gradačné zvrstvenie i niekoľkých rytmov). Častá je korytovitá erózia pri báze nového rytmu, nad ktorou nasleduje negatívny Loweho R1 interval, bežné sú však i sekvencie R_2-S_{1-2-3} (tab. I, obr. 1, 2).

V úplných sekvenciách, ktoré sa však vyskytujú zriedkavo, sú v závere zachované nevýrazné šikmo zvrstvené intervaly jemnozrnej frakcie.

Zlepencové intervaly sú pri báze vrstiev, alebo sa vyskytujú uprostred v podobe nestálych paralelných vrstvičiek a šošovkovitých vtrúsenín. Veľkosť zŕn je 1—3 mm, v hrebeňovej časti Kubínskej hole sú aj 9 mm kremenné valúny, ojedinele až 1—3 cm v priemere.

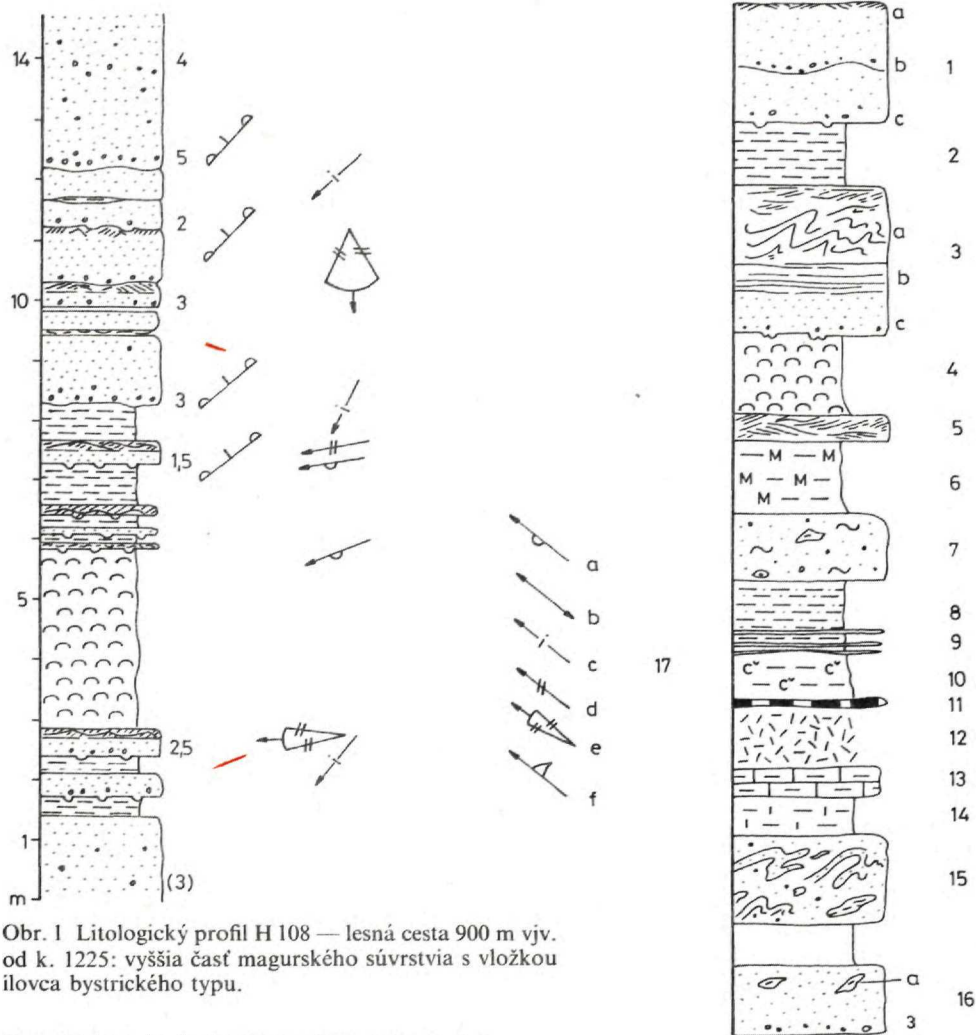
Hrubšie zrná sú vo väčšine prípadov imbrikovane uložené, $P = 10$, $I = 0,8-1,3$.

Interpretácia: Typ subfácie A1 zodpovedá faciálnym triedam A2 a B2 K. PICKERINGA et al. (1986). Pieskovce a zlepenca sedimentovali z vysokokoncentrovaných zvodnených prúdov (liquefied flow) a hustých turbiditných prúdov pomerne rýchlym procesom vypadávanía zŕn zo suspenzie, prípadne z takzvanej trakčnej fázy (koberca) takzvaným stuhnutím — „zamrznutím“.

Subfácia indikuje sedimentáciu v prívodných kanáloch, prípadne na ich vyústení. Podľa D. STOWA (1985) by mohlo ísť dokonca o výplň v proximálnej časti prívodového kanála.

Subfácia jemnozrnných až hrubozrnných drobových pieskovcov s vložkami ílovcov — A2 — (obr. 1, 2; tab. II, obr. 1; tab. III, obr. 1—3).

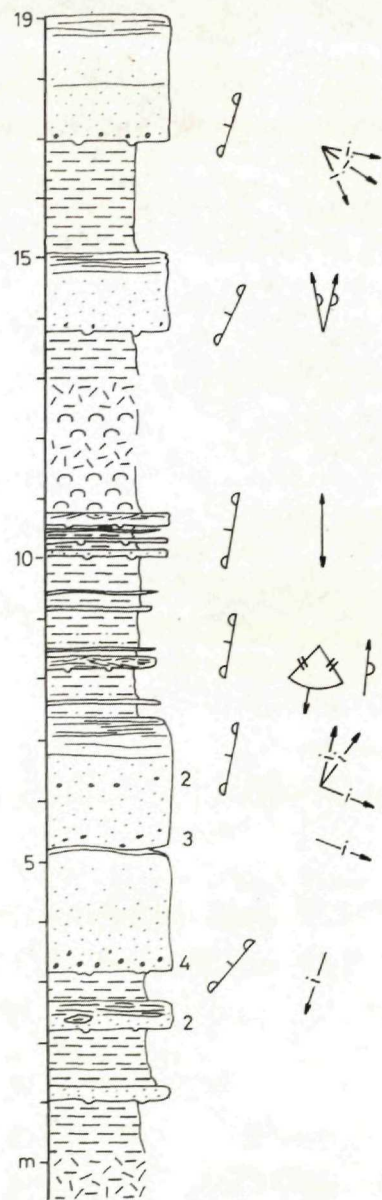
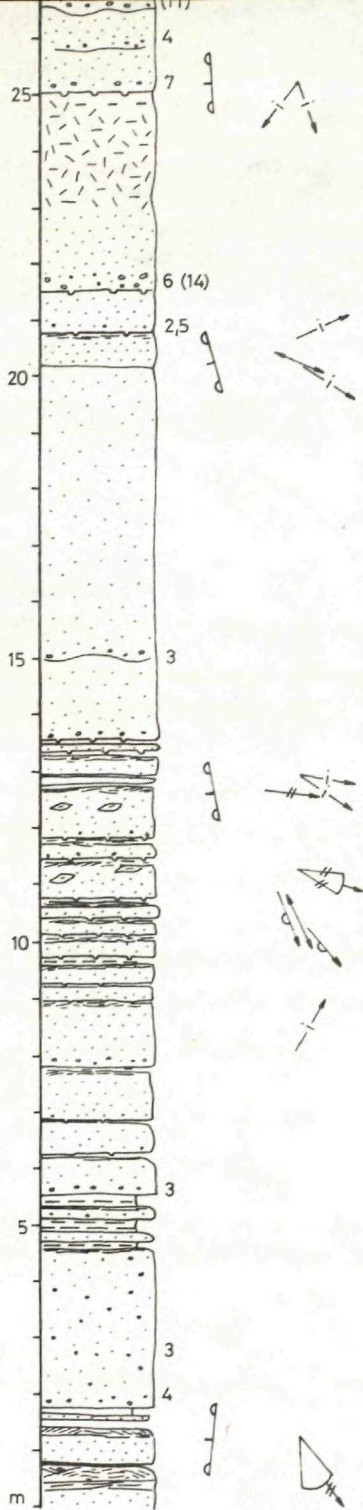
Reprezentujú ju 15—250 cm hrubé lavice drobových pieskovcov s gradačným zvrstvením, jemnozrnné a strednozrnné typy sú nevýrazne zvrstvené, v zásade ide o Boumov Ta



Obr. 1 Litologický profil H 108 — lesná cesta 900 m vjv. od k. 1225: vyššia časť magurského súvrstvia s vložkou ilovca bystrického typu.

Vysvetlivky k litologickým profilom (obr. 1—11)

1 — magurský typ pieskovca, drobové hrubozrné až jemnozrné pieskovce: a — šikmé zvrstvenie, b — vnútrovrstvomé erózne štruktúry, c — gradačné zvrstvenie s ojedinelými väčšími valúnmi na spodnej ploche prúdovej stopy; 2 — ilovce; 3 — pieskovce raciborského súvrstvia s kompletnou turbiditnou sekvenciou: a — konvolútne deformácie, b — paralelná laminácia, c — gradačný interval; 4 — ilovce bystrického typu s lastúrnatou odlučnosťou; 5 — jemnozrné pieskovce so šikmým zvrstvením; 6 — modrosivé vápnité ilovce s tabuľkovitou odlučnosťou (malcovský typ); 7 — netriedené hrubozrné pieskovce s ílovčovými útržkami — debris; 8 — piesčité ilovce; 9 — tenkorytmický flyš; 10 — červené ilovce; 11 — pelokarbonáty; 12 — zasutené úseky; 13 — slieňovce; 14 — slieňe, tvrdé vápnité ilovce; 15 — sklzové telesá; 16a — ílovčové útržky, (3) — priemer najväčších zrn v pieskovcoch v mm; 17 — smery prúdových štruktúr a textúr: a — erózne stopy, b — stopy po vlečení, c — imbrikácia, d — šikmé zvrstvenie, e — šikmé zvrstvenie z viacerých meraní, f — deformácie vnútorných textúr vplyvom sklzávaní po svahu.



Obr. 3 Litologický profil H 92 — lesná cesta 800 m jyv. od k. Prislup (1032): raciiborské súvrstvie, raciiborská fácia. Dve lavice uprostred predstavujú magurskú fáciu (A 2).

Obr. 2 Litologický profil H 104 — lesná cesta 1300 m v. od k. 1225: magurské súvrstvie. V spodnej časti fácia A 2, vyššie fácia A 1.

interval. V úplných vrstvách je v závere zachovaný tenký (1—4 cm) nevýrazný „c“ interval, takže sekvencia má charakter Tac. Bázy vrstiev sú ploché, so stopami po vlečení. Bežné sú aj erózne stopy (tab. III, obr. 4).

Pieskovcové lavice sú oddelené vrstevnou škárou alebo vrstvičkami (0,1—0,5 cm, ojedinele do 15 cm) muskovitických piesčitých ílovcov, zelenohnedých ílovcov alebo slabovápnných hnedosivých ílovcov. $P \geq 3,5$, $I = 0,9—1,6$.

Interpretácia: Zrnitostné zloženie, typy zvrstvení a celkový charakter subfácie radí pieskovce k sedimentom z hustých turbiditných prúdov, ukladaných pri zníženej energii prúdu, teda pri dostatočnej vzdialenosti od generačnej oblasti prúdu, pravdepodobne pri lome terénu — dna bazénu. Takéto formy môžu charakterizovať vyššiu, prípadne strednú časť podmorských kuželov v náplavovom laloku. Subfácia sa vyskytuje v spojení so subfáciou A1, ale aj B a D2.

Raciborská fácia — B — (obr. 3, 7) je charakterizovaná vápnnými ílovcami a strednozrnnými až jemnozrnnými pieskovecami. Pieskovce sú triedené lepšie než pieskovce magurskej fácie, obsah základnej hmoty je nízky.

Vrstvy dosahujú hrúbku 5—15 cm, majú T_{bc} a T_c zvrstvenia, alebo 10—200 cm (ojedinele viacej), ktoré majú charakteristické T_{bc} , respektíve T_{abc} a T_{ac} sekvencie, pritom gradačný interval je veľmi redukovaný a „b-c“ interval je často konvolútne deformovaný (tab. IV, obr. 1, 2). Pieskovce majú sekvencie typické pre normálne turbidity, prevažujú takzvané „base-cut“ sekvencie, sú porovnateľné s fáciami B 2/1 a C 2/1 D. STOWA (1985). Spodné plochy pieskovcov sú s eróznymi stopami (flute) a časté sú aj bioglyfy typu *Helminthopsis* a podobne.

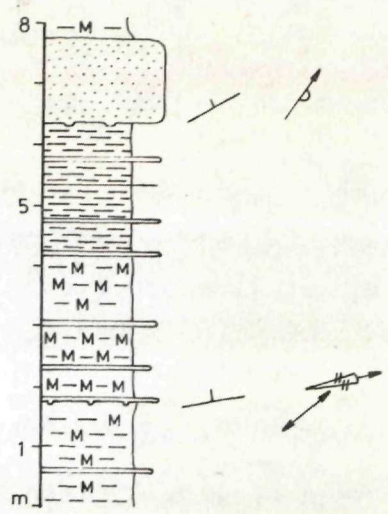
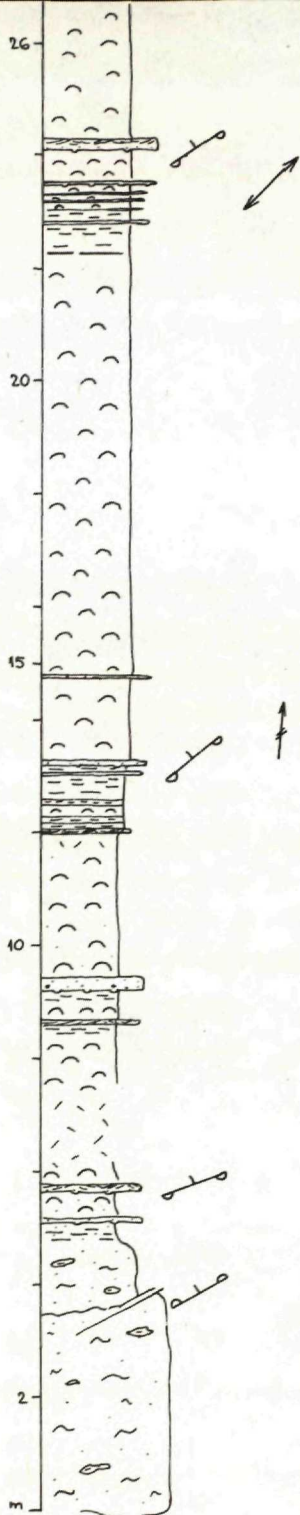
Pieskovce sú previazané dohora so zeleno- a hnedosivými ílovcami, zväčša vápnnými, s lastúrnatou odlučnosťou (typ bystrických ílovcov), miestami, najmä pri báze, sú dosť siltovité. Tvoria prirodzené pokračovanie sekvencie pieskovcových lavíc ako T_d interval. Ílovce dosahujú hrúbku 5—50 cm, ojedinele aj 250 cm.

Paleoprúdový vzor fácie je pomerne stály, rozptyl je 45° pre erózne a vlečné stopy, 100° pre šikmé zvrstvenia. Ojedinelé „abnormálne“ výchylky o $90—170^\circ$ oproti prevládajúcejmu smeru sú namerali v niekoľkých úrovniach na dokumentačnom profile H 88 (obr. 7). Podľa schémy D. STOWA (1985) možno fáciu umiestniť do prostredia piesčitých lalokov v ich spodnejšej časti, hoci niektoré spoluvystupujúce fácie (F) nevyklučujú aj uloženie pod svahom. Nemožno vylúčiť ani prípadnú lokalizáciu do medzilalokových priestorov, čomu by nasvedčovalo spoluvystupovanie C a D fácií.

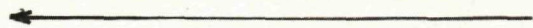
Račovská fácia — C — (obr. 4, 9) predstavuje takmer výlučne obsah vápnných žltosivých, sivých a okrových ílovcov s guľovitou alebo lastúrnatou odlučnosťou (tab. VII, obr. 1), po zvetraní majú oranžovohnedú patinu. Ílovce 15—600 cm mocné obsahujú siltovú prímes, ktorá sa smerom do nadložia vytráca a možno ich považovať za sedimenty turbiditných prúdov (T_{d-e} A. BOUMA, 1962, E2—3 F. PIPER, 19, T5—7 D. STOW, 1985). Tenké vrstvičky 1—20 cm (ojedinele až 65 cm) jemnozrnných pieskovcov až siltovcov sú zriedkavé, obsahujú obvykle T_c zvrstvenie Boumu, respektíve T2 Stowa, či E1 Pipera. Pomer $P \leq 0,15$, $I = 0,2—1$.

Subfácia červených ílovcov — C2 — je tvorená mierne siltovitými červenými, miestami červenohnedými vápnnými ílovcami. Sú vo vrstvách 20—60 cm, majú lastúrnatú odlučnosť, ich vystupovanie je viazané na žltosivé vápnné ílovce račovskej fácie (obr. 9).

V ílovcoch je redeponované spoločenstvo nanoplanktónovej flóry a planktonické foraminifery (pozri ďalej). Predpokladáme sedimentáciu zo zriadených turbiditných prúdov. Fácia indikuje prostredie mimo dosah silných a koncentrovaných turbiditných



Obr. 5 Litologický profil H 91 — lesná cesta 800 m jv. od k. Príslop (1032): malcovská fácia v raciborskom súvrství. Pieskovcová lavica v nadloží obsahuje glaukonit.



Obr. 4 Litologický profil H 306 — Raciborský potok 1150 m jv. od k. 1225: račovské vrstvy, račovská fácia. Naspodku je teleso debrisu (fácia F 3).

prúdov, teda svah, prípadne medzikanálové či medzilokové uloženiny na náplavovom kuželi. Spolu s fáciami sklzových telies by fácia mohla determinovať aj podsvahové uloženiny.

Malcovská fácia — D — (obr. 5, 8, 10) je tvorená jemnozrnnými pieskovecami až siltovcami s hrúbkou vrstiev 3—15 cm, ojedinele až 25 cm s T_{ac} a T_c zvrstvením, prechádzajúcimi do vápnitých modrosivých, sivých a svetlých ílovcov s tabuľkovito-čriepkovitým rozpadom s hrúbkou vrstiev 10—100 cm. Niektoré ílovce sú slabo siltovité, čo by indikovalo sedimentáciu z chvosta turbiditného prúdu. Pomer $P = 0,1—0,4$, zriedkavo viacej (dok. bod H16), $P = 1,2$; index zvrstvenia $I = 0,7—1,3$, priemerne 1,1.

Interpretácia: Fácia by mohla predstavovať okrajové uloženiny kuželov, resp. uloženiny svahov a ich úpätia, často sa s ňou spája fácia sklzových telies (F).

Subfácia D2. V podstate sú to tenké (1—5 cm) vrstvy jemnozrnných muskovitických pieskovecov, s výraznou šikmou lamináciou (T_c). V nadloží pokračujú do sivých muskovitických ílovcov, len zriedkavo slabo vápnitých, s mocnosťou do niekoľko cm. Subfácia je viazaná na magurskú fáciu (A2), celkove tvorí súbory s hrúbkou niekoľko centimetrov až málo metrov, označované ako tenkorytmický flyš (dok. bod H27, tab. II, obr. 2; obr. 8).

Interpretácia: Prostredie prikanálových hrádzí (levee) a medzikanálových rovní.

Hruštínska fácia — E — (obr. 7) — sú to lavice (25—200 cm) hrubozrnných až stredozrnných pieskovecov s gradačným zvrstvením, vo vrchnej časti lavíc sú jemnozrnné, s náznakom paralelného alebo šikmého zvrstvenia. Sekvencia zvrstvenia pieskovecov je T_{abc} , T_{ab} alebo T_{ac} ; „b“ prípadne „c“ interval je obvykle konvolútne deformovaný. Na spodných plochách sú hojné prúdové stopy, bioglyfy sú zriedkavé. Pieskovce majú zvýšený obsah základnej hmoty (sú drobové), vo vyššej časti sú časté ploché útržky ílovcov s veľkosťou v priemere až do 15 cm. Dohora pieskovcové vrstvy prechádzajú do mierne piesčitých ílovcov s hrúbkou vrstiev 10—60 cm.

Interpretácia: Uloženiny turbiditných prúdov s pomerne dobrou vertikálnou diferenciáciou, typickou pre vyzreté turbiditné prúdy. Sedimentovali na širokom voľnom priestranstve — medzilokové sedimenty (?), respektíve z prúdov vylievaných priamo z kanálov po povrchu kužela v jeho nižšej časti.

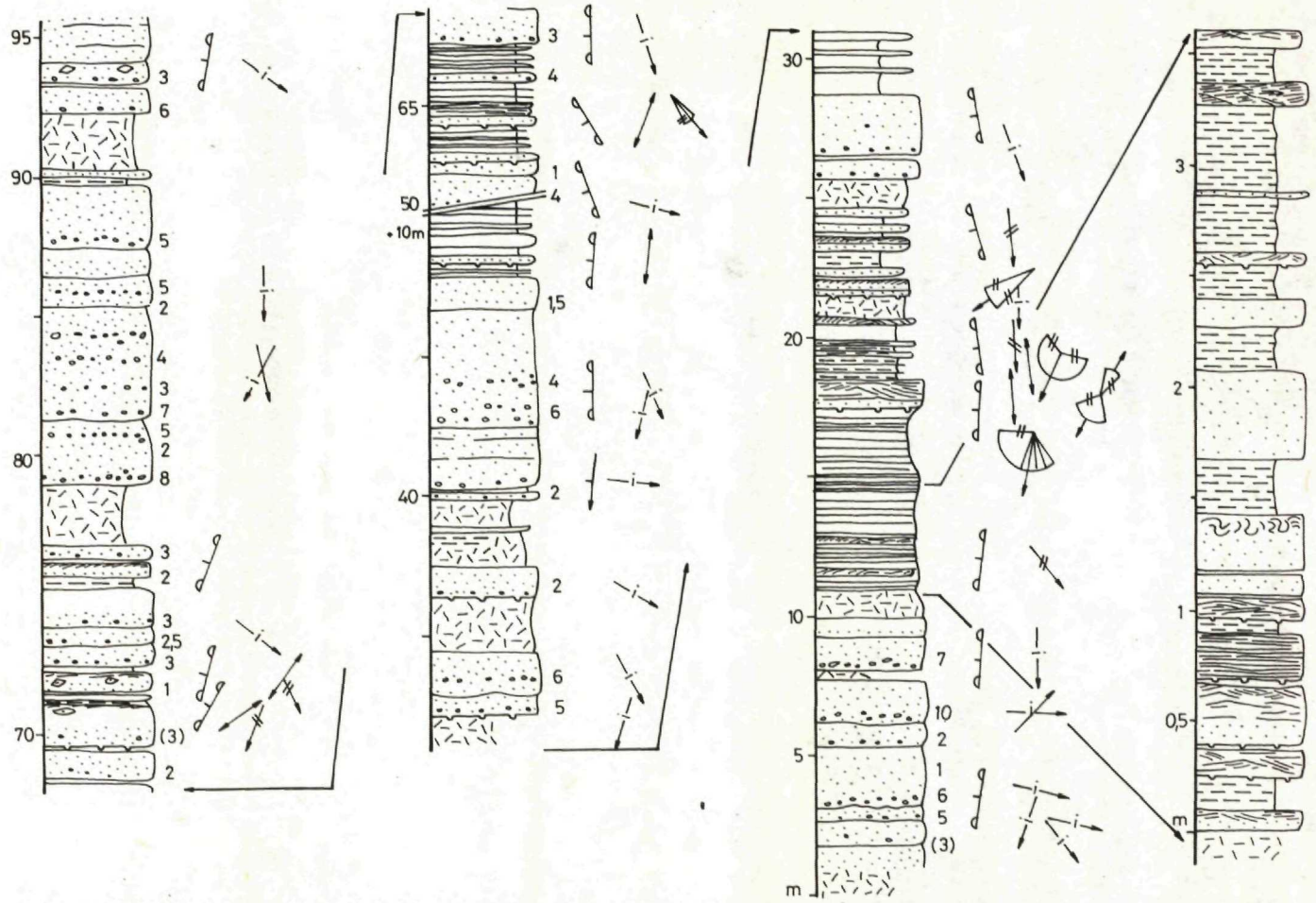
Fácia sklzových telies — F1 — sú to nepravidelné lavicovité telesá s hrúbkou 20—150 až 300 cm. Tvoria typické sklzy, t.j. potrhane, sklznuté lavice pieskovecov a ílovcov, plasticky deformované. Materiál pochádza z bezprostredného podložía a okolia telies, nezistili sme cudzorodý materiál. Fácia sa vyskytuje v spojení s fáciami B a E (dokumentačné body H 88, H 168, tab. VI, obr. 3; obr. 7, 8).

Ku štruktúram deformovaným gravitačným sklzom po svahu radíme aj antiklinálne hrebienky konvolútnych deformácií pieskovecov. Vergencia (úklon) osovej roviny je v smere sklonu svahu. Tieto štruktúry sú viazané na štruktúrny typ pieskovecov s vyvinutým T_{bc} zvrstvením magurskej (A2) a raciborskej fácie (tab. V, obr. 2).

Interpretácia: Deformácie nastávajú v dôsledku zvýšenia pórového tlaku vody v sedimente a následným pohybom dolu svahom — svahové sedimenty.

Fácia suťotokov („debris flow“) — F2 — v základnej ílovito-piesčitej hmote sú útržky pieskovecov, slieňovcov a ílovcov, niektoré plasticky deformované. Debrity — suťotoky tvoria v malcovskom súvrství telesá 1—4 m mocné (H 155).

Interpretácia: Sedimenty na úpätiach podmorských svahov, prípadne výplň pozdĺž erózných stien kanálov a pod ich vyústením.



Obr. 6 Litologický profil H 100 — lesná cesta 2,2 km vsv. od k. 1225, 1 km jz. od k. Príslop (1032): magurské súvrstvie s prevládajúcou faciou A 2. V dvoch úrovniach sa vyskytuje račovská fácia (B) — (v detaile vpravo) a subfácia D 2 (uprostred).

Fácia „sklzových pieskovcov“ — F 1 — v základnej hrubozrnnej piesčitej hmote sú útržky ílovcov s priemernou veľkosťou okolo 1 cm, hornina je veľmi zle triedená, telesá tvoria vrstvy s premenlivou mocnosťou cca 1—5 m. Vyskytuje sa v spojení s malcovskou (D) a račovskou (C) faciou (obr. 4). Pieskovce sú porovnateľné s faciou B11—A13 (K. PICKERING et al., 1986).

Interpretácia: Netriedený materiál svedčí o pomerne krátkom transporte vo forme debrítov a hustých turbiditných prúdov, pravdepodobne tu ide o distálnu časť debris-flow. Uloženie pozdĺž svahov, pod ich úpäťm, prípadne pod vyústením prívodných kanálov.

Fácia pelokarbonátov — G — v rámci tejto fácie rozlišujeme dve subfácie: slieňovcovú a subfáciu železitých pelokarbonátov.

Fácia slieňovcov — G 1 — táto fácia je tvorená vrstvami sivých a béžových slieňovcov vo vrstvách 5—250 cm hrubých, ojedinele však aj viacej. Miestami sú v nich nepravidelne rozmiestnené laminy so zvýšeným obsahom siltovej zložky. Siltové zrná sú kremenné, ale i z karbonátov. V Raciborskom potoku je vrstva slieňovca asi 4 m hrubá, hornina tu obsahuje hojné schránky globigerín (tab. XI, obr. 1—2). Niektoré slieňovcové vrstvy dohora plynule prechádzajú do vápнитých ílovcov bystrického typu. Subfácia sa viaže na raciborskú a račovskú faciú (obr. 7).

Interpretácia: Podľa všetkého ide o hemipelagické uloženy s nezanedbateľným podielom alochtónnej prímеси. Siltové laminy indikujú prítomnosť stálych prúdov (dnové prúdy, konturity).

Subfácia železitých pelokarbonátov — G 2 — pelokarbonáty tvoria vrstvičky hrubé do 5 cm, prípadne sú vo forme diskovitých konkrécií s priemerom do 10 cm, uložených v stálych horizontoch. Konkrécie majú jadro z vápнитých sivých a žltých siltovcov a vápнитých ílovcov, obalené tmavohnedými hrdzavými peletkami stmelenými do agregátov. Na povrchu sú hrdzavé zvetrané obaly. Vrstvové typy sú z vápнитých ílovcov a železitých (hrdzavých) slieňovcov s konkrecionálnymi odmiešavaniami, alebo s plynulými hrdzavými kôrami. Subfácia vystupuje v spojení s malcovskou (D) a račovskou (C) subfáciou (obr. 9).

Interpretácia: Nízky podiel, prípadne až neprítomnosť klastickej prímеси, tvorba konkrecionálnych útvarov a spojenie s faciami, v ktorých je minimálny podiel pieskovcov z hustých turbiditných prúdov indikuje spomalenie rýchlosti sedimentácie, obdobie bez prínosu terigénneho materiálu. Pravdepodobne tu ide o istú obdobu „hard-ground“.

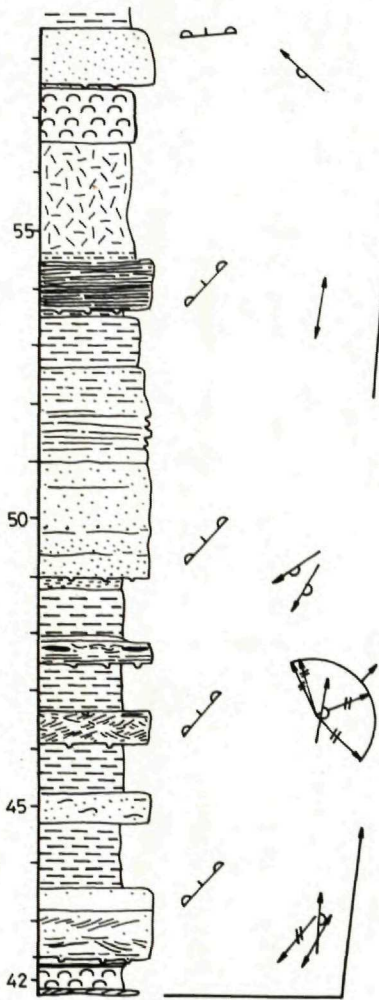
Charakteristika súvrství a stratigrafia

V oblasti sme odlišili 3 základné súvrstvia: magurské pieskovce, raciborské súvrstvie s vyčlenenými račovskými vrstvami, malcovské súvrstvie a provizórne neformálne zábavné súvrstvie.

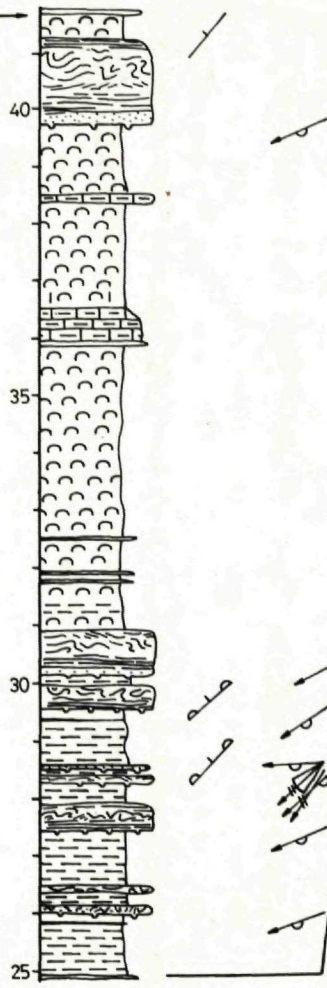
Magurské súvrstvie

Základnou charakteristikou súvrstvia je úplná prevaha ocefovosiých drobových strednozrných (ale i hrubozrných) pieskovcov, uložených v laviciach hrubých od 20 do 200 cm — fácia A (obr. 2, 6). Pieskovce sú tvorené z prevažnej časti kremeňom, fylitickými a svorovými horninami, menej živcami, žulovými úlomkami, rohovcami, prípadne ružovkastými kremencami. Bez zaujímavosti nie je ani obsah karbonátov v niektorých

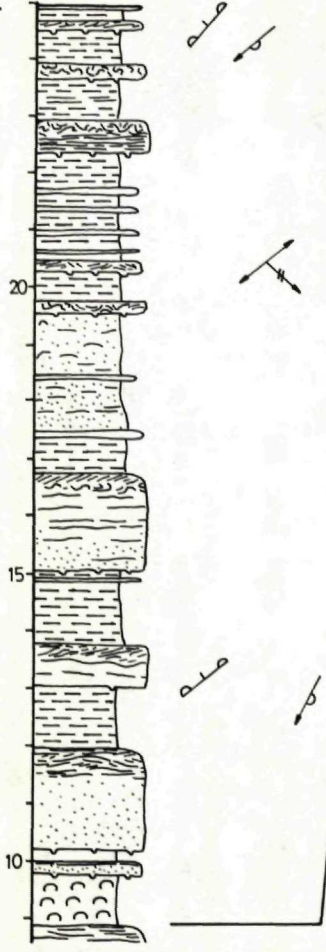
36



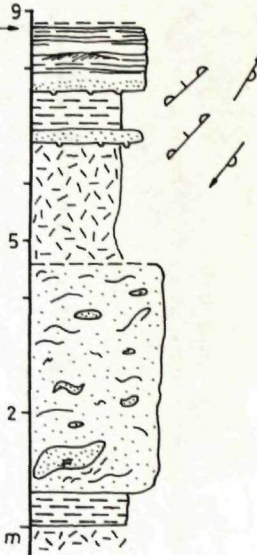
40



20



9



vrstvách. Výsledky planimetrických analýz sú v tab. 1. Tieto litotypy nazývame „magurským typom“ pieskoviec — droby, drobové pieskovce a arkózy v zmysle Z. KUKALA (1985).

Ílovce v súvrství sú podradné, ich podiel vzrastá smerom do nadložía. V spodnej časti súvrstvia tvoria iba tenké preplástky, často vyklíňujúce v dôsledku prúdovej erózie. Sú zelenosivé a hnedozelenkavé, väčšinou s piesčitou prímесou a so šupinkami muskovitu. Ich zachované hrúbky sú od niekoľko mm po 3—4 cm. Miestami sa v súvrství vyskytujú tvrdšie tmavosivé ílovce, ojedinele aj slabo vápňité, v mocnosti 15—30 cm, obvykle viazané na intervaly s lavičkami jemnozrnných šikmozvrstvených pieskoviec s hrúbkou do 20—35 cm (fácia B a D2). Takéto intervaly sa vyznačujú vyšším indexom zvrstvenia ($I = 1,5—3$) a vyšším podielom ílovcov ($P = 0,2—0,9$) oproti priemeru z celého súvrstvia ($I \geq 1,5$, $P > 2,5$). Tieto intervaly tenkorytmického flyšu sú v súvrství na viacerých úrovniach, dosahujú hrúbku 1—13 m, väčšinou okolo 3 m (obr. 6a). Do nadložía v súvrství pribúda podiel raciborského faciotypu, a to v intervaloch mocných až do 15—20 m. Za hraničný a určujúci pre zaradenie do magurského súvrstvia považujeme aspoň 50 % podiel magurskej fácie a pomer P vyšší ako 1.

Tab. 1 Planimetrická analýza pieskoviec magurského litotypu

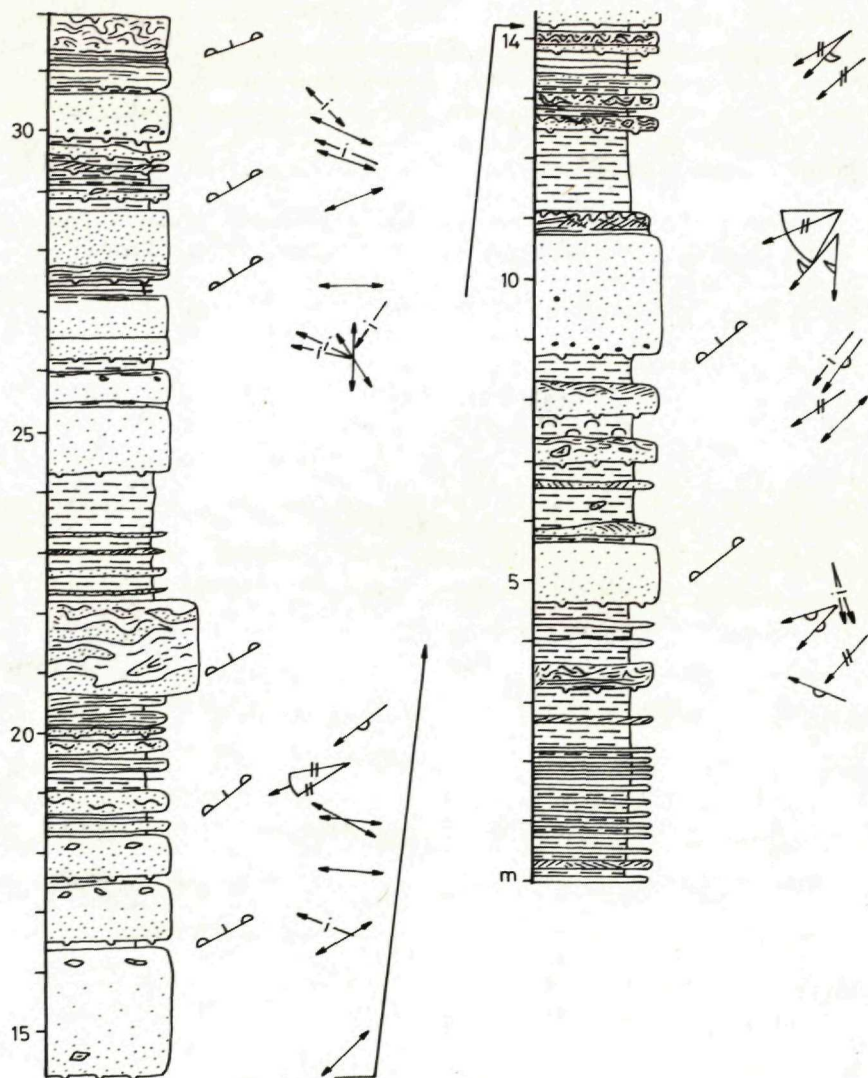
Dokument. bod	kremeň	živce	sludy	stabil. horn.	nestab. horn.	matrix	tmel	karbonáty	Zloženie pieskoviec vyjadrené symbolom (Z. KUKAL, 1985)	Pomenovanie pieskoviec podľa Z. KUKALA (1985)
Magurské súvrstvie										
11	61	2	1	1	4	15	11	5	$M_{15}Q_{84}F_2L_{14}C_{11}$	sz. vápňitá litická arkóza sz. vápňitá živcová arkóza oligomiktný dz. piesčitý zlepenec
120	60	12	7	0	2	6	12	1	$M_6Q_{74}F_{15}L_{11}C_{12}$	
219	67	4	2	3	7	13	3	1	$M_{13}Q_{84}F_5L_{11}C_3$	
Zábavné súvrstvie										
18	63	1	7	1	3	20	5	0	$M_{19}Q_{84}F_1L_{14}C_5$	jz. litická droba s prevahou calc. sz. litická droba s prevahou calc. jz. vápňitá litická droba jz. litická arkóza s prevahou calc.
22	62	0	3	1	1	24	5	4	$M_{24}Q_{88}F_1L_{11}C_5$	
26	60	0	5	1	2	20	12	0	$M_{20}Q_{90}F_0L_{10}C_{12}$	
133	43	4	3	1	2	16	8	23	$M_{16}Q_{58}F_5L_{37}C_8$	
Raciborské súvrstvie										
32	58	1	0	0	1	35	4	1	$M_{35}Q_{95}F_2L_3C_4$	jz. litická droba sz. vápňitá litická arkóza hz. vápňitá litická arkóza sz. arkózový pieskovec
29	52	7	8	1	1	16	10	5	$M_{16}Q_{72}F_9L_{19}C_{10}$	
31	51	5	4	1	9	4	24	2	$M_4Q_{71}F_7L_{22}C_{24}$	
37	63	2	0	1	7	16	9	2	$M_{16}Q_{78}F_2L_{20}C_9$	

M — matrix F — živce

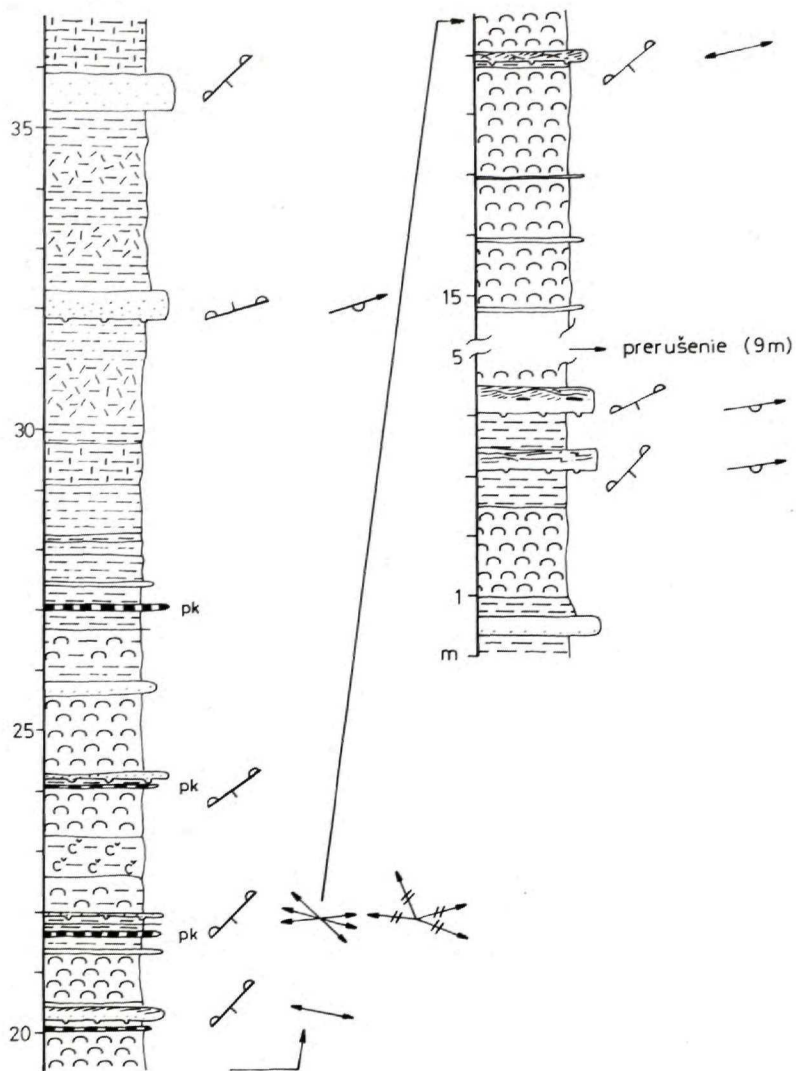
C — tmel

Q — kremeň L — úlomky nestabilných hornín * klastická zložka je prepočítaná na 100 %

Obr. 7 Litologický profil H 88 — cesta k chate na Kubínskej holi 2,5 km jv. od k. Minčol (1396): typické raciborské súvrstvie v raciborskej fáci. Naspodku je sklzové teleso (fácia F 1—F 2). Uprostred sú dve vrstvy slieňovcov (G 1 fácia) s ílovcami račovskej fácie.



Obr.8 Litologický profil H 168 — zárez vo svahu 2 km jv. od k. Minčol (1396): raciborské súvrstvie s fáciou raciborskou (B), magurskou (A 2), s fáciou sklzových telies (F 1) a s fáciou „tenkorytmického flyšu“ (D 2) v spodnej časti. Paleoprúdové merania v pieskovochoch „magurského typu“ ukazujú značný rozptyl smerov paleoprúdov (azimut 294-163).



Obr.9 Litologický profil H90 — lesná cesta 1200 m jv. od k. Prislop (1032): račovské vrstvy, račovská fácia. Typické je striedanie rôzne sfarbených vrstvičiek ilovcov s vložkami pelokarbonátov.

Magurská a raciborská fácia sa zastupujú laterálne na severovýchodnom svahu Kubínskej hole (Jaloviarka), kde tvoria zábavné súvrstvie. Na južných svahoch je v nadloží súvrstvia magurských pieskovcov raciborské súvrstvie.

Nanoplanktónové spoločenstvá z vápnitých ílovcov bežne obsahujú druhy: *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Chiasmolithus grandis* (BRAMLETTE et RIEDEL) RADOMSKI — (vz. H 291S, H 195S a 15S), *Ericsonia formosa* (KAMPTNER) — H 195S a H 291S, *E. subpertusa* (HAY — MOHLER) — (vz. H 15S a 291S), *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE et RIEDEL — (vz. 15S a H 195S), *D. gemmeus* STRADNER, *D. cf. diastypus* BRAMLETTE et SULLIVAN — (vz. 195S), *D. barbadiensis* TAN, *Ellipsolithus macellus* (BRAMLETTE et SULLIVAN) SULLIVAN — (vz. 15S), *Fasciculolithus involutus* BRAMLETTE et SULLIVAN — (vz. H 15S), *Heliolithus cf. kleinpellii* SULLIVAN — (vz. 15S a 291S), *Lophodolichus nascens* BRAMLETTE et SULLIVAN — (vz. H 15S a H 291S), *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMAN et STRADNER) SULLIVAN, *Sph. radians* DEFLANDRE, *Toweius emimens* (BRAMLETTE et SULLIVAN) PERCH-NIELSEN, *Transversopontis pulcher* (DEFLANDRE et FERT) PERCH-NIELSEN — (vz. H 15S), *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE et FERT) DEFLANDRE — (vz. 195S) a množstvo preplavených kriedových druhov. Tieto spoločenstvá indikujú popri všeobecnom nedostatku diskoasterov vrchnopaleocénny až spodnoeocénny vek. Charakter spoločenstva nie je jednoznačne autochtónny, pravdepodobne ide o preplavené pseudospoločenstvo (tab. XII, XIII).

Je zaujímavé, že z množstva vzoriek na palynomorfy iba jediná (H 291) poskytla chudobné spoločenstvo: *Gemmatosporis europeus* KDS., *Zonalapollenites maximus* (RATZ) WKR., *Pterospermopsis microptera* DEFLANDRE et COOKSON (určila P. SNOPOKOVÁ).

Vo výplavoch boli zistené iba širokorozsahové aglutinované foraminifery *Dendrophrya excelsa* GRZYBOWSKI, *D. latissima* GRZYBOWSKI, *Bathysiphon nodosariformis* SUBBOTINA (zo vzorky H 99), *Dendrophrya robusta* GRZYBOWSKI, *Trochamminoides trifolius* (GRZYBOWSKI), *Ammodiscus* sp., *Rhabdammina discreta* BRADY, *Hyperammina subnodosa* BRADY, *Trochamminoides vermetiformis* GRZYBOWSKI, *Glomospirella serpens* (GRZYBOWSKI), (vo vzorke H 189); *Rhabdammina linnearis* BRADY a *Trochamminoides coronatus* BRADY (vo vzorkách H 195 a H 291) a naviac *Trochamminoides trifolius* (GRZYBOWSKI) v poslednej vzorke. Tieto druhy majú stratigrafický rozsah vrchná krieda — paleocén, respektíve až spodný eocén. Okrem toho vo výbruse pieskovca z dokumentačného bodu 11 na severnom svahu Kubínskej hole (s. od k. Čierny vrch) sme našli stielky rias *Lithothamnium controversum* LEMOINE a ? *Amphiroa propria* LEMOINE, vyskytujúce sa od paleocénu (hojné sú napríklad v hričovskopodhradskom paleocéne (O. SAMUEL — K. BORZA — E. KÖHLER, 1972).

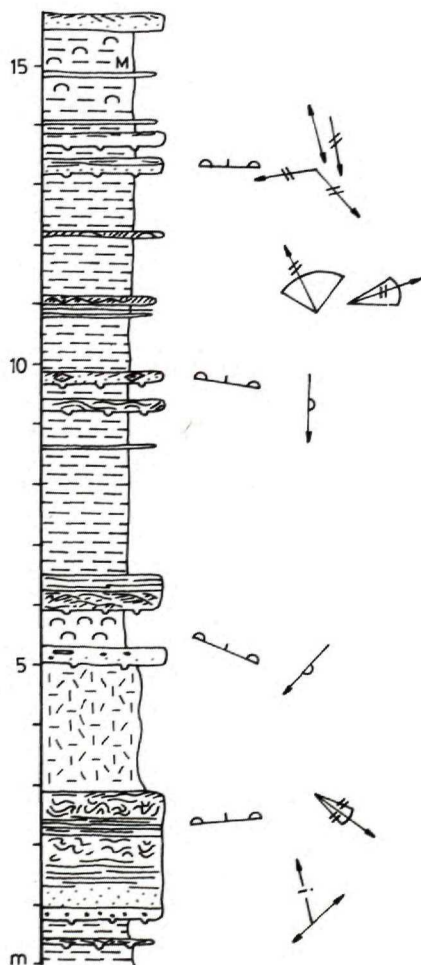
Celkove súbor mikrofosilií vylučuje starší vek než je vrchný paleocén; spodnoeocénny vek je preukázaný a sú náznaky, že by súvrstvie mohlo zasahovať aj do stredného eocénu, keďže predpokladáme jeho laterálny prechod (prepojenie) do zábavného súvrstvia, kde sa v pieskovcoch magurskej fácie vyskytujú aj redeponované spodnoeocénne globigeríny (pozri ďalej). Preto stratigrafické rozpätie súvrstvia magurských pieskovcov považujeme za vrchný paleocén až stredný eocén a potvrdzujeme tak predtým stanovený vek z oblasti Oravskej Magury (M. POTFAJ, 1983).

Celkovú hrúbku magurského súvrstvia v oblasti Kubínskej hole odhadujeme maximálne na 1100 m. Vzhľadom na komplikované, nie jednoznačne superpozičné vzťahy tohto súvrstvia k okolným treba vztahovať tieto údaje úzko na oblasť Kubínskej hole, prípadne na jej časti. Magurské súvrstvie by malo reprezentovať sedimenty osovej zóny vyššej časti náplavového kužela pri vyústení prírodných kanálov, ale aj sedimenty naložených lalokov v strednej časti kužela (subfácia A2), čiastočne zahŕňa aj okrajové (prechodné) zóny do medzilalokových sedimentov.

Raciborské súvrstvie

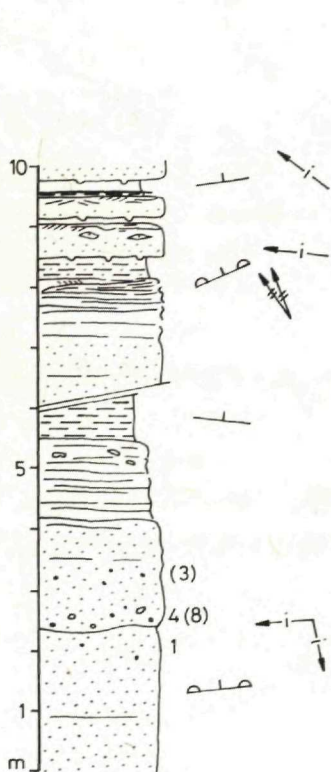
V nadloží i v laterálnom pokračovaní magurského súvrstvia vystupuje po celom areáli ich výskytu v Oravskej Magure a na Kubinskej holi flyšové súvrstvie s vyšším obsahom ílovcov a s jemnozrnnými až strednozrnnými pieskovecami. Už na prvý pohľad sa toto súvrstvie líši od podložného (obr. 7). Ohraničenie voči magurským pieskovecom je plynulé, aj keď pomerne náhle. Názov sme zvolili podľa potoka Racibor na južnom svahu Kubínskej hole, v ktorom je odkrytý aj typový profil súvrstvia. V rámci raciborského súvrstvia vyčleňujeme interval s absolútnou prevahou vápnných ílovcov a označujeme ho ako račovské vrstvy (pozri ďalej).

Raciborské súvrstvie je tvorené raciborským faciotypom (B) s menším podielom račovského (C) a malcovského (D) faciotypu.

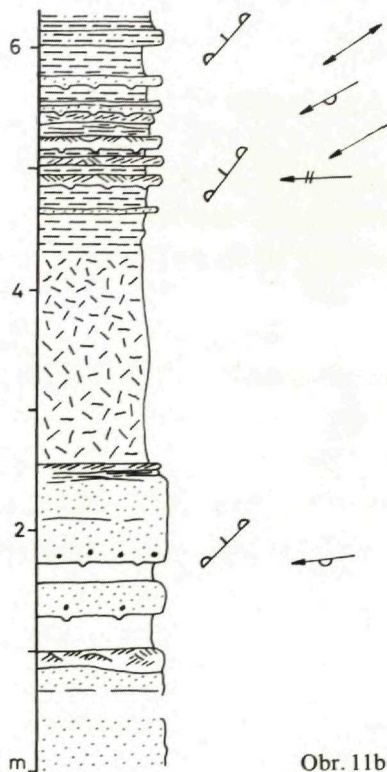


Obr. 10 Litologický profil H 16 — zárez 600 m v. od k. Príslop (1032); raciborské súvrstvie, malcovská fácia (D) vo vyššej časti; dolu — raciborská fácia. Všimnite si vysoký rozptyl smerov paleoprúdov.

Pieskovce raciborského súvrstvia sú prevažne jemnozrnné až strednozrnné, s pomerne vysokým obsahom karbonátových úlomkov vo vrstvách hrubých 5—35 cm, nezriedka až 90 cm, hrubšie lavice (do 2,5 m) sú ojedinelé. Prevládajú v nich zvrstvenia typu T_{bc} , T_{abc} , respektíve T_{ac} , pritom „c“ intervaly sú často konvolútne deformované. Na spodných plochách sú vyvinuté výrazné erózne prúdové stopy. Okrem toho sú prítomné, najmä v spodnej časti súvrstvia, aj hrubozrnné až strednozrnné drobové pieskovce magurského typu (typu A) v laviciach mocných 0,6—1,5 m. Na niekoľkých úrovniach sú v súvrství 1—4 m tvorené sklzové telesá (fácia F2 a F3) tvorené piesčitou hmotou s útržkami ílovcov



Obr. 11a



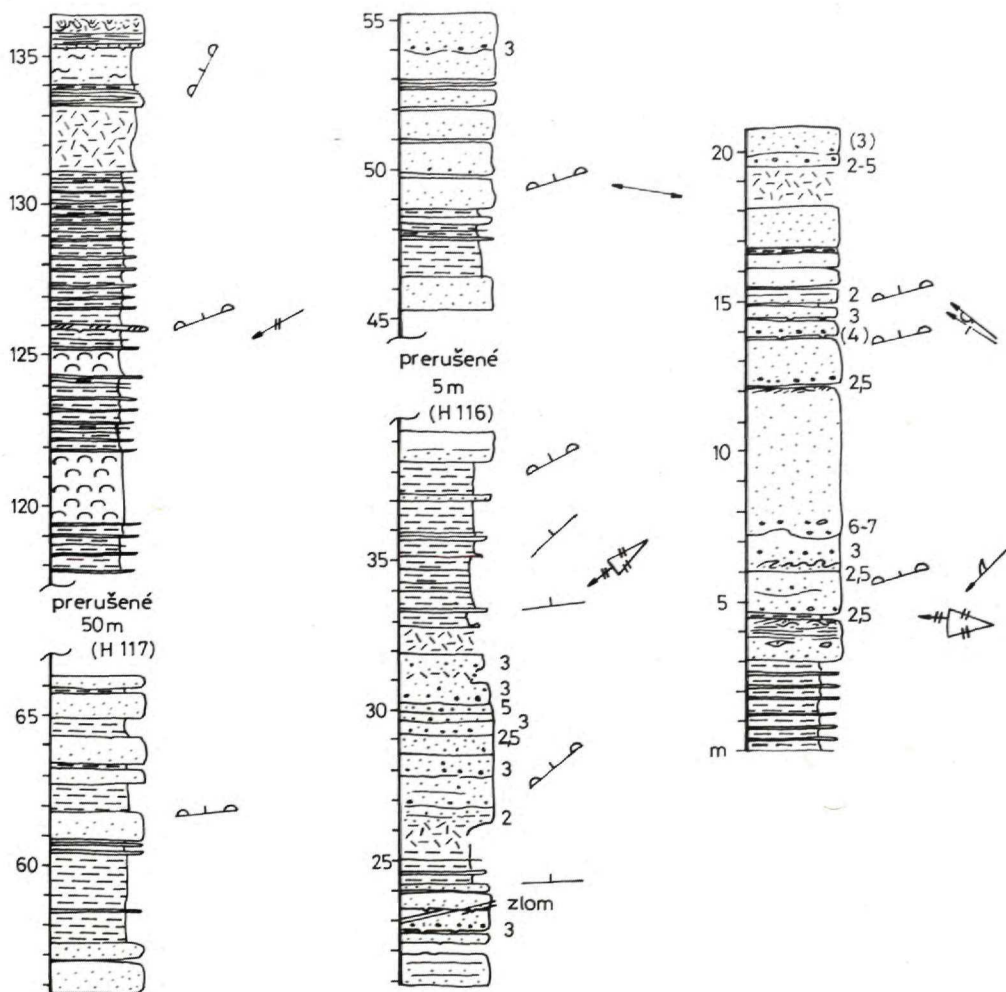
Obr. 11b

Obr. 11a-b-c Litologické profily dokumentujúce rôzne typy prechodu (rozhrania) raciborského a magurského súvrstvia.

Obr. 11a Profil H 110-111 — zárez 800 m jjv. od k. 1225: tektonicky porušený styk, dolu magurská fácia, hore raciborská fácia. Vrchná časť magurského súvrstvia.

11b Profil H 189 — potok 900 m jjv. od k. Prislop (1032): v spodnej časti magurská fácia, vyššie raciborská fácia, najnižšia časť raciborského súvrstvia.

a pieskocov (obr. 8). Vyššia časť súvrstvia obsahuje lavice tvrdých slieňovcov s hrúbkou 15—300 cm (subfácia G1) a lokálne vložky Fe pelokarbonátov, prípadne ich konkrécii (subfácia G2).



11c Profil H 116—117 — Zárez 900 m jjz. od k. 1225: najvyššia časť magurského súvrstvia (po metráž 65) a najnižšia časť raciborského súvrstvia (nad prerušením).

V záreze lesnej cesty a v potoku asi 1 km jz. od sedla Prislop (k. 807,4) sú v súvrstvi aj polohy červených vápnitých ílovcov s hrúbkou 35—60 cm (fácia C2). Ich úlomky sme našli aj v náplave potoka Račová, 2,2 km j. od k. Prislop 1032,1.

Pre súvrstvie je typický aj profil v záreze cesty z Beňovej Lehoty k chate na Kubínskej holi, 1700 m j. od k. Čierny vrch 1317,7 (dok. bod 88). Tu sa vyskytujú aj vrstvičky čiernych a hnedosivých ílovcov, hrubé 10 cm, na báze jednej tmavohnedej vrstvy s hrúbkou 240 cm je slieňovec (40 cm) typu „lackého“ (fácia G1) s lavičkou (18 cm) laminovaného siltovitého slieňovca v nadloží.

Pre celé súvrstvie je pomer P v rozmedzí 0,2—0,9; I = 0,9—6.

Vo vápnitých ílovcach raciborského súvrstvia sme zistili pomerne bohaté pseudospoločenské nanoplanktónu, skladajúce sa zo spoločenstiev viacerých vekových úrovní. Zastúpené sú kriedové rody (často výlučne H 328t, H 324/2, H 324): watznauerie, prediskosféry, eifelity, archangelskiely, mikuly; paleocénne rody: toweiusy, kruciplakolity, fascikulity; spodnoeocénne rody: diskoastery, sfénolity, chiasmolity. Z najmladších druhov sme zaregistrovali predovšetkým *Discoaster nonaradiatus* KLUMP, *D. cf. saipanensis* BRAMLETTE et RIEDEL (H 311/2) — rozhranie magurských pieskovcov a raciborského súvrstvia (H 308), *Discoaster cf. tani nodifer* BRAMLETTE et RIEDEL (H 315ž), *Chiasmolithus gigas* (BRAMLETTE et SULLIVAN) RADOMSKI, *Ch. eograndis* PERCH-NIELSEN, *Ch. medius* PERCH-NIELSEN, *Dictyococcites* sp. (H 308), ktoré sa vyskytujú prevažne od stredného eocénu. Červené vápnité ílovce (H 308č) obsahujú z mladších druhov: *Chiasmolithus medius* PERCH-NIELSEN, *Ch. gigas* (BRAMLETTE et SULLIVAN), *Ericsonia formosa* (KAMPTNER) HAQ, *Discoaster* ex gr. *saipanensis* BRAMLETTE et RIEDEL, úlomok ? *Reticulofenestra cf. umbilica* (LEVIN) MARTINI et RITZKOWSKI, ktoré takisto indikujú strednoeocénny vek a vyskytujú sa v zmiešanom spoločenstve s ostatnými paleocénno-eocénnymi druhmi podobne ako v žltých ílovcach.

Ílovce spodnejšej časti raciborského súvrstvia sú veľmi chudobné na obsah foraminifer. Prevažujú priebežné druhy z rabdaminovo-dendrofryovej zložky a pyritizované jadrá diskoidného tvaru, ktoré sa väčšinou vyskytujú v strednoeocénnych fáciách magurskej jednotky i vnútrokarpatského paleogénu. To znamená, že z opisovanej oblasti nemáme podľa foraminifer priame dôkazy o ich veku. Najmladšie stratigrafické formy nanoplanktónu dovoľujú interpretovať ako najstarší strednoeocénny vek. Na základe tohto faktu paleocénne druhy *Hormosina ovulum ovulum* GRZYB., *H. ovulum gigantea* GEROCH, *Planorotalites compressa* PLUMMER, *Globigerina pseudobulloides* PLUMMER, *G. trilocolinoides* PLUMMER, *G. trivialis* SUBBOTINA, zistené z tohto súvrstvia (dok. bod 70), považujeme za preplavené, v prospech čoho by sa prihovárala aj planktonická zložka spoločenstva, ktorá v magurskej jednotke na úrovni paleocénu nie je vôbec známa.

Za jednu z kľúčových informácií pokladáme určenie planktonických foraminifer zo slieňovcov v najvyššej časti súvrstvia v Raciborskom potoku (H 328 a H 329). Ide o spoločenstvo v prevažnej miere reprezentované malými globigerinami s rozmerom schránok od 0,01 do 0,02 mm; veľmi zriedkavo nad 0,02—0,3 mm (výbrus 329/2). Vychádzajúc z doterajších skúseností zo Západných Karpát sú asociácie „malých“ globigerín viazané na litostratigrafické jednotky s vekovým diapazónom vrchný priabón až spodný oligocén (malcovské súvrstvie, menilitovo-krosnianska fácia, bielopotocké súvrstvie atď.). „Malé globigeríny“ počtom komôrok (3 1/2—4) i rozmermi majú najväčšiu afinitu s druhom *Globigerina officinalis* (SUBBOTINA, 1953), ktorého vekový diapazón sa v literatúre uvádza v rozsahu najvyšší priabón až spodný oligocén. Takéto rozšírenie má aj v Západných Karpatoch, kde jeho prvé objavenie (najvyšší priabón) je datované aj inými skupinami (veľké foraminifery, nanoplanktón, sporomorfy) mikrofosílií.

K oveľa bežnejším formám patria štyri a pol až päťkomôrkové globigeríny s tenden-

ciou k planispirálnemu vyvinutiu schránky. Takéto typy sa bežne vyskytujú v asociáciách s vyššie spomínaným druhom *Globigerina officinalis* SUBBOTINA. Podľa základných diagnostických znakov (rozmery — 0,01—0,02 mm, počet komôrok, planispirálne vinutie) sú takéto formy identické s druhom „*Globigerina*“ *liverovskae* (BYKOVA, 1960), ktorý bol opísaný z chadumského súvrstvia oligocénneho veku. Z rovnakej stratigrafickej úrovne ako *Globigerina postcretacea* MJATLYUK ho uvádza i N. N. SUBBOTINA (1953) zo severného Kaukazu z bolivinovej biozóny (spodný oligocén). Prvé objavenie spomínaného druhu nie je v literatúre uvádzané jednotne. Väčšia časť sovietskych autorov uvádza spodnú hranicu zo spodného oligocénu, kým iní pripúšťajú jeho prvé objavenie už v najvyššom priabóne. Na základe výskumov zo Západných Karpát môžeme však konštatovať, že formy, ktoré označujeme ako „*Globigerina*“ *liverovskae* (BYKOVA, 1960), sa objavujú oproti druhu *Globigerina officinalis* (SUBBOTINA, 1953) s určitým časovým oneskorením. Za predpokladu, že hranicu medzi eocénnym a oligocénnym útvarom akceptujeme medzi biozónou P 17/P 18, prvé objavenie predmetného druhu by indikovalo už spodný oligocén.

Ďalšími, vzácné sa vyskytujúcimi, sú 4 1/2—5-komôrkové, nízko trochošpirálovite vinuté, rozmermi tiež „malé“ exempláre. Tieto formy majú najviac spoločných znakov s druhom *Globigerina postcretacea*, ktorý prvýkrát opísala E. V. MJATLYUK (1950) z kosmačského (= poljanického) súvrstvia flyšového pásma Východných Karpát. Uvedené súvrstvie sa považuje za mladšie ako eocén (oligocén, respektíve až spodný miocén). V Západných Karpatoch Slovenska sa spomenutý druh objavuje viac-menej synchronne s druhom „*Globigerina*“ *liverovskae* (BYKOVA, 1960).

Štvrtou, sporadicky sa vyskytujúcou formou je druh *Chiloguembelina gracillima* (ANDREAE, 1884). Od typického druhu sa odlišuje menšími rozmermi schránky a menším počtom komôrok. Z fylogenetického hľadiska ide o ancestrálnu formu typického druhu *Chiloguembelina gracillima* (ANDREAE, 1884). Formy tohto typu opisuje B. LEŠKO—O. SAMUEL (1968), resp. O. SAMUEL—J. SALAJ (1968) z malcovského súvrstvia východoslovenského flyšového pásma i z najvyšších častí vnútrokarpatského sedimentačného cyklu.

Uvedené identifikované taxóny indikujú spodný oligocén, v krajnom prípade najvyššiu časť priabónu.

Nanoplanktón v tých istých slieňovcoch zastupujú výlučne kriedové druhy: *Micula decussata* VEKSHINA, *Prediscosphaera* ex gr. *cretacea* ARKHANGELSKY, *Watznaueria barnesae* PERCH-NIELSEN a *Calculites* sp. Z ílovcov v podloží slieňovca sme získali iba chudobné asociácie vrchnej kriedy (H 328t) a zmiešané vrchnokriedovo-paleocénne pseudoasociácie (H 328s).

V tejto súvislosti je zaujímavé, že v smere od V na Z pozorujeme narastajúce množstvo vzoriek s obsahom redeponovaných spoločenstiev vápniteho nanoplanktónu, mladšie druhy sme našli prevažne v severovýchodnej a východnej časti územia. Určité triedenie pozorujeme aj vo vertikálnom smere; čím mladšie vrstvy, tým viacej obsahujú staršie (kriedové) spoločenstvá, ako keby dochádzalo k postupnej, progresívnej erózii v zdrojovej zóne a v raciborskom súvrství sa ukladal materiál z erodovaných, stále starších (flyšových?) vrstiev.

Už napríklad spomenutý profil H 88 (obr. 7) z piatich skúmaných ílovcových horizontov poskytol iba spodnoeocénne spoločenstvá aglutinovaných foraminifer a paleocénne nanoplanktónové spoločenstvá s hojnými fascikulitmi *toweiusmi*, s *Helicolithus riedeli* BRAMLETTE et SULLIVAN, *Cruciplacolithus tenuis* (STRADNER) HAY et MOHLER, *Chiasmolithus danicus* (BROTZEN) HAY et MOHLER, *Zygodiscus sigmoides* BRAMLETTE et SULLIVAN, *Ericsonia subpertusa* HAY et MOHLER, s bohatými redeponovanými kriedovými spoločenstvami.

Jedine vzorky H 88A a H 88/KH 1 poskytli mladšie druhy naznačujúce redepozíciu celého paleocénneho spoločenstva (H 88A — *Lophodolitus nascens* BRAMLETTE et SULLIVAN, *Ericsonia* cf. *formosa* (KAMPTNER) HAQ a H 88 KH 1 — čierne vápnité ílovcy: *Chiasmolithus* cf. *oamaruensis* (DEFLANDRE) HAY, MOHLER et WADE, *Discoaster* sp. (ex gr. *barbadiensis*), *Chiasmolithus expansus* (BRAMLETTE et SULLIVAN) GARTNER a *Nannotetrina* sp.

Preto sme s určitou úľavou a už bez prekvapenia vzali na vedomie nález niekoľkých schránok drobných globigerín z okruhu *Globigerina officinalis* SUBBOTINA a *G. liverovskae* (BYKOVA) vo výbruse z najjemnejšej frakcie vápnitého pieskovca (H 88b). Uvedené druhy sú prakticky identické s formami, ktoré sme našli v slieňovcovej vrstve.

Na základe uvedených mikrobiostratigrafických rozborov pripisujeme raciborskému súvrstviu strednoeocénny až spodnooligocénny vek. Spodná hranica pritom zostáva sporná — teoreticky nemôžeme vylúčiť, že zasahuje až do spodného eocénu, a to smerom na S—SV, kde predpokladáme laterálny prechod cez zábavné súvrstvie do magurského súvrstvia.

Celkovú hrúbku raciborského súvrstvia v priestore Kubínskej hole odhadujeme na 600 m. Raciborské súvrstvie v podstate zahŕňa tzv. „prechodné“ vrstvy, opisované z Oravskej Magury (M. POTFAJ, 1983).

Račovské vrstvy

Račovské vrstvy sme vyčlenili uprostred raciborského súvrstvia na základe absolútnej prevahy vápnitých ílovcov (obr. 9), ktoré miestami tvoria vrstvy hrubé 2 až 9 m (fácia C). Názov sme dali podľa potoka Račová na južnom svahu Kubínskej hole.

Ílovcy sú zelenkavosivé, hnedosivé a po zvetraní okrovžlté, prípadne žltohnedé, na plochách lastúrnatej a guľovitej odlučnosti sa vytvára okrovohnedá patina. Pieskovce sú zastúpené podradne, vo vrstvách hrubých 1—10 cm so šikmým zvrstvením, s nevýraznými odtlačkami prúdových stôp a bioglyfmi. Ojedinele sa vyskytujú vrstvy (0,5—2 m) hrubozrnných až strednozrnných drobových pieskovcov s gradačným zvrstvením. Zriedkavé sú aj vrstvy (1—3 m) rozpadavých hrubozrnných zailovaných pieskovcov s pieskovcovými guľami a ílovcovými útržkami (fácia typu F3). Pomer pieskovce/ílovcy je v rozsahu $P = 0,08—0,4$, index zvrstvenia I je menší ako 0,6. Hrúbku račovských vrstiev na typovom profile v Račovskom potoku odhadujeme na 150 m, laterálne — smerom na SV i na JZ však vyklíňujú, ich výskyt možno sledovať na cca 4 km. Pozoruhodný je paleoprúdový obraz vrstiev, ktoré majú prevažnú väčšinu stôp a štruktúr naznačujúcich transport materiálu od JZ k SV.

Vek vrstiev je definovaný v rámci raciborského súvrstvia ako stredný eocén, zistené spoločenstvá nanoplanktónu a mikrofauny neumožňujú presnejšie datovanie. Napríklad vzorka H 84 zo žltých ílovcov obsahuje okrem redeponovaných stredno- a vrchnokriedových druhov i paleocénne (towel-usy, fasciculy, *Cruciplacolithus tenuis* (STRADNER) HAY et MOHLER, *Chiasmolithus bidens* (BRAMLETTE et SULLIVAN), HAY et MOHLER, *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE et RIEDEL, zvlášť typický je *Ellipsolithus macellus* (BRAMLETTE et SULLIVAN) SULLIVAN a spodnoeocénne druhy: (*Tribrachiatulus orthostylus* SHAMRAY, *Sphenolithus radians* DEFLANDRE, *Chiphragmalithus acanthodes* BRAMLETTE et SULLIVAN, *Transversopontis* div. sp., *Discoaster diastypus* BRAMLETTE et SULLIVAN, *D. binodosus* MARTINI, *D. barbadiensis* TAN, *D. salisburgensis* STRADNER, *D. kuepperi* (STRADNER).

Strednoeocénny vek indikujú druhy: *Chiasmolithus modestus* PERCH.-NIELSEN Ch. ex gr. *gigas* (BRAMLETTE et SULLIVAN) RADOMSKI, *Discoaster bifax* BUKRY, *Cribrorocentrum reticulatum* PERCH.-NIELSEN, *Reticulofenestra* cf. *placomorpha* (KAMPTNER) STRADNER, *Sphenolithus* cf. *pseudoradians* BRAMLETTE et WILCOXON. K nim pristupujú v zelených ílovcoch (H 84z): *Nannotetrina fulgens*

(STRADNER) ACHUTAN et STRADNER, *Discoaster saipanensis* BRAMLETTE et RIEDEL, *Reticulofenestra* cf. *hillae* BUKRY et PERCIVAL.

Vzhľadom na zmiešaný charakter spoločenstva je na mieste otázka jeho autochtonity. Podobný charakter má aj spoločenstvo z lokality H 16, kde najmladšie druhy sú *Chiasmolithus gigas* (BRAMLETTE et SULLIVAN) RADOMSKI, *Ch.* cf. *modestus* PERCH.-NIELSEN, *Discoaster* cf. *germanicus* MARTINI, *D. gemmeus* STRADNER, *D. ex gr. gemmifer* STRADNER, *D. nonradiatus* KLUMPP, *Nannotetrina fulgens* (STRADNER) ACHUTAN et STRADNER a *N. cristata* (MARTINI) PERCH.-NIELSEN v rozpätí zón NP 15—17.

Zábavné súvrstvie

Na severnom svahu Kubínskej hole medzi dolinou Jaloviarky (500 m z. od k. 1032,1 — Príslop) a Zábavou (cca 2 km s. od k. 1224,5) je súvrstvie, ktoré sa skladá zo striedajúcich sa úsekov magurského faciotypu (A 2) a raciborského (B) a malcovského (D) faciotypu. Jednotlivé pasáže majú mocnosť 10—200 m. Zjavne tu ide o prstovité prelínanie sa magurského a raciborského súvrstvia (a teda i facií). Pretože v tejto etape nemáme možnosť stanoviť rozsah tohto prelínania pre nedostatočné odkrytie a tektonický charakter niektorých úsekov zistených hraníc, definujeme provizórne neformálne súvrstvie, ktoré nazývame podľa horárne Zábava — zábavné súvrstvie. Celkový pomer zastúpenia litofaciálnych typov je v rámci súvrstvia zhruba vyrovnaný, v detailoch sa mení podľa situovania lokality v proximálnejšej (vyšší podiel magurského, ale maximálne do 50 %) alebo distálnejšej časti vzhľadom na os magurských kanálov/lalokov. Maximálnu hrúbku zábavného súvrstvia v jeho typovom profile pozdĺž lesnej cesty Zábava—Príslop odhadujeme na cca 900 m, a to na základe teoretického prepočtu. Ak pripustíme tektonické znásobenie hrúbky, možno uvažovať s mocnosťou do cca 700 m.

Z ilovcov v raciborskej facií, v potoku Jaloviarka vo vyššej časti súvrstvia (vzorka H 22), sme určili okrem redeponovaných druhov kriedy a paleocénu ako najmladšie *Discoaster* cf. *gemmeus* STRADNER, *D. barbadiensis* TAN, *Chiasmolithus* cf. *eograndis* PERCH.-NIELSEN, *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE et RIEDEL) BRAMLETTE et SULLIVAN. Zo vzorky H 24, 400 m v podloží predchádzajúcej, sú okrem redeponovaných druhov z kriedy *Coccolithus* cf. *eopelagicus* (BRAMLETTE et RIEDEL) BRAMLETTE et SULLIVAN, *Ericsonia formosa* (KAMPTNER) HAQ, *Pontosphaera plana* (BRAMLETTE et SULLIVAN) HAQ, *Chiasmolithus ex gr. grandis* (BRAMLETTE et RIEDEL) RADOMSKI, *Ch. californicus* (SULLIVAN) HAY et MOHLER, *Ch. solitus* (BRAMLETTE et SULLIVAN) LOCKER, *Discoaster barbadiensis* TAN, *D. multiradiatus* BRAMLETTE et RIEDEL, *D. medius* BRAMLETTE et SULLIVAN, *D. bramlettei* MARTINI, *D. salisburgensis* STRADNER, *D. mohleri* BUKRY et PERCIVAL, *D. binodosus* MARTINI, *D. megastypus* BRAMLETTE et SULLIVAN, *Lophodolichus nascens* BRAMLETTE, *Tribrachiatulus bramlettei* (BRÖNNIMANN et STRADNER) DECIMA et al. Hojné sú paleocénne *Ellipsolithus macellus* (BRAMLETTE et SULLIVAN) SULLIVAN, *E. distichus* (BRAMLETTE et SULLIVAN) SULLIVAN, *Transversopontis pulcher* (DEFLANDRE et FERT) PERCH.-NIELSEN, *Neochiastozygus junctus* (BRAMLETTE et SULLIVAN) PERCH.-NIELSEN, bežné sú *Toweius pertusus* (SULLIVAN) ROMEIN a *T. callosus* PERCH.-NIELSEN a fascikulity.

Už z tohto prehľadu je nápadná druhová pestrosť a spoločný výskyt druhov, ktoré spolu nežili. Máme teda podozrenie, že i v tomto prípade, podobne ako v magurskom či raciborskom súvrství, ide o redeponované a premiešané pseudospoločenstvo. Toto podozrenie je umocnené nálezom druhu *Discoaster lodoensis* zo vzorky H 28 (ďalších 380 m v podloží predchádzajúcej), pričom zostáva zachovaný charakter ostatného spoločenstva, navyše sú tu niektoré druhy ako *Chiasmolithus eograndis* PERCH.-NIELSEN, *Ch.* cf. *medius* PERCH.-NIELSEN, *Ch. bidens* (BRAMLETTE et SULLIVAN) HAY et MOHLER, *Toweius eminens* (BRAMLETTE et SULLIVAN) PERCH.-NIELSEN a *T. tovae* PERCH.-NIELSEN.

Z ílovcov magurského faciotypu (lokalita 27, tab. II, obr. 1) sme získali chudobnú asociáciu kriedových a paleocénných druhov: *Watznaueria barnesae* (BLACK et BARNES) PERCH.-NIELSEN, *Ellipsagelosphaera* sp., *Coccolithus* sp., *Braarudosphaera* sp.,? *Markalius inversus* (DEFLANDRE et FERT) BRAMLETTE et MARTINI a *Discoaster* cf. *multiradiatus* BRAMLETTE et RIEDEL.

Ílovce sú veľmi chudobné alebo negatívne na obsah foraminifer. Niektoré pozitívne vzorky okrem preplavených paleocénných (resp. vrchnosenónskych až paleocénných) foriem najčastejšie obsahujú rabdamínovo-dendrofryovú zložku s pomerne širokým stratigrafickým diapazónom. Iba v jednej vzorke (H 22 S) sme zistili druh *Glomospirella biedai* SAMUEL, ktorý sa podľa doterajších skúseností z výskumu flyšového pásma Západných Karpát vyskytuje od vrchného paleocénu do stredného eocénu vrátane a formu, ktorá má najväčšiu afinitu s druhom *Ammodiscus latus* GRZYB. Podľa doterajších literárnych údajov väčšina autorov považuje uvedený druh za indexovú formu pre stredný eocén, čo koinciduje aj s mladšími elementami v nanoplanktónových pseudoasociáciách.

Významné je zistenie prierezov planktonických foriem vo výbrusoch pieskovcov magurskej fácie dokumentačného bodu č. 22 S (vyššia časť súvrstvia): *Cibicides* sp., *Thalmannammina* sp., *Globigerina velascoensis* CUSHMANN, G. ex. gr. *yeguaensis* WEINZIERL et APPLIN, *Globigerina* cf. *linaperta* FINLAY a bentos *Discocyclina* sp., *Marsonella* sp., *Eponides* sp. a *Thalmannammina* sp. div., upresňujúce vek minimálne na spodný eocén. Pritom niektoré schránky globigerín sú uzavreté v úlomkoch vápencov (tab. X, obr. 2), teda museli byť do pieskovca preplavené po predchádzajúcej erózii už litifikovaného spodnoeocénneho (pelagického?) vápenca. To nás núti pokladať strednoeocénny vek vyššej časti zábavného súvrstvia za nanajvýš pravdepodobný.

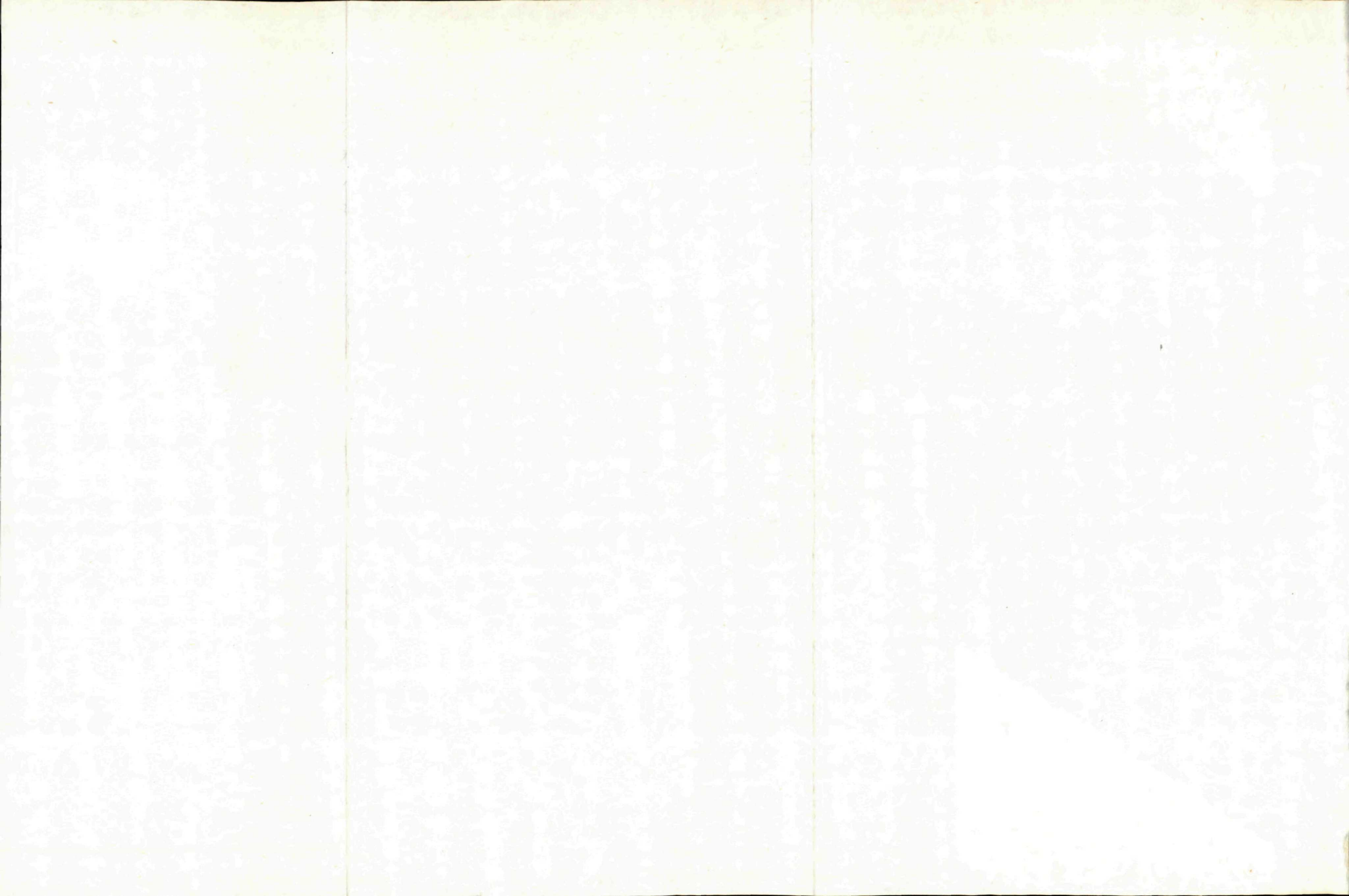
Malcovské súvrstvie

Na Orave bolo malcovské súvrstvie po prvý raz opísané z doliny Hruštinky a na juhovýchodných svahoch Oravskej Magury (M. POTFAJ, 1983). V skúmanej oblasti vystupuje ako pokračovanie synklinória Hruštinky jz. od Hruštína. Na juhovýchodných svahoch Kubínskej hole súvrstvie nevystupuje, ale vyskytuje sa tu v rámci raciborského súvrstvia malcovská litofácia (D).

Súvrstvie tvorí v podstatnej miere malcovský faciotyp — sivé jemnozrné, šikmo zvrstvené vápnité pieskovce s muskovitom na plochách laminácie, vo vrstvách 3—15 cm mocných, striedajúce sa s vápnitými sivomodrými, zelenosivými, ocelovosivými a tmavosivými ílovcami s lupeňovitou až lastúrnatou (čriepkovitou) odlučnosťou vo vrstvách 10—100 cm. Ďalšie faciálne typy v súvrství, síce podradne zastúpené, zato však typické, sú stredno- až jemnozrné drobové pieskovce so zvrstvením T_{abc} , T_{ab} s riedko roztrúsenými útržkami ílovcov — hruštínska fácia (E) a sklzové telesá s piesčitou matrix a s útržkami ílovcov, laminovaných pieskovcov a slietňovcov (fácia F2) — napríklad v brehu Hruštinky, 1 km jz. od kostola v Hruštine. Ojedinele sa vyskytujú lavice hrubozrnných pieskovcov s úlomkami vápnitých stielok rias. Miestami sa v súvrství objavujú aj vrstvy sivých siltovitých ílovcov bystrického typu v rámci raciborskej fácie (B). Pomer $P =$ cca 0,5.

Podobne ako v raciborskom súvrství, aj v malcovskom sú ojedinelé vrstvičky a konkrétne pelosiderity.

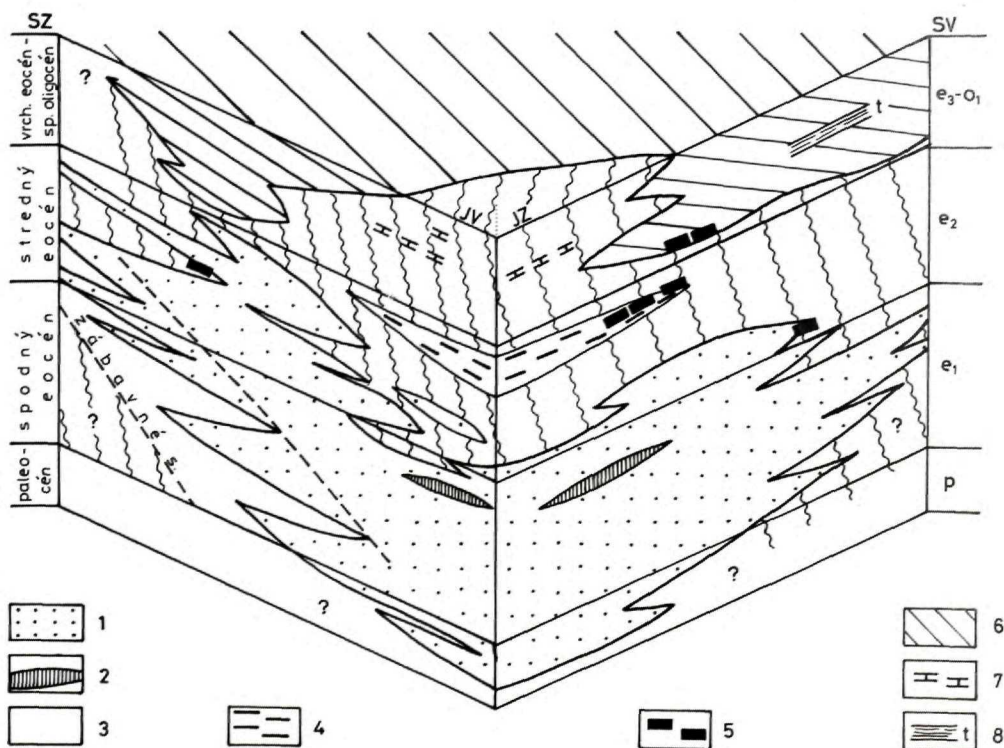
Vek súvrstvia bol stanovený na vrchný eocén — spodný oligocén (M. POTFAJ, 1983). V tejto oblasti sa nám nepodarilo biostratigraficky ho potvrdiť, získali sme iba redeponované spodnoeocénne spoločenstvá nanoplanktónu i mikrofauny.



V zakrytých oblastiach s malými odkryvmi a v tektonizovaných zónach ťažko odlišiť malcovské súvrstvie od podobného raciborského súvrstvia. Vodidlom pre diferenciáciu je vyšší index zvrstvenia malcovského súvrstvia ($I = 1-4$), hojné bioglyfy na spodných plochách pieskoviec a takmer absencia zvrstvení T_{ab} , T_{abc} , T_{bc} . Hrúbka súvrstvia v oblasti Hruštinky s. od Kubínskej hole je neúplná, tektonicky redukovaná na cca 350 m, inde dosahuje až 650 m (M. POTFAJ, 1983).

Vzťahy litostratigrafických jednotiek

Základný vzťah súvrství je stratigrafický, v takej postupnosti, ako sme ju definovali už na Oravskej Magure (M. POTFAJ, 1983). Tu sa však vynorili niektoré problematické korelácie, ktoré odporujú jednoduchšej superpozičnej schéme. Celá problematika súvisí s charakterom pieskovcového súvrstvia: magurské pieskovce na základe ich sedimentologických znakov považujeme za fáciu spodnej časti rozľahlého kanála, či vrchnej časti náplavu v pieskovcovom laloku. Ako také sú laterálne značne nestále. Pieskovcové



Obr. 12 Blokdiagram vzťahov facií/súvrství

1 — magurské súvrstvie/fácia; 2 — tenkorytmický flyš — fácia D2; 3 — raciborské súvrstvie; 4 — račovské vrstvy; 5 — vložky červených ílovcov; 6 — malcovské súvrstvie; 7 — slieňovce; 8 — „vápence“ tylawské.

laloky, ktoré sa ukladali v strednej (?) časti náplavového kužeľa, neustále menili ťažisko depozície, po zanesení pôvodného depozičného priestoru sa náklad ukladal v susednom voľnom priestore (obr. 12 a 19). Litosóm Oravskej Magury má podobné črty ako litosóm Kubínskej hole: štruktúra, textúra a zloženie pieskovcov, smer paleoprúdov, koncentrácia najhrubšej frakcie v hrebeňovej časti, t. j. pri báze súvrstvia. Tieto dve časti môžeme v podstate považovať za pôvodne viac či menej celistvý litosóm, ktorého hrúbka je cca 1 km a šírka v smere SV-JZ minimálne 26 km. Ak má teleso vek vrchný paleocén až báza stredného eocénu v severovýchodnej časti a spodný eocén až stredný eocén (?) v juhozápadnej časti, zdá sa, že lalok sa „sfahoval“ v čase smerom od SV na JZ, teda „magurské pieskovce“ by boli heteropickou faciou, ktorá má s raciborským súvrstvom vzťahy závislé na vzdialenosti od osi depozície kolmo na smer prínosu materiálu. V niektorých oblastiach tak môže byť „normálny“ superpozičný vzťah, t. j. magurské pieskovce—raciborské súvrstvie (obr. 11a); jv. odtiaľ by sa magurské pieskovce laterálne zastupovali s raciborským súvrstvom a ešte ďalej na JV by sme snáď mohli zaregistrovať „inverznú“ stratigrafiu s raciborským súvrstvom v podloží a magurskými pieskovecami nad ním (obr. 12). Dôkazom laterálnych prechodov magurských pieskovcov a raciborského faciotypu sú zmapované striedajúce sa pruhy oboch facií (súvrství) v severnom svahu Kubínskej hole v zábavnom súvrství. Tieto „pruhy“ majú hrúbku okolo 10—200 m. Primárne vzťahy oboch súvrství (magurských pieskovcov a raciborského) sú pozdĺž celého obvodu v hrebeni Kubínskej hole narušené v dôsledku odlišnej kompetencie (facií) pri vrásnení. Kontakt je tektonický, s väčšou alebo menšou redukciou či vzájomným posunom na ploche styku.

Malcovské súvrstvie na S je súčasťou hruštínskeho synklinória. Pretože má zhodný vek s vyššou časťou raciborského súvrstvia na južných svahoch Kubínskej hole, nemôžeme vylúčiť určitú previazanosť oboch (súvrství). Takýmto vzťahom nasvedčuje aj príbuzné zloženie redeponovaných spoločenstiev mikrofauny, najmä nanoplanktónu v magurských pieskovcoch, v raciborskom a malcovskom súvrství i v račovských vrstvách. Spoločný je hojný výskyt *T. callosus* PERCH.-NIELSEN a *T. pertusus* (SULLIVAN) ROMEIN, fascikulitov a elipsolitov — *E. macellus* (BRAMLETTE et SULLIVAN) SULLIVAN a zriedkavejší *E. distichus* (BRAML. et SULL.) SULLIVAN. Typické je popri bohatej druhovej diverzite diskoasterov ich malé početné zastúpenie. Vo všeobecnosti je najmladšia zložka v oboch súvrstviach značne redukovaná oproti množstvu redeponovaných druhov i jedincov. Nemáme potrebnú istotu ani pri tvrdení, že najmladšie prvky nanoplanktónových spoločenstiev sú pôvodné a skôr pripúšťame, že aj tie boli do spoločenstva primiešané — preplavené. Naopak, skôr máme istotu, že tieto súvrstvia, obsahujúce spodnooligocénne planktonické foraminifery, nemajú tomu zodpovedajúce pôvodné spoločenstvá vápnitého nanoplanktónu — tento fakt sme konštatovali už z oblasti Oravskej Magury (M. POTFAJ, 1983).

S ohľadom na synchrónnosť malcovského a vyššej časti raciborského súvrstvia nám tiež napadá možnosť existencie priamych vzťahov medzi vrstvami slieňovcov v raciborskom súvrství a vrstvami tzv. tylawských „vápencov“ v malcovskom súvrství (M. POTFAJ, 1983). Totiž aj tieto druhé majú isté znaky pôsobenia dnových či kontúrových prúdov (paralelná laminácia siltových lamín, striedanie s laminami s nízkym obsahom siltu).

Tektonika

Tektonická stavba Kubínskej hole je výrazne podriadená odlišnej vrásniteľnosti súvrství — magurské pieskovce sú značne odolnejšie voči plastickým deformáciám než ostatné súvrstvia. Samotný hrebeň Kubínskej hole tvorený magurskými pieskovecami je v pod-

state obrovským blokom s kompaktnou stavbou, plávajúci v obklopení plasticky deformovaných súvrství. Disproporcie v napätiach štruktúrno-litofaciálnych blokov sú vyrovnané tektonickými disjunktiívnymi štruktúrami prevažne na ich styku/rozhraní.

Zostrojili sme niekoľko priečných rezov, z ktorých vyplýva charakter štruktúry Kubínskej hole (obr. 14—17). V podstate sa tu opakuje stavba už známa z Oravskej Magury (M. POTFAJ, 1979, 1983). Kubínska hoľa je tvorená vyseparovaným amputovaným severným ramenom vrásky — synklinály komplikovanej mladšími deformáciami.

Zo severnej (severozápadnej) strany je štruktúra popod úpätie Kubínskej hole uťatá zlomom. Pieskovcové magurské súvrstvie je z juhovýchodnej strany taktiež obmedzené zlomom, niekoľko paralelných zlomov porušuje synklinálne jadro raciborského súvrstvia. Niekoľkými meraniami lineácií (striácií) na tektonických zrkadlách dokumentujeme okrem vertikálnych aj horizontálne posuny (obr. 18). Domnievame sa, že horizontálna zložka pohybu na týchto zlomoch hrala aspoň v určitých obdobiach podstatnú rolu, a teda že išlo o horizontálne bočné posuny. Nasvedčujú tomu niektoré skutočnosti:

1. Pomerne rovná plocha, divergentne utínajúca z J štruktúru Kubínskej hole, na rozhraní magurské/raciborské súvrstvie. Na profile (obr. 14) sa javí ako zdanlivý pokles, čo by však v prípade uplatnenia iba radiálnych juhovýchodno-severozápadných tlakov mal byť skôr prešmyk (obr. 15). Bočným posunom je štruktúra vysvetliteľná. Aj v detaile má sprievodné znaky nie celkom typické pre prešmykové poruchy. Z južnej strany tvorí ležatú, k J prevrátenú synklinálu, ktorá laterálne prechádza do zóny detailne prevrásneného systému zovretých vrás. Podobne anomálne je uloženie vrstiev pri južnom úpätí Raciborského potoka (obr. 15), kde je raciborské súvrstvie deformované a odrezané juhozápadno-severovýchodnou zónou širokou až 100 i viac metrov.

2. Zlom na severnom úpätí Kubínskej hole v. od Zábavy oddeľuje zábavné súvrstvie od malcovského na S. Zatiaľ čo štruktúry na J sú zrezané diagonálne, malcovské súvrstvie je ohraničené konkordantne. Došlo tu ku zblíženiu dvoch rôznych štruktúr, pôvodne nesúvisiacich — synklinória Hruštinky a synklinály Kubínskej hole. Tieto štruktúry spolu neboli v priamej nadväznosti, zdá sa, že Kubínska hoľa bola do súčasnej pozície dosunutá ľavým bočným posunom. Naznačuje to aj sekundárne „synklinálne“ prehnutie už prevráteného krídla vrásky v oblasti k. Príslop (1032,1), (obr. 17)*.

3. Systém severovýchodno-juhozápadných zlomov po oboch stranách Kubínskej hole sa stráca v plastických súvrstviach v malcovskom synklinóriu, kde sa spoluúčastní na tvorbe úzkych antiklinálnych zón (M. POTFAJ et al., 1982). Severne od Minčola (k. 1395,5) zasa preniká na JZ, kde je zastavený mladšími severojužnými zlomami tzv. zázrivskej sigmoidy. To je príznak kulisovitej stavby, typickej pre celú zónu styku oravskomagurskej jednotky s bradlovým pásmom na Orave. Ako na západnom, tak aj na východnom ohraničení Kubínskej hole sú z mapy interpretované sústavy severojužných zlomov. Tento systém porušuje pozdĺžne štruktúry, je teda mladší a spájame ho so systémom zázrivsko-revúckym, resp. párnickým, na ktorom predpokladáme predovšetkým vertikálne pohyby (výzdvih západného bloku s Malou Fatrou). Okrem vertikálnych pohybov na týchto severojužných poruchách sme však zistili aj bočné horizontálne pohyby (obr. 18). Horizontálne posuny tu interpretujeme ako pôvodné, skoršie vzniknuté, vertikálna zložka by mala byť mladšia.

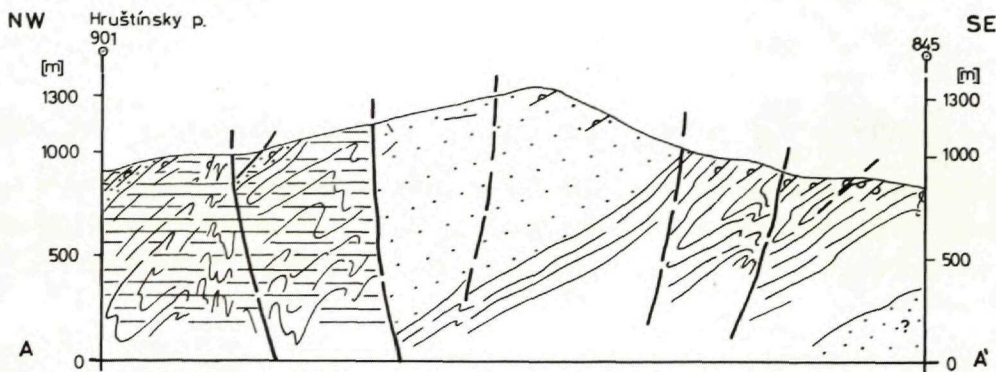
*Tým však nenegujeme tvrdenie o vzájomnom prepojení sedimentačných oblastí malcovského a raciborského súvrstvia v amputovanej časti.

Rekonštrukciu tektonického vývoja oblasti vidíme nasledovne:

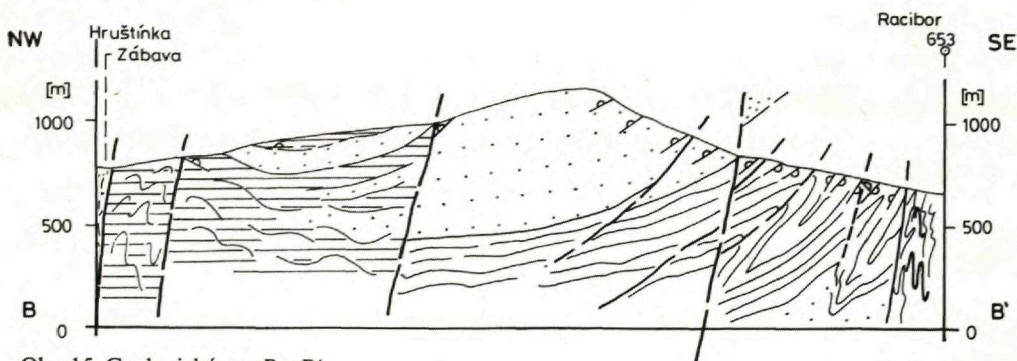
Už v spodnom eocéne, ale najmä vo vrchnom eocéne a spodnom oligocéne, tu museli existovať orogenetické pohyby budujúce v priestore flyšového žlabu synsedimentárny akrečný komplex. Nepriamymi dôkazmi sú:

— výskyt sklzových telies, svedčiaci o nestabilnosti svahov a mobilite oblasti,
 — neustála zmena paleogeografie, dokumentovaná sťahovaním piesčitých lalokov a celého kužeľa,

— vysoký obsah redeponovaných nanoplanktónových spoločenstiev zo starších súvrství, a to prakticky v celom oravskomagurskom slede. Tieto redepozície pochádzajú ako zo spodnokriedových, stredno- i vrchnokriedových sekvencií, tak aj z paleocénných a spodnoeocénných súvrství, pričom sa nedá vylúčiť i redepozícia zo strednoeocénných súvrství do mladších.



Obr. 14 Geologický rez A—A'

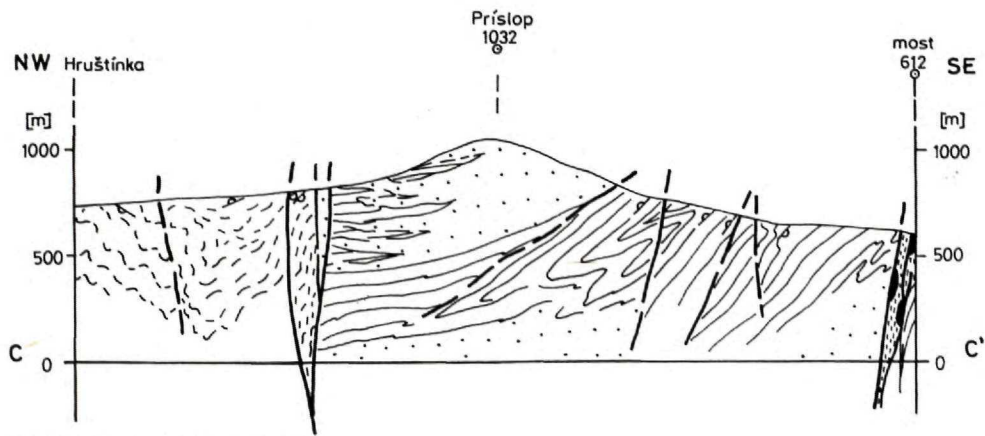


Obr. 15 Geologický rez B—B'

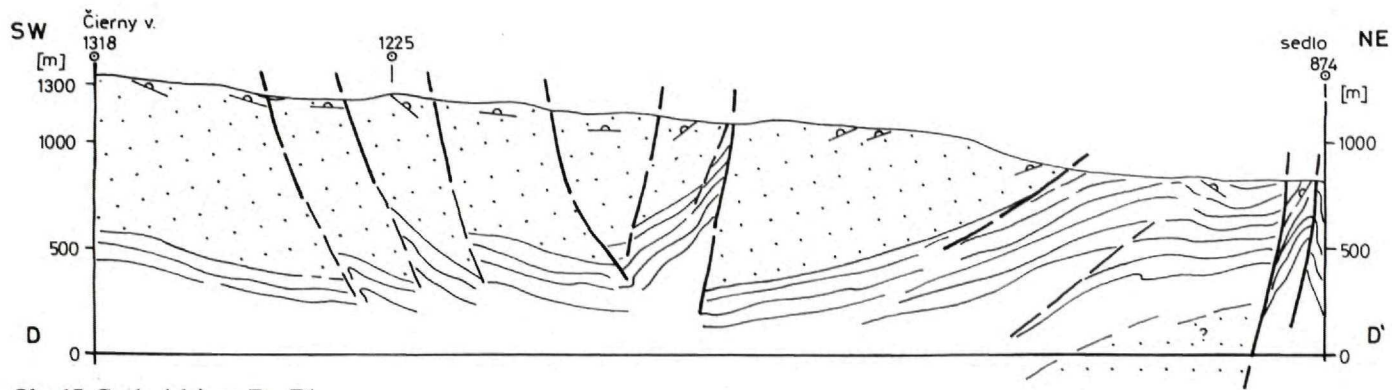


Vysvetlivky ku geologickým rezom A—D (obr. 14—17)

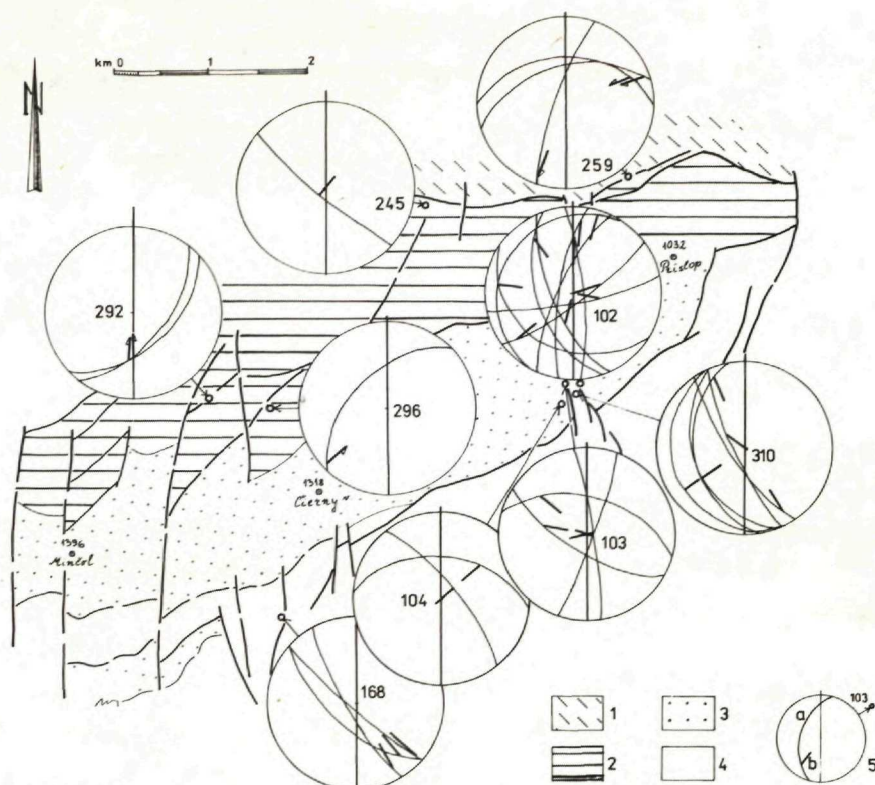
1 — magurské súvrstvie; 2 — raciborské súvrstvie; 3 — malcovské súvrstvie; 4 — zábavné súvrstvie; 5 — bradlové pásmo: a) bradlá (J-K₁), b) „obal“ (K₂₋₃); 6 — tektonické línie, zlomy; 7 — označenie priebehu a pozície vrstiev: a) normálna poloha, b) prevrátená poloha.



Obr. 16 Geologický rez C—C'



Obr. 17 Geologický rez D—D'



Obr. 18 Tektonická skica územia s diagramami tektonických plôch a striácií
 1 — malcovské súvrstvie, 2 — zábavné súvrstvie, 3 — magurské súvrstvie, 4 — raciborské súvrstvie,
 5 — diagramy tektonických plôch (a), a smeru striácií (b) v priemete na spodnú pologuľu, s lokalizáciou a číslom dokumentačného bodu.

V karbonatických pieskovočoch sú úlomky stielok rias, bentonických foraminifer a veľkých foraminifer z vrchnej kriedy, paleocénu a spodného eocénu, ktoré indikujú zdrojovú zónu ako litorálno-príbrežnú, respektíve okrajovú fáciu, ktorá sa však dnes na povrchu nikde nevyskytuje v takej pozícii, aby sme ju mohli pokladať za zdrojovú oblasť týchto redepozitov v oravskomagurskej jednotke. Na vysvetlenie „likvidácie“ okrajových zdrojových zón môžu poslúžiť mechanizmy:

- úplná konzumácia eróziou,
- pohltenie subdukciou,
- laterálny odsun sedimentov z dosahu zdrojovej zóny.

Pritom mohlo ísť v rôznych obdobiach o kombinácie všetkých troch spôsobov (a-b, b-c).

Zužovanie sedimentačného magurského bazénu v sj. smere, v prvých fázach subdukciou, neskôr bočným posunom „karpatského bloku“, vyvrcholilo vyvrásnením a ukončením sedimentácie (?) po spodnom oligocéne. Podľa tohto modelu by malo v tom čase v priestore Oravskej Magury dôjsť k maximálnym kompresným pohybom (severojužným, resp. juhovýchodno-severozápadným), ktoré vytvorili základnú vrásovú, neskôr šupinovú, severovergentnú stavbu. Vzápätí sa pri postupe orogénu k S a SZ začali

tvoriť v oblasti Kubínskej hole (t.j. pri južnom okraji magurskej jednotky) aj spätné — juhovergentné štruktúry (prevrátenie synklinály Oravskej Magury a Kubínskej hole). Už pri tomto procese mohli zohrať svoju rolu aj bočné tlaky s tvorbou iniciálnych laterálnych strihov a posunov. Táto stavba bola dotvorená v záverečnej etape s vyvrcholením tektoniky severovýchodno-juhozápadných bočných posunov, ktoré dokončili rozbitie a pozdĺžnu separáciu jednotlivých štruktúr pozdĺž nich, a to tesne pred sedimentáciou neogénu (sarmat?) oravskej panvy, ktorá už tieto štruktúry konzervuje. Bočné posuny mali pravdepodobne principiálny význam pri tektonickom zblížení magurskej jednotky s bradlovým pásmom.

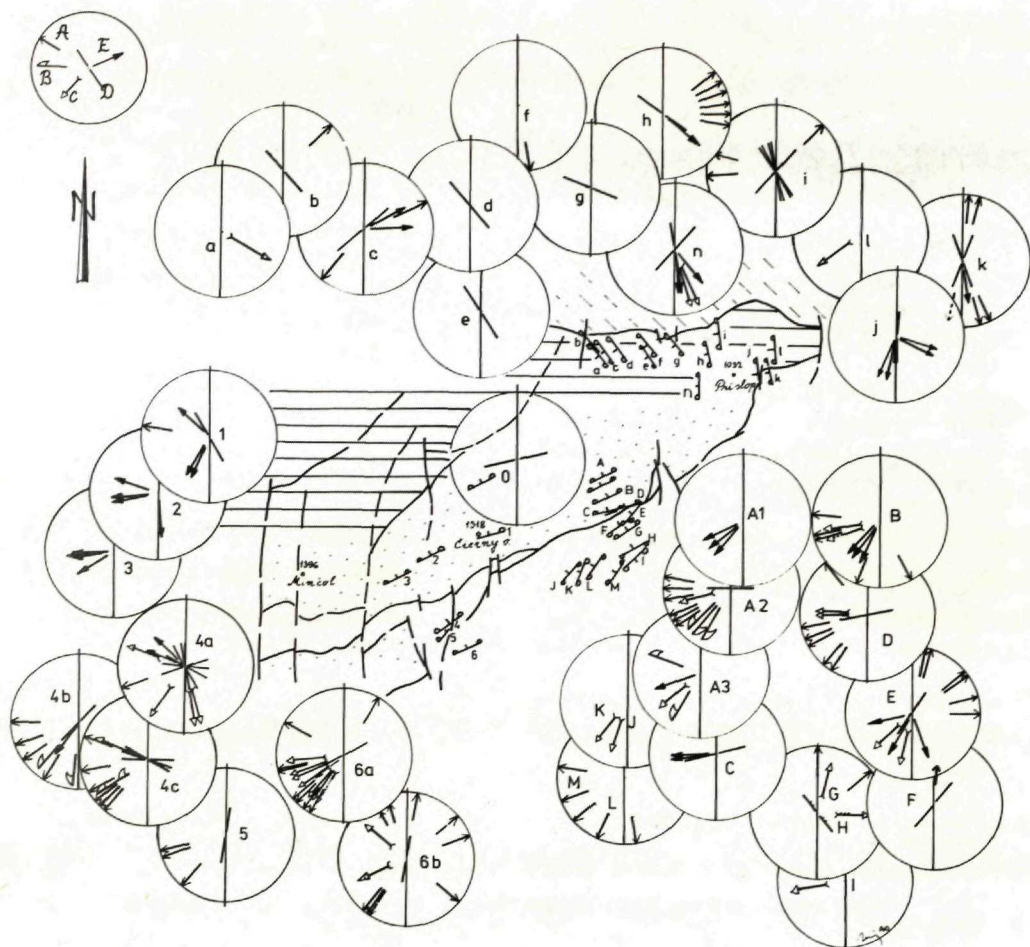
Ako najmladšie porušili tento stavebný plán už spomenuté zlomy severojužného zázrivsko-revúckeho systému. Zatiaľ nevieme definovať, či toto porušenie sa udialo ešte pred, či počas neogénnej sedimentácie, alebo až po nej. V súčasnosti je celá oblasť Oravy v zóne regionálneho relatívneho zdvihu cca 1 mm/r. (J. VANKO, 1988).

Paleogeografické úvahy

Magurský faciotyp je jednoznačne charakterizovaný ako výplň prívodného kanálu (A 1) pri jeho vyústení a ako apikálna časť lalokov (A 1, A 2). Pritom charakter podmorského kužeľa je skôr pozdĺžny, a nie s radiálnym vzorom. Je problematické rekonštruovať paleoprúdový systém, pretože územie podľahlo rozsiahlym tektonickým deformáciami, ktoré znemožňujú robiť regionálne plošné rekonštrukcie. K dispozícii sú iba čiastkové úseky a „koridory“ rovnako deformovaných blokov či iba odkryvov (obr. 19).

Nadväznosť magurského a raciborského súvrstvia cez zábavné súvrstvie je zjavná v severovýchodnej časti. Smery prúdov v magurskej litofácii sa príliš nelíšia od paleoprúdov v raciborskej fáci. Podobne aj v juhozápadnej časti Kubínskej hole od turistickej chaty na J smerom na Beňovu Lehotu (obr. 19, 7, 8), kde má raciborské súvrstvie síce vyšší rozptyl prúdov, ale prevládajúci smer je zhodný s prúdmi magurského súvrstvia. To by hovorilo v prospech interpretácie, že magurské pieskovce sú sedimentami lalokovými a kanálovými, situovanými na topograficky málo členitom, ale rozľahlom podmorskom kuželi, na ktorom sklon povrchu určoval aj smery prúdov medzi pieskovými lalokmi.

O smere sklonu svahu sme získali informácie z niekoľkých meraní deformovaných vrások konvolutných štruktúr, na základe ktorých dno klesalo v smere od SV, respektíve V k JZ a k Z, teda viac-menej súhlasne s b-osami tektonických megaštruktúr. Inak povedané, tvar bazénu bol podriadený obmedzujúcim lineárnym štruktúrnym prvkom: južný breh/svah, vnútrobazénové morfoštruktúrne prahy. Preto môžeme predpokladať aj lineárny (pretiahnutý) tvar podmorského kužeľa, zovretého medzi týmito prvkami. Svedčí o tom napríklad pomerne intímne prelínanie sa jednotlivých facií svahu, kužeľa a otvoreného mora. Takéto usporiadanie je typické pre zóny kolízií litosférických dosiek, z ktorých však aspoň jedna by mala mať oceánsku kôru (napr. W. HAMILTON, 1979), čo zatiaľ pre magurský bazén nie je dostatočne preukázané. Následnosť jednotlivých facií, ich rozloženie v jednotlivých súvrstviach nám dokladá v čase od vrchného paleocénu do spodného oligocénu postupné sfahovanie podmorského náplavového kužeľa. Konštatujeme ústup jeho apikálnej a vyššej časti (A 1 fácia) a nástup strednej, respektíve nižšej časti kužeľa (raciborské súvrstvie), pričom v severnom priestore (malcovské súvrstvie) by po ústupe kužeľovej sedimentácie zaujalo miesto svahové prostredie bez aktívneho zásahu kužeľových náplavov. Južná oblasť má náznaky hemipelagickej sedimentácie (raciborské súvrstvie), teda otvorenie mora smerom na J. Tento model je v istom rozpore s paleogeografickou predstavou o polarite orogénu (M. MAHEĽ, 1971), je aj do istej miery



Obr. 19 Schéma meraní orientovaných paleoprúdových a paleosvahových textúr. Zobrazené sú tri nezávisle hodnotené oblasti v stratigrafickej postupnosti a—1, A—M a 1—6. Symbody v ružicovom diagrame: A — smer sklonu lamin šikmého zvrstvenia, B — smer deformácie konvolútneho zvrstvenia, C — smer prúdových stôp na báze vrstvy, D — smer lineárnych štruktúr a textúr bez orientácie, E — smer imbrikácie zŕn v pieskovochoch.

v rozpore s klasickým subdukčným modelom s akrečným klinom (napr. J. MCCARTY—D. SCHOLL, 1985, Č. TOMEK et al., 1989). Podľa týchto predstáv by mali byť stratigrafické vzťahy facií v magurskom sedimentačnom priestore usporiadané podľa progradačnej schémy, teda najstaršie vrstvy distálne, respektíve z centra bazénu a tie postupne prekryvané proximálnejšími faciami (spodná—stredná vrchná časť kužela).

Uvedomujeme si, že za súčasného stavu poznania je načrtnutá paleogeografická situácia dosť hypotetická, ale myslíme si, že je potrebné na rozpory upozorniť a hľadať možnosti riešenia.

Záver

Podrobné mapovanie a uplatnenie niektorých metód sedimentologickej analýzy súvrstvi Kubínskej hole nám umožnilo upresniť stratigrafické členenie oravskomagurskej jednotky v tejto oblasti. Definujeme 7 základných litofácií, ktoré sú podkladom klasifikácie súvrstvi.

Odkláňame sa od striktného členenia súvrstvi v stratigrafickom slede a ich prísnej väzby na určitú litofáciu. Súvrstvia, ktoré tu definujeme (magurské, raciborské, malcovské, zábavné), sú polyfáciálnymi súvrstviami, čo je podmienené spôsobom ich vzniku (sedimentácie) vo flyšovom bazéne v rôznej, ale často susediacej pozícii na jeho paleotopografickom dne. Prelínanie sa jednotlivých litofácií je dané istou voľnosťou a nespútanosťou hlavného transportujúceho činiteľa — turbiditného prúdu. Takto je súvrstvie magurských pieskovcov heteropickým súvrstvom, interpretované ako prevažne „pieskovcový flyš“ prívodných kanálov a naložených pieskovcových lalokov v strednej časti podmorského kužela, pričom vystupuje spolu s „hrádzovými“ sekvenciami, ktoré sa často vyskytujú pozdĺž vonkajších okrajov kanálov.

Raciborské súvrstvie s prevahou ílovcov a s odlišným typom pieskovcov by malo reprezentovať medzilalokové sedimenty, prípadne by mohlo prekryvať i časť priľahlého svahu. Ojedinelé „zablúdené“ telesá pieskovcov magurského typu vo vyššej časti tohto súvrstvia hovoria o doznievaní erózie v zdrojovej oblasti, prípadne o zmene paleogeografie a o preformovaní depozičného priestoru.

Neformálne zábavné súvrstvie je vlastne určitou zónou laterálneho prechodu a striedania podmienok (v čase) súvisiacich so sťahovaním lalokov, respektíve kanálov.

Malcovské súvrstvie ako severný časový ekvivalent vrchnej časti raciborského súvrstvia by sme mohli interpretovať ako svahové (?) sedimenty, len málo ovplyvnené prínosom materiálu z nejakého „centrálneho“ zdroja. Za úvahu stojí možnosť korelácie tzv. tylawských vápencov z oblasti Babína s vápencovým/slieňovcovým horizontom v raciborskom súvrstvi.

Za súčasného stavu výskumu je obtiažne rekonštruovať podrobne tvar bazénu a priestorové usporiadanie jednotlivých litofáciálnych jednotiek, preto sa obmedzujeme iba na konštatovanie a interpretáciu základných vzťahov (obr. 12).

Odhadli sme komplikovanú tektonickú stavbu, v základných rysoch zhodnú s úsekom Oravskej Magury, ale navyše komplikovanú rotáciami a priečnymi zlomami. Masív Kubínskej hole vytvára severné rameno k J prevrátenej synklinály (magurské súvrstvie) s raciborským súvrstvom v jadre. Na S je táto synklinála odrezaná pravdepodobne bočným posunom od synklinória Hruštinky. Tektonická plocha, ktorá oddeľuje obe štruktúry, je ekvivalentom (ale nie je totožná) tektonickej zóny na severozápadnom úpätí Oravskej Magury, pozdĺž ktorej sú na povrch vytiahnuté útržky hornín bradlového pásma (M. POTFAJ, 1983).

Bočné posuny predpokladáme aj na južnom úpätí Kubínskej hole, na rozhraní magurského a raciborského súvrstvia, prípadne vnútri raciborského súvrstvia.

Tektonický vývoj oblasti prebiehal prakticky nepretržite od paleocénu počas sedimentácie flyšových súvrstvi. Na mobilitu bazénu ukazujú také javy, ako je prítomnosť sklzových telies, redepozície sedimentov a mikrofosílií, chýbanie okrajových facií bazénu. Dnešné tektonické zblíženie oravskomagurskej jednotky s bradlovým pásmom pripisujeme na vrub bočným posunom.

Literatúra

- ANDREAE, 1884 fide B. F. ELLIS et A. R. MESSINA: Catalogue of Foraminifera.
- ANDRUSOV, D., 1938: La zone des Klippes internes dans le bassin del' Orava — Guide des excursions... — Knihovna St. Geol. úst. ČSR 13 A, Praha, 317—352.
- BOUMA, A. H., 1962: Sedimentology of some flysh deposits. (A graphic approach to facies interpretation). — Elsevier, Amsterdam/New York, 168.
- BYKOVA, N. K., 1960: K voprosu o cikličnosti filogenetičeskogo rozvítia u foraminifer. — Tr. VNIGRI 193, Geol. sbor. 5, Leningrad, 1—7, 309—328.
- HAMILTON, W., 1979: Tectonics of the Indonesian Region. — OS. Geol. Surv. profess. Pap. 1078, Washington, 345.
- HANZLÍKOVÁ, E., 1956: Příspěvek k mikrobiostratigrafickým poměrům magurského flyše v povodí Bílé Oravy. — Zpr. geol. Výzk. v roce 1955, Čs. Akad. Věd, Praha.
- KUKAL, Z., 1985: Návod k pojmenování klasifikace sedimentů. — Metod. přír. Ústř. Úst. geol. 2, Praha, 803.
- KSIAZKIEWICZ, M., 1956: Stratygrafia serii magurskiej w Beskidzie Srednim. — Przegl. geol. 4, 10, Warszawa, 471.
- LEŠKO, B. — SAMUEL, O., 1968: Geológia východoslovenského flyšu. — Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—245.
- MARSCHALCO, R. — POTFAJ, M., 1982: Sekvenčná analýza, paleoprúdenie a prostredie uloženia spodnoeocénneho flyšu Oravskej Magury a bradlového pásma. — Geol. Práce, Spr. 78, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 97—122.
- MATĚJKA, A. — CHMELÍK, F., 1956: Zpráva o výzkumu magurského flyše v povodí Bílé Oravy. — Zpr. geol. Výzk. v roce 1955, Čs. Akad. Věd, Praha.
- MCCARTHY, J. — SCHOLL, D. W., 1985: Mechanisms of subduction accretion along the central Alentian Trench. — Geol. Soc. Amer. Bull. 96, 6, New York, 691—701.
- MJATLYUK, E. V., 1950: Stratigrafija fliševich osadkov Severnich Karpat v svete dannich foraminifer. — Tr. VNIGRI, 51, Leningrad—Moskva, 1—4, 225—288.
- OSZCZYPKO, N., 1973: Budowa geologiczna kotliny Sadeckiej. — Biuletyn (Inst. Geol.) 271, Warszawa, 101—197.
- PAUL, C. M., 1868: Die Nördliche Arva. — Jb. Geol. Reichs. 18, Wien, 203—245.
- PICKERING, K. — STOW, D. — WATSON, M. — MISCOTT, R., 1896: Deep-Water Facies, Processes and Models: A Review and Classification Scheme for Modern and Ancient Sediments. — Earth. Sci. Rev. 23, Amsterdam, 75—174.
- POTFAJ, M., 1979: Tektonický profil styku bradlového pásma a magurskej jednotky v oblasti Oravskej Magury. — Tektonické profily ZK, Bratislava, 37—40, ed. M. Maheľ.
- POTFAJ, M., 1983: Postavenie magurských pieskocov a malcovské vrstvy na Orave. — Geol. Práce, Spr. 79, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 117—140.
- SAMUEL, O. — BORZA, K. — KÖHLER, E., 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the middle Váh Valley (West Carpathians). — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—246.
- SAMUEL, O. — SALAJ, J., 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—232.
- STOW, D. A. V., 1985: Deep-sea clastics: Where are we and where are we going? In: Sedimentology, Recent developments and applied aspects, eds. P. J. Brenckley — B. P. J. Williams, Liverpool, 67—93.
- SUBBOTINA, N. N., 1953: Globigerinidy, Hantkeninidy i Globorotaliidy. — Iskopaemye foram. SSSR, Tr. VNIGRI, 76, Gostoptechizdat, Leningrad—Moskva, 296.
- TOMEK, Č. — IBRMAJER, I. — KORÁB, T. — BIELY, A. — DVOŘÁKOVÁ, L. — LEXA, J. — ZBOŘIL, A., 1989: Korové struktury Západních Karpat na hlubinném reflexním seizmickém profilu 2T. — Miner. slov. 21, Bratislava, 3—26.
- VANKO, I., 1988: Nové poznatky o dynamike zemskeho povrchu Západných Karpát. In Výzkum hlubinné geologické stavby Československa. — Sbor. ref. Smolenice, 39—48.
- ŽYTKO, K., 1962: Stratigraphy of the Magura Unit in the Southwestern Part of the Beskid Zywiecki (Flysch Carpathians). — Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. géogr., 10, 3, Warszawa, 167—177.

Geologic structure of Kubínska hoľa range (Orava)

Summary

At present the stratigraphy of the Magura unit is paid particular attention. The position of this facies-tectonic unit is decisive for the determination of the relation of the Flysch Belt to the Klippen Belt and generally to the Inner Carpathians. Basing on our previous investigations in Oravská Magura (M. POTFAJ 1983, R. MARSCHALKO — M. POTFAJ 1982) we shall deal now with the determination of the bed sequence of the Oravská Magura Unit, the definition of relationships between sequences, the tectonic structure, and with some paleogeographic implications. We have abandoned the strict division of the Oravská Magura Unit into formations in an invariable bed succession and their severe restriction to one lithofacies. We have defined seven principal lithofacies as the basis for the distinction of four formations: the *Magura formation*, the *Racibor-*, *Malcov-* and *Zábava formations*.

The mutual overlapping of lithofacies is due to a somehow loose and unrestrained main transport factor — the turbidity currents.

The turbidity currents in areas on the contacts between particular environments of a slope or a submarine fan surpassed the boundaries of the respective topographic phenomenon (e.g. feeding channel surrounded by levee sediments or interlobe areas). The extent of the surpassing was controlled by the force of turbidity currents. Every topographic and sedimentary phenomenon is characterized by a typical facies reflecting the conditions reigning in this area. Their interaction and dynamical changes in the basin floor configuration owing to the basin filling and to tectonic reworking of the basin margins resulted in a complicated system of facies-structural units.

We have distinguished the following facies: the *Magura facies* with two subfacies:

A 1: *coarse-grained sandstones* to micro-grained conglomerates with intervals $R_{1-2} S 1 2 3$ (LOWE, 1982) in beds 2—4 m (and more) thick. It is interpreted as the filling of feeding channels near their mouths.

Subfacies A 2: *fine-grained to coarse-grained subgraywackes* with thin claystone intercalations. The Ta intervals (A. H. BOUMA 1962) dominate over rare Tac sequence with sandy claystones on the top. The facies is interpreted as the sediment of the upper and middle parts of the fan in suprafan lobes. It is associated with facies A 1, B and D 2, eventually with F.

The Racibor facies (B). It is characterized by calcareous claystones and relatively well sorted medium-grained and fine-grained sandstones with Tbc, Tabc, or Tac sequences. We have placed the facies in the environment of the distal part of sandy lobes, or perhaps in the interlobe areas. Deposition below the slope cannot be excluded either, as indicated by the contemporaneous occurrence of the „F“ facies (slump bodies).

The Račová facies (C): It consists of absolutely predominant yellowish-grey calcareous claystones beds several metres thick with spherical jointing. Subsidiary fine-grained sandstone banks with Tc interval range to 20 cm in thickness. Subfacies (C 2) is represented by red calcareous claystones, 20—60 cm thick, with shelly jointing. The Račová facies together with the facies of slump bodies are indicative of the environment out of the reach of large turbidity currents, i.e. a slope, or an interchannel environment.

The Malcov facies (D). It consists of calcareous fine-grained sandstones to silstones with Tc and Tac intervals ranging below 15 cm in thickness. The sandstones alternate with bluish-grey calcareous claystones with tabular jointing in 10—100 cm thick beds. The facies might represent the distal (marginal) parts of the fan (fan-rim) or a base of the slope.

Subfacies D 2: Sandstones are similar to those in the Malcov facies but they pass into overlying non-calcareous claystones with sandy admixture and their thickness only ranges to several centimetres. The subfacies is associated with the Magura facies (A 2) and forms there several centimetres or metres thick passages. It is interpreted as the environment of levee and interchannel terrace-levee.

The Hruštín facies (E) comprises banks (25—200 cm) of medium-to fine-grained graded sandstones with the upward parallel lamination (bedding) and cross-bedding. The last two intervals are mostly convolute-deformed. The middle interval contains claystone clasts ranging to several cm in

diameter. The sandstones are passing upwards into sandy claystones. The facies is mostly associated with the Malcov facies (D) but also occurs in Racibor (B) and Magura facies (A 2). It is interpreted as the facies of spacious free areas (interlobe sediments or the surface of the lower and middle fan).

The facies of slump bodies (F 1). It consists of 150—300 cm thick bodies. They form typical slumps, i. e. torn slumped sandstone and claystone banks in sandy matrix. The slumped material is autochthonous. The facies is indicative of a slope environment.

The facies of debris flow (F 2): The sandy matrix comprises sandstone clasts. Some of them are deformed. The debrites form 1—4 m thick bodies in the Malcov Formation. They represent sediments of slope bases, and/or the infilling along erosion walls of canyons and below their mouth. *The facies of slump-sandstones* (F 3). Coarse-grained sandy matrix comprises claystone debris ranging to about 1 cm in diameter. The rock is poorly sorted and forms beds of a variable thickness (1—5 m). The facies occurs together with Malcov and Račová facies. The unsorted material indicates a relatively short transport in the form of debris flow, probably of the distal part. We have placed the facies below the mouth of feeding channels or along the slopes, below their bases.

The marlstones facies (G 1): It consists of beds of beige and grey marlstones 5—300 cm thick, in places with the silt admixture in laminae. Some beds pass continuously into the overlying claystones. They contain globigerine and ostracod shells; the silty fraction comprises carbonate clasts. The facies is interpreted as hemipelagic deposits with interaction of permanent bottom currents, contourites, a. o. *The facies of Fe-pelocarbonates* (G 2) consists of thin (to 5 cm) beds of pelite, clayey carbonates with rusty crusts. In places they form horizons of disc-shaped concretions up to 10 cm in diameter. Interpretation: A slower sedimentation in the period without terrigenous material transport is probable. It is perhaps an equivalent of hardground.

On the basis of the above described facies types we have distinguished the following formations of the Kubín: 'a Hofa mountain range: *The Magura formation* mostly consists of the Magura facies (A 1, A 2), the facies D 2 is subsidiary. In the upward, and partly lateral direction the share of facies B (Racibor) increases in the intervals around 1—15 m. The sequence is denoted as the „Magura Fm.“ when the sandstone/claystone ratio is not below 1 and the share of the Magura facies is at least 50 %.

The age of the most part of the formation is Early Eocene, but the extension of its lower part to the uppermost Paleocene and of its top parts even to the Middle Eocene is not excluded. The maximum thickness of the formation is 1100 m.

The Racibor Formation. The type occurrence of the formation is on the southern foothill of Kubínska Hofa in the Racibor brook. The formation consists of the Racibor facies and partly of the Malcov and Račová facies. In places also the Magura facies (subfacies A 2) occurs. Generally, the sandstone/claystone ratio is lower than 1, but locally it may be higher. The upper part of the formation comprises the slump facies (F), the facies of marlstones and Fe-pelocarbonates.

We have distinguished the *Ráčová member* as a particular lithosome (cartographic unit) in this formation. The Račová member is characterized by the Račová facies with local occurrences of slump facies (F 2, F 3), and with sporadic red calcareous claystones (subfacies C 2). The maximum thickness of the Račová Member is about 150 m. The Račová Member wedges out towards the southeast and northwest of the type locality — Račová brook. Its occurrence is observable over a 4 km long zone in the southern slope of Kubínska Hofa. The stratigraphic range of Račová Member is defined as Middle-Late Eocene within the Racibor formation.

The age of the Racibor formation has been determined as Middle Eocene in the bottom part. Basing on planktonic foraminifers (*Globigerina* ex gr. *officinalis*, *Gl. liverovskae*, *Chiloguembelina gracillima*) found in sandstones and marlstones from the upper part of the formation, we determine its age as Late Eocene — Early Oligocene.

The Zábava formation has been distinguished as an informal transitional formation between the Magura and the Racibor formations. Thus the Zábava formation comprises two principal faciotypes: Magura (A 2) and Racibor (B); Malcov (C 2) and Hruštín (E) faciotypes are subsidiary. The ratio of the two principal faciotypes is variable. The share of the Magura facies in the entire formation is, however, smaller than 50 %.

The Magura formation and the Racibor fm. are interfingering and indicate thus certain spatial differentiation of depositional environments, coexistence of various faciotypes and paleogeographic changes in time.

The Early-Middle Eocene age of the middle and upper parts of the formation is determined on the basis of calcareous nannoplankton, foraminifers from claystones and redeposited shells from clastic material of the Magura facies (H 22). The thickness of the formation is estimated at 900—700 m.

The Malcov formation: M. POTFAJ (1983) was the first to describe the Malcov fm. in Orava in the Hruštinky valley. Its occurrence on the northern foothill of Kubínska hoľa along the Hruštinka brook is the western extension of the formerly mapped part of the formation.

The formation mostly consists of the Malcov facies. The presence of other facies (Hruštín (E), slump bodies (F 1, F 2, F 3), partly Racibor facies (B), sporadical Magura facies (A 2) is common in the formation. The low sandstone/claystone ratio (approx. 0.5) is typical. The Late Eocene — Lower Oligocene age of the formation has been determined according to planktonic foraminifers in the Skalnatý potok brook to the south of Babin (POTFAJ 1983). So the formation is coeval with the upper part of the Racibor formation. Thickness of the formation is incomplete here. It has been tectonically reduced to about 350 m, it ranges up to 650 m elsewhere.

The relations between the formations are presented in a scheme in Fig. 12. The stratigraphic superpositional relation of the Magura to the Racibor and to Malcov formation is complicated by: a) the time- and spatial (lateral) inconstancy of the Magura facies as the main component of the Magura formation; b) by lateral transitions (connection) between the Magura formation and the Racibor Fm; c) by the coexistence of the Malcov and Racibor formations during the Late Eocene and Early Oligocene. In spite of the lack of direct evidence the lateral transitions in the latter may be presumed there.

Tectonics: The compact Magura sandstones form the skeleton of the entire area. The ridge of Kubínska hoľa is an amputated and deformed northern wing of an extensive southvergent syncline. The Racibor Formation is the core of this syncline. In the north the Malcov Fm. has been folded into a complicated synclinorium of Hruštinka. It is detached from the Kubínska hoľa syncline by a system of SW—NE and W—E-striking faults. The faults are presumed to have been for a certain time acting as strike-slip faults. It is evidenced by the course and steepness of the faults and by measurements striae on tectonic mirrors around the faults. A partial, less significant strike-slip is also presumed on a fault along the southern piedmont of Kubínska hoľa on the contact between the Magura formation and the Racibor fm. The main structure of Kubínska hoľa is on the northeast and southwest end cut by transverse N—S faults. These faults belong to the Zázrivá—Revúca fault system. Besides vertical movements, strike-slip movements are also presumed in this system.

In this region the tectonic activity must have proceeded as early as the deposition of the entire flysch sequence. It is evidenced by permanent changes in paleogeography indicated by migrating sandy lobes and channels of the Magura facies, many diastrophic facies of slump bodies in the Racibor and Malcov formations. It is very probable that the primary accretion complex began to form as early as the Paleocene and continued to Early Oligocene. The N—S narrowing of the Magura basin resulted in the northvergent post-Early Oligocene folding of the region. This was immediately followed by strike-slip movement and the separation of particular structures along the strike-slip faults. These movements might also have been associated with a southvergent reversal of the Kubínska hoľa (and Oravská Magura) syncline. This process was followed by the Neogene (Sarmatian?) sedimentation in the Orava Basin.

The entire region was affected by the youngest N—S faults of the Zázrivá—Revúca fault system again. They were also active before the Sarmatian.

The succession of facies, their distribution in formations in the time between Paleocene and Early Oligocene are evidence of the retreat of the upper part and the onset of the middle or lower part of submarine fan, whereas in the northern area (Malcov fm.) the fan was replaced by the slope environment, without active interference by turbidity currents (fán deposition). The southern area shows signs of hemipelagic sedimentation (marlstones of the Racibor fm.) indicative of the southward opening of the sea.

This model somehow contradicts to paleogeographic idea of the polarity of the orogen (MAHEĽ, 1971) and partly also to the classical subduction model with the accretion wedge (e.g. MCCARTHY—SCHOLL, 1985, TOMEK et al., 1989). According to these the stratigraphic relations between facies in the Magura depositional area would correspond to the progradation scheme: the oldest distal beds gradually covered with proximal facies (lower-middle-upper parts of the fan), but they do not.

There is another urgent problem concerning the source area of the Magura Paleogene sequences. We know that most sediments are recycled (autocannibalism) as proved by similarity in modal composition of sandstones (Tab. 1) in particular formations and by the amount of redeposited pseudo-assemblages of nannoplankton and microfauna in ever younger formations. Redeposited material comes mostly from Cretaceous, but also from Paleocene and Eocene formations. At present we miss the source area on the surface and marginal shallow-marine facies are indirectly evidenced by fragments of carbonates, Algae even damaged by lithophags (Pl. VIII, fig. 2) and shells of larger foraminifers.

A possible solution of the problem is in „destruction“ of the source area — the mechanism of: a) total consumption by erosion, b) subduction and c) lateral removal of sediments from the realm of the source area. Combinations of the three modes might have been acting in different periods, and the lateral removal of sediments can probably be responsible for the present tectonic convergence of the Magura unit with the Klippen Belt.

Explanations to Figures 1—11

Fig. 1 Lithological column H 108 — road cut 900 m ESE of B. M. 1225: Upper part of Magura sandstone formation with intercalation of Bystrica claystone type.

Fig. 2 Lithological column H 104 — road cut 1300 m E of B. M. 1225: Magura sandstone formation. Facies A 2 in lower part, facies A 1 in Upper part.

Fig. 3 Lithological column H 92 — road cut 800 m SSE of B. M. 1032 (Prislop). Racibor Fm., Racibor facies. Two banks in the middle represent Magura facies (A 2).

Fig. 4 Lithological column H 306 — Raciborský potok brook 1150 m SE of B. M. 1225 Račova Member, Račova facies. Debrite body in bottom (facies 3).

Fig. 5 Lithological column H 91 — road cut 800 m SE of B. M. 1032 (Prislop) Malcov facies in Racibor Fm. Overlying sandstone bank contains glauconite.

Fig. 6 Lithological column H 100 — road cut 2.2 km ENE of B. M. 1225, 1 km SW of B. M. 1032 (Prislop). Magura sandstone formation with predominant facies A 2. In two levels are the Račová facies (B) — (detail on the right) and subfacies D 2 (in the middle).

Fig. 7 Lithological column H 88 — road to cottage in Kubinska hoľa, 2.5 km SE of B. M. 1396 (Minčol). Typical Racibor Fm. in Racibor facies. Slump body (facies F 1—F 2) in bottom, two marlstone beds (facies G 1) with claystone Račová facies in the middle.

Fig. 8 Lithological column H 168 — cut in slope 2 km SE of B. M. 1396 (Minčol): Racibor Fm. with Racibor facies (B), magura facies (A 2), facies of slump bodies (F 1) and facies of fine-rhythmical flysch (D 2) in bottom part.

Paleocurrent measurements in sandstones of „Magura type“ show markedly dispersed paleocurrent directions (azimuth 294—163).

Fig. 9 Lithological column H 90 — road cut 1200 m SE of B. M. 1032 (Prislop). Račová-Member, Račová facies. Vari-coloured claystone beds alternation and pelocarbonate intercalations are typical.

Fig. 10 Lithological column H 16 — rod cut 600 m E of B. M. 1032 (Prislop) Racibor Fm., Malcov facies (D) in upper part, Racibor facies in bottom part. Notice considerable dispersion of paleocurrent directions.

Fig. 11 a, b, c Lithological columns documenting various types of transition (boundary) of Racibor Fm. and Magura sandstones formation.

Fig. 11 a Lithological column H 110—111, road cut 800 m SSE of B. M. 1225: Tectonically disturbed contact. Magura facies in bottom part, Racibor facies in upper part. Upper part of Magura sandstones formation.

11b Lithological column H 189 — brook 900 m SSE of B. M. 1032 (Prislop)
Magura facies in bottom part, Racibor facies in upper part. As a whole represents lowermost part of Racibor Fm.

11c Lithological column H 116—117 — road cut 900 m SSW of B. M. 1225
Uppermost part of Magura sandstones formation (to 65 m) and lowermost part of Racibor Fm. (above discontinuity).

Explanations of lithological columns (Fig. 1—11)

1 — Magura type sandstone, coarse- to fine-grained subgraywackes; a — diagonal bedding, b — intra-bed erosion structures, c — graded bedding with sporadic larger pebbles, current marks on bottom surface; 2 — Claystones; 3 — Sandstones of Racibor Fm. with compact turbidity sequence; a — convolute deformations, b — parallel lamination, e — grading interval; 4 — Bystrica type claystones with conchoidal jointing; 5 — Fine-grained sandstones with diagonal bedding; 6 — Bluish-grey calcareous claystones with tabular jointing (Malcov type); 7 — Unsorted coarse-grained sandstones with claystone shreds — debrites; 8 — Sandy claystones; 9 — Fine-rhythmical flysch; 10 — Red claystones; 11 — Pelocarbonates; 12 — Covered intervals; 13 — Marlstones; 14 — Marls, hard calcareous claystones; 15 — Slump bodies; 16a — Claystone shreds, (3) — diameter of largest grains in sandstones in mm; 17 — Orientations of current textures and structures; a — erosion marks, b — drag marks, c — imbrication, d — diagonal bedding, e — diagonal bedding recorded by several measurements, f — deformations of internal structures by downslope slumping.

Fig. 12: 1 — Formation/facies of Magura sandstones; 2 — Fine-rhythmical flysch — facies D 2; 3 — Racibor Formation/facies; 4 — Račová Member; 5 — Red claystone intercalations; 6 — Malcov Formation; 7 — Marlstones; 8 — Tylawa „limestones“.

Explanation to geol. cross sections A—D (Fig. 14—17)

1 — Magura formation; 2 — Racibor Fm., 3 — Malcov Fm., 4 — Zábava Fm., 5 — Klippen Belt: a) klippe (J—K₁), b) „envelope“ (K₂₋₃); 6 — Tectonic lines, faults; 7 — Marking of course and position of beds: a) normal position, b) reverse position.

Fig. 18 Tectonic sketch

1 — Malcov fm., 2 — Zábava fm., 3 — Magura fm., 4 — Racibor fm., 5 — Tectonic diagrams of faults and striae (lower hemisphere projection).

Fig. 19 Sketch of paleocurrent measurements. Three independent regions are displayed in order of stratigraphic sequence a—l, A—M and 1—6.

Symbols used in diagrams: A — dip-direction of cross laminae (Te-interval), B — vergence of deformation of convolute folds, C — Sole marks and casts, D — linear bi-directional structures, E — imbrication in sandstones.

Explanation of Plates I—XIII

Pl. I

1, 2 Kubínska hoľa ridge above cottage. Magura facies — A 1. Erosion contact of base of sandstone-microconglomerate rhythms. Photo 2 shows dish structures in lower bed.

Pl. II

1 Magura facies (A 2) in Zábava Fm. Northern slope of Kubínska hoľa range;
2 Detail of facies D 2, thin-bedded fine-grained sandstones and sandy claystones between coarse-grained sandstones — possible levee sediments.

Pl. III

- 1 Magura facies, Magura formation on southern slope of Kubínska hoľa range, Beds are in reverse position. On the right, subfacies A 1 overlies and covers subfacies A 2 on the left.
- 2, 3 Magura facies (A 2) in Magura formation. Docum. points H 104a, H 102. Sandstone banks are separated by thin beds of sandy claystone. Photo 4 shows detail of bottom surface of sandstone bank with flute marks, drag casts and impact marks.

Pl. IV

- 1 Complete rhythm sequence of Racibor facies in Račová brook: from left to right Ta b c d e.
- 2 Typical sandstone of Racibor facies with prominent convolute deformation at top of bed (on the right). Racibor Fm.

Pl. V

- 1 Fine-grained sandstones of Racibor formation south of B. M. 1318 — Čierny vrch. Beds are in reverse position.
- 2 Deformation of convolute bedding. Its orientation is controlled by overlying beds sliding down-slope. Fold vergence indicates dip of slope (fold amplitude is about 12 cm). Racibor formation in Racibor brook.

Pl. VI

Racibor formation in cut of road to cottage in Kubínska hoľa range.

- 1 General view of formation with thicker banks of Magura sandstones (A 2 subfacies). Sequence is in reverse position.
- 2 Sandstone bank in upper part contains torn, deformed claystone- and sandstone beds. Facies F 2 — F 1.
- 3 Slump body — recumbent fold in upper part of profile. Involute fold — crown is westvergent. Position of sequence is reverse.
- 4 Detail of debris with unsorted sandy material and claystone shreds.

Pl. VII

- 1 Spherical jointing of claystones in Račová Member (Račová facies). Forest road — cut east of B. M. 1032 — Príslp.
- 2 Tectonic mirrors on Magura sandstone in Račová brook — valley.

Pl. VIII

- 1 Fragment of *Discocyclus* sp. in lithic graywacke of Zábava Fm. (NW of B. M. 1032 Príslp). Docum. point 22-S Magn. 25 × .
- 2 Fragment of *Lithothamnium contraversum* LEMOINE, damaged by lithofags. Lithic graywacke from Magura formation. Docum. point 11-S (W of B. M. 1225). It indicates shallow-water conditions in source area.

Pl. IX

- 1 *Cibicides* sp. — corroded shell in medium-grained lithic graywacke.
 - 2 *Globigerina* ex gr. *yeguaensis* WEINZIERL et APPLIN. Shell is enclosed in micrite limestone.
 - 3 *Globigerina velascoensis* CUSHMAN
 - 4 *Globigerina* cf. *linaperta* Finlay
- All photographs are from medium-grained lithic graywacke. Docum. point 22-S, Zábava Fm. Magn. 50 × .

Pl. X

- 1 *Chiloumbelina gracillima* (ANDREAE) in carbonate sandstone (medium-grained lithic graywacke with dominant calcite)
 - 2 *Bolivina antegressa* SUBBOTINA
 - 3 *Globigerina praebulloides* BLOW
- All photographs are from fine-grained carbonate sandstone of Racibor Fm. Docum. point 100-S, Račová brook.

Pl. XI

Malcov formation:

Globigerina ex gr. praebulloides BLOW

Pl. XII

Magura formation (Docum. point 195-S).

- 1 *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE et RIEDEL
- 2 *Discoaster barbadiensis* TAN
- 3 *Discoaster gemmeus* STRADNER
- 4 *Discoaster* sp.
- 5 *Chiasmolithus californicus* (SULLIVAN) HAY et MOHLER
- 6 *Toweius pertusus* (SULLIVAN) ROMEIN

Pl. XIII

Magura formation (Docum. point 108-S).

- 1 *Prinsius bisulcus* (STRADNER) HAY et MOHLER
- 2 *Toweius callosus* PERCH-NIELSEN
- 3 *Tribrachiatus orthostylus* SHAMRAI

Magura formation (Docum. point 15-S)

- 4 *Toweius tovae* PERCH-NIELSEN
- 5 *Heliolithus cf. kleinpellii* SULLIVAN
- 6 *Zygodiscus sigmoides* BRAMLETTE et RIEDEL

Translated by E. Jassingerová

Vysvetlivky k tab. I—XIII

Tab. I

1, 2 Hrebeň Kubínskej hole nad chatou. Dok. body H 146 a H 147. Magurská fácia — A 1. Erózne kontakty bázy pieskovcovo-drobnozlepcových rytmov. Na obr. 2 sú v podložnej lavici štruktúry po úniku vody — „dish-structure“.

Tab. II

1 Magurská fácia (A 2) v zábavnom súvrství. Severný svah Kubínskej hole, dok. bod H 27.
2 Detail fácie D 2, tenkovrstevnaté jemnozrné pieskovce a piesčité ílovcy medzi lavicami hrubozrnných pieskovcov.

Tab. III

1 Magurská fácia, súvrstvie magurských pieskovcov na južnom svahu Kubínskej Hole, dok. bod H 112.
2, 3 Magurská fácia (A 2) v súvrství magurských pieskovcov, dok. body H 104 a H 102. Pieskovcové lavice sú oddelené vrstvičkami piesčitých ílovcov, na obr. 4 je detail spodnej plochy pieskovcovej lavice s eróznymi stopami a so stopami po vlečení a nárazoch.

Tab. IV

1 Kompletná sekvencia rytmu raciborskej fácie v Račovskom potoku. Zľava doprava T a b c d e.
2 Typický pieskovec raciborskej fácie s výraznou konvolútnou deformáciou v závere vrstvy (vpravo). Dokum. bod H 88, raciborské súvrstvie.

Tab. V

1 Jemnozrné pieskovce raciborského súvrstvia j. od k. 1318 — Čierny vrch. Vrstvy sú v prevrátenej polohe.
2 Deformácia konvolútneho zvrstvenia orientovaná vplyvom sklzávania nadložía dolu svahom. Sklon svahu je v smere vergencie vrásky (výška vrásky je asi 12 cm). Raciborské súvrstvie v Raciborskom potoku, dokum. bod 196-S.

Tab. VI

1 Raciborské súvrstvie v záreze cesty k chate na Kubínskej holi (dokum. bod H 168).
Celkový pohľad na súvrstvie s mocnejšími lavicami magurských pieskovcov (A 2 subfácia). Súvrstvie je v prevrátenej pozícii.

- 2 Lavica pieskovca vo vrchnejšej časti obsahuje potrhané, plasticky deformované vrstvy ílovcov a pieskovcov. Fácia F 2—F 1.
- 3 Sklzové teleso — ležatá vrása vo vyššej časti profilu. Zavinuté čelo vrásky smeruje k Z (súvrstvie v prevrátenej pozícii).
- 4 Detail súfotoku — „debritu“ s nevytriedeným piesčitým materiálom a s útržkami ílovcov.

Tab. VII

- 1 Guľovitý rozpad ílovcov račovských vrstiev (račovská fácia). Zárez lesnej cesty v. od k. Príslop 1032 (dokum. bod H 16).
- 2 Tektonické zrkadlá na magurskom pieskovci v Račovej doline (dokum. bod H 103).

Tab. VIII

- 1 Úlomok diskocyklíny v litickej drobe zábavného súvrstvia (sz. od k. 1032 — Príslop), dokum. bod 22-S. Zväčšenie 25 ×.
- 2 Úlomok stielky *Lithothamnium contraversum* LEMOINE, rozožraté litofágmi. Litická droba zo súvrstvia magurských pieskovcov, dok. bod 11-S (s. od k. 1225). Indikácia plytkovodných podmienok v zdrojovej oblasti.

Tab. IX

- 1 *Cibicides* sp. — korodovaná schránka v stredozrnej litickej drobe.
 - 2 *Globigerina* ex gr. *yeguaensis* WEINZIERL et APPLIN — Schránka je uzavretá v mikritickom vápenci.
 - 3 *Globigerina velascoensis* CUSHMAN
 - 4 *Globigerina* cf. *linaperta* FINLAY
- Všetky fotografie sú zo stredozrnej litickej droby, dok. bod 22-S, zábavné súvrstvie, zväčš. 50 ×.

Tab. X

- 1 *Chiloguembelina* cf. *gracillima* (ANDREAE) v karbonatickom pieskovci (stredozrnná litická droba s prevahou kalcitu).
 - 2 *Bolivina antegressa* SUBBOTINA
 - 3 *Globigerina praebulloides* BLOW.
- Všetky fotografie sú z jemnozrnného karbonatického pieskovca raciborského súvrstvia (dok. bod 100-S), potok Račová. Zväčšenie 50 ×.

Tab. XI

- Malcovské súvrstvie
Globigerina ex gr. *praebulloides* BLOW. Priemer: 0,35 mm.

Tab. XII

- Magurské súvrstvie (dok. bod 195-S)
- 1 *Discoaster multiradiatus* BRAMLETTE et RIEDEL
 - 2 *Discoaster barbadiensis* TAN
 - 3 *Discoaster gemmeus* STRADNER
 - 4 *Discoaster* sp.
 - 5 *Chiasmolithus californicus* (SULLIVAN) HAY et MOHLER
 - 6 *Toweius pertusus* (SULLIVAN) ROMEIN

Tab. XIII

- Magurské súvrstvie (dok. bod 108-S)
- 1 *Prinsius bisulcus* (STRADNER) HAY et MOHLER
 - 2 *Toweius callosus* PERCH-NIELSEN
 - 3 *Tribrachiatus orthostylus* SHAMRAI
- Magurské súvrstvie (dok. bod 15-S)
- 4 *Toweius tovae* PERCH-NIELSEN
 - 5 *Heliolithus* cf. *kleinpellii* SULLIVAN
 - 6 *Zygodiscus sigmoides* BRAMLETTE et RIEDEL

PAVEL ČTYROKÝ

Členění a korelace eggenburgu a ottnangu v jižní části karpatské předhlubně na jižní Moravě

13 obr. v textu, 11 fototabulí (XIV—XXIV)

Abstract. The article reviews biostratigraphic and lithostratigraphic data on the Eggenburgian and Ottngian of the southern Carpathian Foredeep in southern Moravia. It also documents a division into two stages which are separated from one another by a distinct change in deposition as well as fossil assemblages.

Úvod

Sedimenty eggenburgu a ottnangu jsou vedle sedimentů karpátů nejrozšířenějšími spodnomiocenními uloženinami v jižní části předhlubně Karpat na jižní Moravě. Zatím co v západní, okrajové části při Českém masivu vystupují sedimenty těchto dvou stupňů na povrch, ve východní části při linii nasunutí vnějšího flyše jsou zakryty mladšími miocenními sedimenty, karpatem a spodním badenem. Avšak právě zde, ale i pod příkrovy vnějšího flyše, tvoří sedimenty obou těchto stupňů potencionálně vhodné horizonty kolektorů pro ložiska uhlovodíků.

Na základě dlouholetého mapování v jižní části předhlubně a rozboru stovek povrchových i vrtních profilů přináší tato práce vyčerpávající přehled znalostí o obou výše zmíněných spodnomiocenních regionálních stupních a o jejich vzájemných vztazích.

Problematika členění sedimentů eggenburgu a ottnangu

Eggenburg

Problematika vytvoření a členění nového regionálního stupně eggenburg byla souhrnně podána v monografii F. STEININGERA—J. SENEŠE et al. (1971), a proto v následujících odstavcích se stručně zmíníme o jeho problematice pouze v jižní části předhlubně na Moravě.

Povšimneme-li si členění spodního miocénu v jižní části karpatské předhlubně na Moravě pro edici generální geologické mapy (I. CÍCHA—J. PAULÍK in J. KALÁŠEK et al., 1963), zjistíme, že doznalo dnes podstatných změn. Tehdy v jižní části předhlubně do burdigalu (= eggenburgu) se řadily pouze píský od Chvalovic a Šatova s faunou měkkýšů

popsaných J. TEJKALEM (1958). Všechny další sedimenty se řadily již k helvetu s. s. (dříve spodního helvetu, I. CÍCHA — J. PAULÍK — J. TEJKAL, 1957). K brakickým vrstvám tohoto stupně se řadily pisky a jíly s *Pirenella moravica* (HÖRN.) a *Ostrea crassissima* (SCHLOTH.) a rybí jíly s vitritickým tuftem s rostlinnými zbytky na Znojemsku a z. od miroslavské hrástě, jež nyní klademe do eggenburgu. Východně od miroslavské hrástě do helvetu s. s. byly kladeny pisky, jíly a pestré jíly ležící na Českém masivu, z nichž popsal faunu suchozemských a sladkovodních měkkýšů A. RZEHA (1912) z Červeného kopce v Brně, brakické a oligohalinní vrstvy s *Congeria*, *Cardium* a *Melanopsis* popsané A. RZEHAEM (1893) z Padochova u Ivančic a vlastní rzehakiové vrstvy s *Rzehakia socialis* (RZEH.) *Cardium moravicum* RZEH. a *Congeria subclaviformis* RZEH. Na řazení těchto vrstev se od té doby nic nezměnilo, neboť helvetu s. s. v nové regionální nomenklatuře odpovídá ottngang. Mořský helvet s. s. ve facii robulového šlíru byl uváděn pouze z vrtů v oblasti Nosislavi a Nesvačiky, v jejichž nadloží byly zjištěny bezfosilní rybí šlíry.

V podstatě stejné stratigrafické členění používají ve své práci i I. KRÝSTEK — J. TEJKAL (1968) a doplňují je o nové poznatky z jihovýchodní části předhlubně na Mikulovsku. Z vrtů Mušov-3 a 4 a Pasohlávky-1 uvádějí podle M. MOŘKOVSKÉHO (1962) bazální klastika eggenburgu a nad nimi souvrství šlířů, jež by mohly patřit k lužické sérii.

Vycházejí především ze znalostí stratigrafie spodního miocénu z početných vrtů ve Vídeňské pánvi, V. ŠPIČKA (1968a, 1968) začal pochybovat o správnosti členění nejspodnějšího miocénu ve dva samostatné stupně — eggenburg a ottngang, oddělených diskordanci. Předpokládá nepřerušenu sedimentaci v průběhu těchto obou regionálních stupňů ve Vídeňské pánvi a zavádí pro oba stupně název mikulčická série. Jako nejdůležitější fázi považuje fázi staroštýrskou I. — mezi karpatem a mikulčickou sérií. Jednotný sedimentační cyklus eggenburg-ottngangský se snažil interpretovat i v karpatské předhlubni.

M. DLABAČ (1976) a M. DLABAČ et al. (1969, 1970) vyčleňuje v podloží eggenburgu novou litostratigrafickou jednotku žerotické vrstvy a klade ji do oligocénu. Na základě podrobného mapování vymezil prakticky všechny dnes uznávané litostratigrafické členy eggenburgu a ottngangu. Svrchní hranici eggenburgu kladl však pod vrstvy s *Crassostrea gryphoides* a *Pirenella moravica* s horizontem ryolitového tuftu, jež nesprávně považoval již za ottngangské.

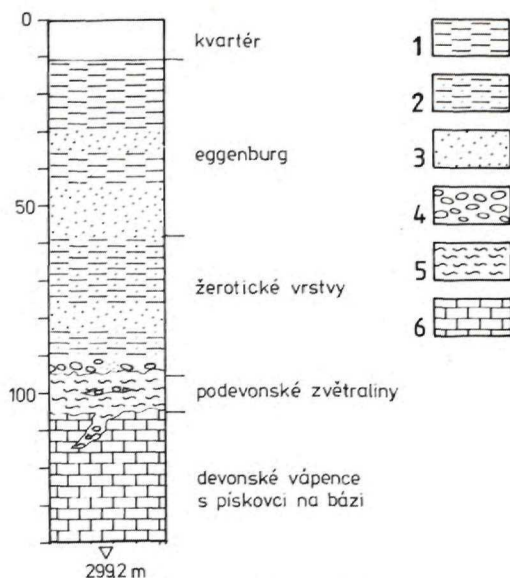
K znalosti sedimentů eggenburgu v jihovýchodní části předhlubně na Mikulovsku přispěl rozsáhlý vrtný průzkum v souvislosti s vyhledáváním a ověřováním plynového ložiska Dolní Dunajovice. J. ADÁMEK (1977) zde podrobně ověřil mocnosti bazálních hrubozrnných a drobových glaukonitických pískovců eggenburgu a v nadložním souvrství pelitů vyčlenil dva nejrozšířenější litologické typy.

Při hodnocení sedimentů eggenburgu R. JIŘÍČEK (1983) vychází především ze znalostí profilů hlubokých vrtů v okolí Mikulova a D. Dunajovic. Na rozdíl od názorů P. ČTYROKÉHO (1982) klade však jak typové profily sedimentů v okolí Eggenburgu s faunou velkých pectenů, tak i brakické vrstvy s *Crassostrea gryphoides* a *Pirenella moravica* do spodního eggenburgu. Také celý profil sedimentů eggenburgu u Mikulova klade do spodního eggenburgu (bazální klastika i nadložní pelity). K svrchnímu eggenburgu klade pouze spodní lužické šlíry ve Vídeňské pánvi. Veškeré nadložní sedimenty v karpatské předhlubni řadí již ke karpatu. Předpokládá, že sedimenty svrchního eggenburgu na Českém masivu byly denudovány před karpatem.

I. CÍCHA et al. (1975) řadí eggenburg do vlastní biozóny 4 planktonických dírkovců Paratethydy (Vých. Alp a Záp. Karpat), charakterizované vůdčími druhy *Globigerinoides quadrilobatus trilobus* a *Globoquadrina dehiscens*. Typovým profilem byl stanoven vrt Žarošice-2 (hl. 1151—1154 m) v části předhlubně překryté ždánickým příkrovem.

Obr. 2 Profil vrtu Že-1 Žerotice, sv. od Znojma

1 — jily a slabě vápnité jily, 2 — písčité jily a prachy, 3 — písky, 4 — šterky, 5 — rozvětrané fylity, 6 — devonské vápence.



V litorálních sedimentech eggenburgu, uložených na krystaliniku Českého masivu, vycházejících na povrch mezi Šatovem a Únanovem nebo zastížených ve velkém počtu hlubokých i mělkých vrtů, jsou nejdůležitějšími biostratigrafickými indikátory společenstva mořských a brakických měkkýšů a obvykle vzácná společenstva bentožních dírkovců (P. ČTYROKÝ, 1982, V. MOLČÍKOVÁ, 1976, J. ČTYROKÁ, 1980). Teprve podrobné hodnocení mikrofauny dírkovců a nanoplanktonu z pelitů šakvických vrstev eggenburgu (tektonicky postižené kry eggenburgu na ždánické jednotce) V. MOLČÍKOVÉ (in V. MOLČÍKOVÁ—Z. STRÁNÍK, 1980) a ker pelitů eggenburgu u Perné na čele ždánické jednotky (J. ČTYROKÁ—P. ČTYROKÝ—V. MOLČÍKOVÁ—Z. STRÁNÍK, 1989) přineslo bohatá společenstva planktonických dírkovců i nanoplanktonu. V. MOLČÍKOVÁ uvádí z planktonických dírkovců důležité druhy *Cassigerinella boudecensis* POK., *Globigerina bollii lentiana* RÖGL, *G. brevispira* SUB. a *Globigerinoides quadrilobatus primordius* BLOW-BANN. V nanoplanktonu se hojně vyskytuje druh *Helicosphaera ampliapertura* BRAM.-WILC., jehož nástup se váže na bázi zóny NN-2 *Discoaster druggi* (E. MARTINI, 1971).

Také stav radiometrického datování uloženin eggenburgu od roku 1971 pokročil. Z původního jediného data K/Ar datování z glaukonitů, pocházejících z vrtu hallských šlírů Dolního Rakouska, jež poskytla datum $24,8—26 \pm 1$ MA, se jejich počet rozrostl na větší množství. Toto datum bylo překalkulováno na věk 18,8 MA. V současné době se na základě více dat z různých zemí předpokládá věk báze eggenburgu asi 22,0 MA a věk báze ottnangu 19,0 MA (D. VASS et al., 1987).

Ott nang

Zavedení nového regionálního stupně ottnangien, česky používaného ve zkráceném tvaru ott nang, a jeho celkovou náplň podali v monografii A. PAPP—F. RÖGL—J. SENEŠ et al. (1973).

V oblasti jižní části předhlubně na Moravě došlo od doby vydání přehledné geologické mapy, listu Brno a jejich vysvětlivek (J. KALÁŠEK et al., 1963 k vývoji názorů na zařazení

jednotlivých litostratigrafických členů. Přeražení vrstev s *Pirenella moravica* s ryolitovým tuftem (I. CÍCHA – J. PAULÍK – J. TEJKAL, 1957), jakož i tuftických vrstev M. DLABAČE (1976) z helvetu s. s. do eggenburgu bylo již výše zmíněno. Na Mikulovsku R. JIŘÍČEK (1983) vyslovil názor, že sterilní souvrství v nadloží eggenburgu (členěné v zóny A a B) náleží do spodního karpátu. Tato nomenklatura je používána i jinými pracovníky MND v Hodoníně (J. BIMKA, 1984, 1987). Kromě toho R. JIŘÍČEK (1983) klade i rzhakiové vrstvy do karpátu a interpretuje je jako heterochronní biofacii karpátu.

Chronologicky předcházející miocenní uložení

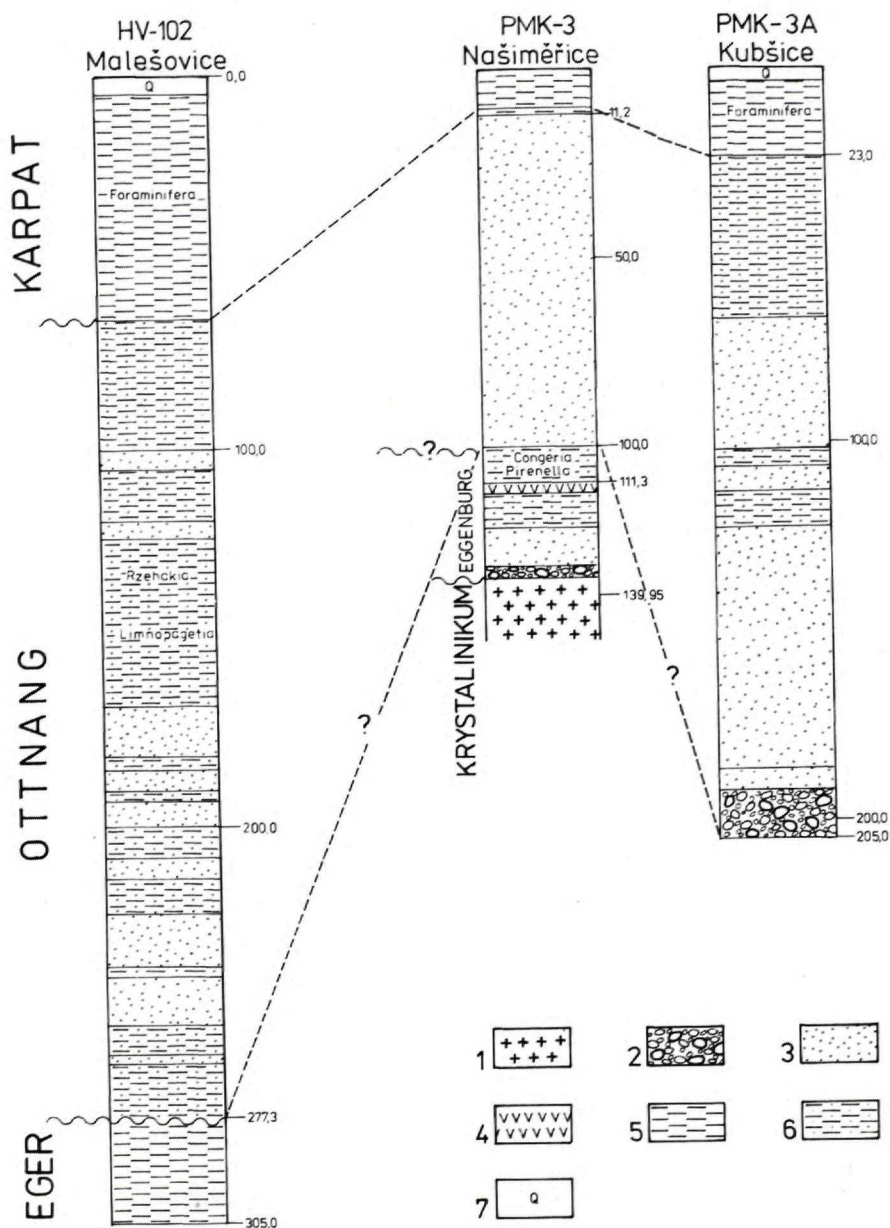
Eger

Z autochtonní pozice v nadloží krystalinika Českého masivu máme pouze jediný doklad o přítomnosti mořských sedimentů egeru. Ve vrtu HV-102 Malešovice (hl. 277,3 až 305,0 m) byly navrtány hnědošedé až hnědočerné, slabě písčité až siltové a slabě vápnité jílovce se zjevnými tektonickými ohlasy. Vrt byl popsán zprvu K. KUKLOVOU (1973) v rámci hydrogeologického průzkumu karpatské předhlubně. Vrt je situován přibližně v ose vranovického příkopu sz. směrem, ovšem již za svahy příkopu samotného. I. CÍCHA et al. (1984) uvádí z jílovců uvedených hloubek *Miogypsina cf. complanata*. P. ČTYROKÝ (1988) v jádrech získaných při skartaci vrtu uvádí měkkýše *Turritella sp.* a ? *Charonia sp.* a dírkovce *Lepidocyclus (Eulepidina) cf. dilatata* (MICHT.) a *Uvigerina bononiensis* FORNASINI; bohužel nanoplankton chybí. Pro tyto vrstvy P. ČTYROKÝ (1988) navrhuje název vrstvy malešovické a typovým profilem ve vrtu HV-102 Malešovice a řadí je do egeru (viz obr. 3). Na základě výskytu velkého dírkovce *L. (Eulepidina) dilatata* by se spíše mělo jednat o spodní část egeru, korelovatelnou s některou částí lučenského souvrství (D. VASS – M. ELEČKO, 1982) jižního Slovenska.

Malešovickým vrstvám by věkem mohly odpovídat (nebo pouze jejich části) mělkovodní sedimenty melkských vrstev a pielašských téglů lemující krystalinikum Českého masivu na severním okraji alpské předhlubně (molasy) od Enns v Rakousku na V a známé také z podloží příkrovů flyše a Severních vápencových Alp z vrtů Urmannsau-1, Seitenstetten-1, Texing-1 a Mauerbach-1a. Ještě větší vztah však jak na základě litologické podobnosti, tak i na základě výskytu *lepidocyklin* a *Miogypsina formosensis* YABE et HANZAWA mají autochtonní vrstvy egeru zjištěné ve vrtech Rabensburg West-1 a Berndorf-1 (G. WACHTEL – G. WESSELY, 1981). Podle R. FUCHSE et al. (1980) melkské vrstvy zjištěné v hlubinných vrtech v prostoru Absdorf – Stockerau – Dürnleis (molasa Dol. Rakouska) o mocnosti 150–300 m tvoří souvrství slepenců a tmavých až černých, slabě vápnitých jílovců s bentósními dírkovci, mezi nimiž dominuje *Uvigerina steyeri*. V tomto prostoru vrstvy leží na sedimentech krystalinika, jury i svrchní křídý.

O věkové korelaci malešovických vrstev můžeme uvažovat a srovnávat je i s egerskými ekvivalenty v příkrovu ždánické jednotky a zóny Waschbergu. V ždánické jednotce by jim musely odpovídat některé oddíly hustopečských slínů a v zóně Waschbergu vrstvy thomasserské (A. PAPP – A. KRÖLL – R. FUSCHS, 1978). Vzhledem k tomu, že neznáme celkovou mocnost, litologii ani faunistický vývoj celého vrstevního sledu, je nutno s definitivním zařazením v rámci egeru posečkat.

V blízkosti vrtu HV-102 Malešovice byl nově ve vrtu PMK-12 Loděnice zjištěn relikv autochtonních sedimentů spodního eocénu (P. ČTYROKÝ, 1988, P. ČTYROKÝ et al., 1990) ležící v podloží sedimentů otnnangu a karpátu. Bude tedy problematika stratigrafických členů autochtonního paleogénu i spodního miocénu na Českém masivu zřejmě mnohem komplikovanější, než se zatím soudilo.



Obr. 3 Korelační schéma vrtů HV-102 Malešovice, PMK-3 Našiměřice a PMK-3A Kubšice
1 — krystalinikum, 2 — šterky a slepence, 3 — pisky a pískovce, 4 — tuftické a bentonitické jílovce a jily, 5 — nevápnité a slabě vápnité jílovce a jily, 6 — prachovité a písčité jílovce a jily, 7 — kvartér.

K těmto vrstvám patří sladkovodní až splachově-terrestrické vrstvy, označené L. PRACHAŘEM (1970) a M. DLABAČEM (1970, 1976) jako žerotické vrstvy podle typového profilu ve vrtu Z-7A v Žeroticích, sv. od Znojma. Tyto vrstvy byly navrtány v nadloží vápenců (? paleozoikum) a M. DLABAČ (1976) je kladl k oligocénu. Vzhledem k zjištění dvou nových neznámých stratigrafických jednotek v tomto vrtu byl v rámci výzkumu ÚÚG v roce 1978 vyhlouben v těsné blízkosti původního profilu vrt nový, označený Že-1, který přinesl nová doplňující data (viz obr. 2).

V nadloží přes 200 m mocné série devonských (givet—frasn) vápenců (P. BATÍK—V. SKOČEK, 1981) byly zastíženy 10 m mocné tmavošedé zvětraliny fylitických hornin, jež mají na bázi horizont hrubozrnných šterků, jsou silně prohnětené a s tektonickými ohlasy. Tyto vrstvy nepovažujeme v žádném případě za bázi žerotických vrstev, ale za samostatnou jednotku z období devon až ? eger. Litologicky se však liší od uloženin kulmu, jež byly zjištěny v některých vrtech na Znojemsku (P. BATÍK—V. SKOČEK, 1981).

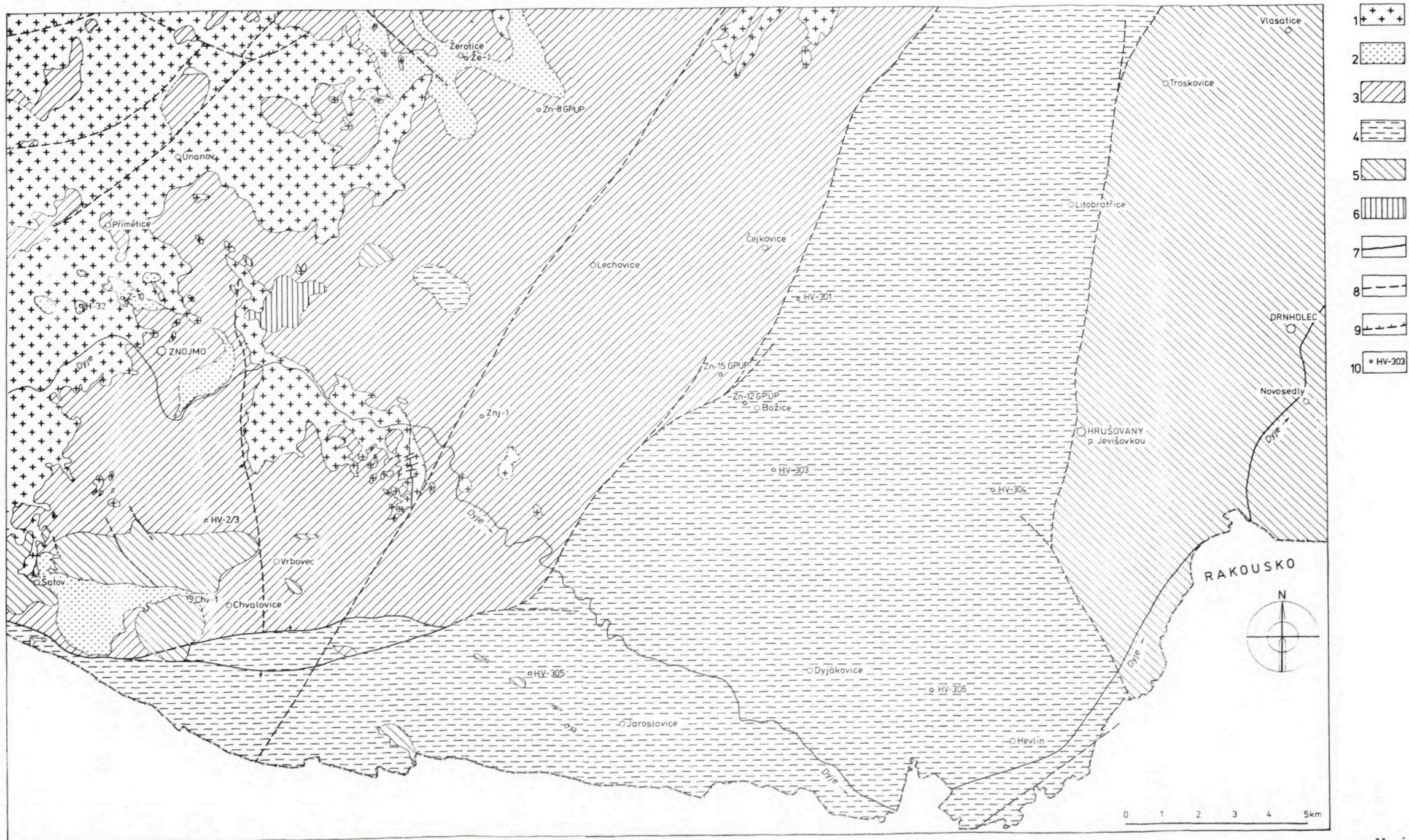
V nadloží zvětralin fylitů ve vrtbě Že-1 jsou uložena hrubá bazální klastika s převahou materiálu krystalinika (parakonglomeráty) o mocnosti kolem 1 m. Nad nimi se v profilu 37,5 m mocném střídají polohy zelenošedých až tmavozelených drobných, slabě vápnitých jílovců až siltovců s polohami stejné litologické povahy, ale s fialovo-rezavým až narudlým nádechem, případně fialověrudými šmouhami nebo skvrnami. Vzácné jsou vločky až 2 m mocné zelenavých středně až hrubě zrnitých písků. Celkový ráz žerotických vrstev nemá rozhodně ráz deltových sedimentů, jak soudil L. PRACHAŘ (1970). Jedná se spíše o střídání poloh sedimentů vzniklých v mělké sladkovodní depresi (zelené polohy) a poloh terrestrických splachů s ruděfialovým zbarvením.

V nadloží žerotických vrstev bylo ve vrtu Že-1 navrtáno 46 m mocné souvrství šedozelených až tmavozelených písků, siltovců a jílovců, které dobře odpovídají litologicky eggenburgu, známému z výchozů a mělkých vrtů v okolí Žerotic a Tvoříhrázi.

Vzhledem k tomu, že v celém profilu žerotických vrstev v typové oblasti se nepodařilo zjistit žádné živočišné a rostlinné fosilie, nelze jejich stáří přímo určit. Avšak z rytmického střídání poloh zelenavých a narudlých barev a vcelku postupného přechodu do nadložního eggenburgu soudíme, že žerotické vrstvy blízce předcházely marinní transgresi eggenburgu, a proto je řadíme do ? egeru až eggenburgu (P. ČTYROKÝ—P. BATÍK et al., 1978). Později byly polohy pestrých jílovců nalezeny v souvrství faunisticky prokazatelného eggenburgu na vrtu HV-301 Čejkovice (I. KRÝSTEK—L. KRÝSKOVÁ, 1981).

Ekvivalenty žerotických vrstev byly zjištěny v r. 1988 ve vrtu HV-603 Jezeřany. Také zde leží tyto pestré, rudé nebo rudě skvrnitě a smouhované prachovité jílovce, jílovce a písky v podloží faunisticky prokázaného eggenburgu s *Crassostrea gryphoides*, *Pirenela moravica* a jiných druhů měkkýšů. V nadloží eggenburgu zde leží pak přes 100 m mocná série písků a pískovců, náležejících podle měkkýšů faun z okolí k rzechakiovým vrstvám (viz obr. 4).

V roce 1963 byl dokumentován dlouhý profil (viz obr. 12) v hlubokém úvozu v Knížecím lese s. od Ivančic, v němž souvrství rudých a pestrých jílovců a písků bylo zjištěno pod horizontem tuftických a bentonitických jílovců, které později P. ČÍŽEK (1980) zjistil jv. od Ivančic pod návrším Réna. V Knížecím lese v nadloží tuftického horizontu leží souvrství jílovců a písků oligohalinní až sladkovodní biofacie rzechakiových vrstev (s rody *Anodonta*, *Unio*, *Congerina*, *Nematurella*, kostmi ryb a savců) typu faciostatotypové lokality Ivančice—Padochovka (P. ČTYROKÝ in A. PAPP—F. RÖGL—J. SENEŠ et al., 1973). Za předpokladu, že horizont tuftu je v tomto profilu synchronní s ryolitovým tuftem ve Znojmě, jsou pestré sedimenty starší než nejvyšší eggenburg.



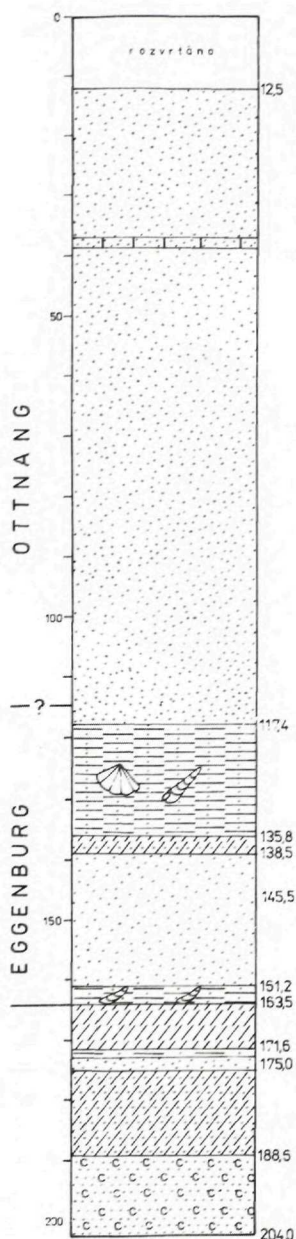
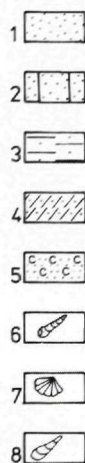
Obr. 1 Odkrytá geologická mapa jihozápadní části karpatské předhlubně na Moravě
 1 — krystalinikum a paleozoikum nečleněné, 2 — eggenburg, 3 — ottang, v izolovaných relikttech ottang

až eggenburg, 4 — karpats, 5 — spodní baden, 6 — miocén až pliocén nedělený, 7 — zlomy ověřené,
 8 — zlomy předpokládané, 9 — přesmyky, 10 — situace vrtů.

sp. 1
kov
ch
lo
s
m
l
O

obr. 4 Schematický profil vrtu HV-603 Jezeřany

1 — písky, pískovce, prachy, prachovce, 2 — kongre-
 alně zpevněné polohy písků a prachovců, 3 — vápnité
 nevápnité prachovité jíly a jílovce, 4 — rudě a rudofia-
 lově zbarvené a smouhované, převážně nevápnité pra-
 chovité jílovce a prachovce, 5 — chloritické písky a pís-
 kovce, 6 — *Pirenella moravica*, 7 — *Cerastoderma* div.
 sp., 8 — *Crassostrea gryphoides*.



Eggenburg

Moře eggenburgu proniklo na krystalinikum Českého masivu asi až v údobí ukládání eggenburgských vrstev, jež podle poměrů ve stratotypové oblasti v Dolním Rakousku byly rozsáhle transgresivní a v období jejich sedimentace došlo asi k maximálnímu zvýšení hladiny světového oceánu. Brakické vrstvy moltské, jež leží na bázi eggenburgu

v hornské pánvi, nebyly na Znojmsku zjištěny. Brakické vrstvy s *Pirenella moravica* se podle fauny měkkýšů jeví zřetelně mladší než vrstvy moltské. Moře eggenburgu zaplavilo hluboko rozvětralý krystalinický podklad, který byl nad to velmi ostře modelovaný do ostrých hřbetů a hlubokých kaňonů. V takových kaňonech jsou dnes pohřbeny marinní sedimenty eggenburgu na silně kaolinizovaném krystaliniku s. a sz. od Znojma. V této oblasti běžně docházelo při marinní transgresi k redeposicím kaolínů, bazální souvrství eggenburgu často obsahují polohy sekundárních kaolínů.

Schematicky můžeme v této části čelní hlubiny rozdělit sedimenty eggenburgu do dvou bio- a litofaciálních vývojů: a) vývoj pánevní, b) vývoj mělkovodní.

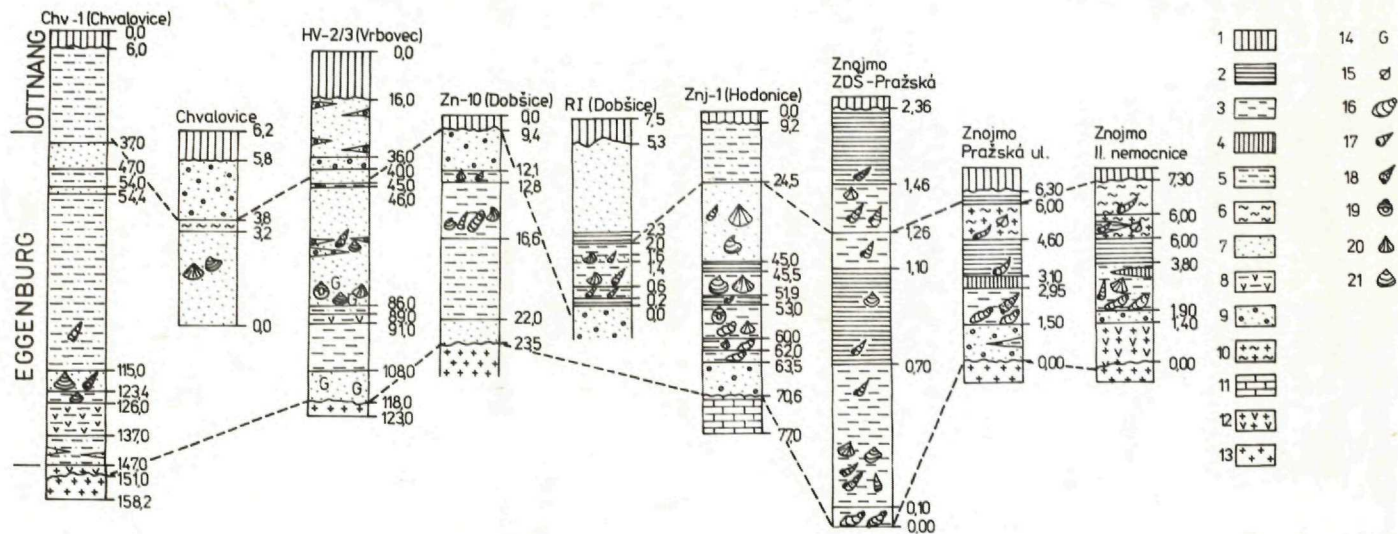
Vývoj pánevní

K pánevnímu vývoji řadíme především stratigrafické profily dobře známé především z vrtů v jižní části území, řádově na linii Šatov, Slup, Hevlín, Břeží, Vranovice. V tomto vývoji leží na bázi eggenburgu bazální šterky a písky o celkové mocnosti kolem 20 m, jež jsou v některých profilech glaukonitické a chloritické. V těchto bazálních vrstvách byla ve vrtu HV 2/3 u Vrbovce nalezena a popsána euhalinní fauna mořských měkkýšů s druhy *Glycymeris cor*, *G. fichteli*, *Protoma cathedralis* a *Turritella vermicularis* (I. KRÝSTEK — J. TEJKAL, 1968, V. KALABIS, 1970). Z těchto druhů je především *Glycymeris fichteli* vůdčí pro eggenburg. Vyšší vrstevní členy pánevního vývoje pak jsou tvořeny souvrstvím jemně až středně zrnitých písků s mocnými vložkami vápnitých jílu o celkové mocnosti kolem 100 m. Části tohoto souvrství, především jeho nejvyšší části, jsou odkryty v širším okolí Chvalovic a Šatova, dokonale byly studovány především v hlubších vrtech Chv-1 (Chvalovice), HV 2/3 Vrbovec a HV-305 Slup. V pelitech tohoto souvrství byla V. MOLČÍKOVOU (1968, 1976) a I. CICHOU (1969) nalezena mikrofauna dírkovců s druhy *Ammonia beccarii*, *Pararotalia stellata*, *Cibicoides budayi*, *Hanzawaia boueana*, *Bulimina elongata*, *Reusella spinulosa*, *Florilus boueanus*, *Elphidium flexuosum*, *E. ortenburgense*, *Lenticulata cultrata* aj. Pro stratigrafické zařazení k eggenburgu svědčí především výskyt druhu *Cibicoides budayi*, jež byl zjištěn v několika horizontech. Nanoplankton nebyl zatím v pelitech eggenburgu zjištěn. V písčích a pískovcích nejvyšších členů tohoto souvrství pánevního vývoje byla J. TEJKALEM (1958) a I. CICHOU — J. PAULÍKEM — J. TEJKALEM (1957) zjištěna fauna mlžů s druhy *Thracia pubescens* a *Laevicardium cf. cingulatum*, jež jim umožnila tehdy tyto písky zařadit pravděpodobně do burdigalu. V nejvyšších částech profilu na Tejkalově lokalitě a na jiných lokalitách v okolí vinných sklepů u Chvalovic byla P. ČTYROKÝM (in P. BATÍK — P. ČTYROKÝ et al., 1978) zjištěna poloha až 30 cm mocná montmorillonitových jílu. V těchto jílech byl zjištěn hojně beta křemen a jsou zjevně vulkanogenního původu. Tyto jíly P. ČTYROKÝ (1982) koreluje s horizontem ryolitových tufitů a tufitických jílu v nejvyšší části mělkovodního vývoje eggenburgu v okolí Znojma a daleko na SV do okolí Miroslavi. Směrem na východ v oblasti Božic a Čejkovic má mělkovodní vývoj eggenburgu podobný charakter jako v okrajové oblasti. V hydrogeologických vrtech HV-301 Čejkovice a HV-303 Božice se pod písčítým horizontem eggenburgu (v mocnostech kolem 100 m jako na vrtu Chv-1), který I. KRÝSTEK (1983) označuje jako čejkovičké písky, vyskytuje souvrství jílu a písků, v němž se vyskytuje *Cibicoides budayi* a makrofauna s *Pirenella moravica* a velkými ušticemi. Místy v nich jsou vložky s euhalinnějšími měkkýši podobného složení, jako kupř. ve vrtu Znj-1 v Hodonicích. Ve vrtu HV-301 v Čejkovicích bylo zjištěno I. KRÝSTEKEM (1983) i střídání zelených a zelenošedých pelitů s makrofaunou s polohami pestrých jílovců. Litologicky jsou tyto pestré sedimenty více či méně shodné s tzv. žerotickými vrstvami. Proto I. KRÝSTEK (1983) klade pestré sedimenty již k eggenburgu.

Jak bylo poukázáno výše, termín žerotické vrstvy by se měl podle původního M. DLABAČOVA (1976) pojetí používat pouze pro bezfosilní souvrství pestrých jílovců a pískovců, jež leží jednoznačně v podloží prokázaného marinního eggenburgu. V tomto pojetí je interpretují také P. ČTYROKÝ—P. BATÍK et al. (1978) na geologických mapách listy Znojmo, Šatov a Božice. I když jak v typovém profilu ve vrtu Žerotice-1, tak i na jiných vrtech mají rozhodně bližší vztah k bazálním sedimentům eggenburgu, nelze vyloučit, že část z nich zahrnuje v sladkovodní facií i nejvyšší eger. I. KRYSTEK (1983) na základě špatně určených měkkýšů z vrtů HV-301 a HV-303 dochází k neopodstatněnému závěru o podobnosti brakických faun mlžů a plžů brakického eggenburgu se společenstvy měkkýšů rzhakiových vrstev v. od miroslavské hrástě. Jak bylo již výše zdůrazněno, brakická společenstva měkkýšů rodů *Pirenella-Congeria-Crassostrea* a *Nematurella-Hydrobia-Ctyrokya* eggenburgu jsou druhově naprosto odlišná od společenstev stejných rodů rzhakiových vrstev a většina druhů z eggenburgu může být interpretována jako vývojevi předchůdci druhů známých z rzhakiových vrstev (P. ČTYROKÝ, 1972, 1982).

Na V od Hevlina na jurskou elevaci u Březi transgredují z východní strany elevace přímo stratigraficky vyšší peliticko-písčité členy eggenburgu a bazální klastika zde chybí. Předpoklad V. ŠPIČKY (1972) a I. KRYSTKA (1983), že na této elevaci chybí sedimenty eggenburgu zcela, nebude patrně pravdivá. Směrem na V od této elevace po čelo ždánického příkrovu se nachází největší deprese, kde sedimenty eggenburgu dosahují největší mocnosti. Na základě profilů četných hlubokých vrtů MND zde na jurské podloží transgredují bazální klastika glaukonitických a drobových pískovců, jež dosahují největší mocnosti ve vrtu Mikulov-4, při linii nasunutí ždánické jednotky. V bazálních klastikách se nacházelo plynové ložisko u Dolních Dunajovic (J. ADÁMEK, 1979). V nadloží je uloženo peliticko-písčité souvrství eggenburgu, jež podle interpretace vrtu Mikulov-1 by mělo dosahovat přes 500 m mocnosti. I. ŽŮRKOVÁ (1967) rozdělila toto souvrství na dva oddíly: spodní bez kalcitu a svrchní s převahou kalcitu nad dolomitem. Také asociace těžkých minerálů eggenburgu Mikulovska se liší od většiny spodnomiocenních sedimentů západního okraje předhlubně. Zatím co v bazálních klastikách eggenburgu na Mikulovsku je velký podíl zirkonu (až 60 %) a staurolitu (až 20 %), granát je zastoupen zcela podřadně (J. ADÁMEK, 1979), v pelitických sedimentech vyššího oddílu zcela převládá granát (I. ŽŮRKOVÁ, 1967). V bazálních klastikách eggenburgu byly zjištěny pouze rybí zbytky a brakičtí dírkovci rodů *Ammoscalaria*, *Trochammina* a *Reophax* (I. ZAPLETALOVÁ, 1977). V souvrství pelitů se střídají polohy bohaté na neritickou a sublitorální faunu dírkovců s druhy *Budaschevella* aff. *kamtschatica* VOLOSH., *Cyclammina* sp., *Gaudryina* sp., *Cibicoides budayi* CÍCHA et ZAPL., *Chilostomella balkhanica* BOGD. s polohami zřetelně ochuzenými s hojnými zástupci rodů *Ammonia*, *Ammoscalaria*, *Silicoplaentina*, *Reophax scoriurus* MONT., pyritisovanými rosvivkami a zbytky ryb (I. ZAPLETALOVÁ, 1977, R. JIŘÍČEK, 1983). Ve vrtu Dunajovice-1 uvádějí M. HOLZKNECHT— I. ZAPLETALOVÁ (1974) z eggenburgu v hl. 1082 m i vulkanogenní materiál s beta křemenem a vulkanickým sklem.

V souvislosti se základním geologickým výzkumem na listech 34-142 Mikulov a 34-124 Pouzdřany a se studiem stavby předpoli ždánického příkrovu byl těsně před povrchově vymapovaným čelem příkrovu situován mělký strukturální vrt Perná-1, který dosáhl celkové hloubky 122 m. Vrt byl situován v katastru obce Perná, 1385 m ssv. od kostela v Bavorech a 960 m jv. od kostela v Perné. Cílem vrtu bylo objasnit litologický vývoj, stratigrafický sled a uložení poměry miocénu před čelem příkrovu. V profilu vrtu v hl. 0,20—6,00 m byly zastíženy bělavě šedé a světle šedé jemně slídnaté, jemně prachovité, prismaticky odlučně vápnité jílovce, které jsou litologií identické s vápnitými jílovci eggenburgu, které vycházejí v tektonické kře j. a jz. od obce Bavory (objekt sušičky JZD,



Obr. 5 Litostratigrafická a biostratigrafická korelace sedimentů eggenburgu a ottungu v povrchové profílech a vrtech na Znojemsku
 1 — kvartér, 2 — jily a tuftické jily, 3 — vápnité jily, 4 — písčité vápence, 5 — písčité jily a prachy, 6 — montmorilonitické a bentonitické jily, 7 — pisky a pískovce, 8 — vápnité jily s bohatou faunou dírkoveců, 9 — šterky a slepence, 10 — rylitový tuft, 11 — vápence devonu, 12 — kaolinisovaný granit, 13 — granit, 14 — výskyt glaukonitu, 15 — výskyt fosilní flóry, 16 — výskyt *Crassostrea*, 17 — výskyt *Hydrobia* a *Nematurella*, 18 — výskyt *Pirenella*, 19 — výskyt *Glycymeris*, 20 — výskyt *Cardiidae*, 21 — výskyt *Polymesoda*.

vinice a pole ve svahu nad ní až po fotbalové hřiště). Zde jejich mocnost ve vrtu Mi-28 byla 30 m.

V těchto horninách byla ve vrtu Perná-1 zjištěna bohatá drobnější mikrofauna dírkovců s převládajícím planktonem s druhy *Cassigerinella boudecensis* POK., *Globigerina bollii lentiana* RÖGL, *G. brevispira* SUBB., *Globigerinoides quadrilobatus primordius* BL.-BAN a j. Z bentosu se vyskytují především *Valvulinera complanata* (ORB.), úlomky *stilosomel*, drobné *boliviny* s druhy *Bolivina molassica* HOF., *B. crenulata trunensis* HOF. a j. Společenstvo dírkovců je provázáno jehlicemi hub (převážně bezosé rhaxy). Vápňitý nanoplankton je reprezentován častěji se vyskytujícím druhem *Helicosphaera ampliapertura* BRAMLETTE et WILCOXON. Společenstvo dírkovců odpovídá eggenburgu a nejvíce se blíží společenstvu šakvických slínů ždánické jednotky (V. MOLČIKOVÁ—Z. STRÁNÍK, 1980). Také nástup druhu *H. ampliapertura* BRAMLETTE et WILCOXON se váže na bázi zóny NN-2 *Discoaster druggi* (MARTINI) a potvrzuje vedle dírkovců rovněž příslušnost k eggenburgu.

V hl. 6,00—10,50 m byly zastíženy ve vrtu převážně tmavohnědé, misty světle hnědé a laminované, tektonicky prohnětené nevápnité jíly a jílovce. V laminách převažují žlutošedé jemně slídnaté rozpadavé prachovce až jemnozrnné pískovce, objevují se i 1—2 cm mocné rezavě hnědé limoniticko-pelokarbonátové polohy. V těchto vrstvách převažuje mikrofauna zřejmě redeponovaná z eggenburgu a starších hornin, rovněž nanoplankton chybí. Na základě litologického srovnání můžeme tyto vrstvy velmi pravděpodobně srovnat s pavlovickými vrstvami ottnangu, známými z nadloží šakvických slínů v okolí Velkých Pavlovic (Z. STRÁNÍK—V. MOLČIKOVÁ, 1980). Obdobné horniny byly zjištěny u tektonických útrzcích při čele ždánické jednotky v okolí Perné a Bavor (P. ČTYROKÝ et al., 1990).

V hl. 10,50—12,00 m byly navrtány hnědě nazelenalé až šedé prachovité, převážně nevrstevnaté vápnité jílovce. Některé vzorky z těchto hornin jsou sterilní, v některých se vyskytují bentoničtí dírkovci *Bolivina crenulata trunensis* HOF., *B. dilatata dilatata* (Rss.), *Bulimina elongata* (ORB.), *B. striata* (ORB.) a chudý plankton; společenstvo pravděpodobně patří již ochuzenému vývoji karpátu.

Vývoj mělkovodní

Tento vývoj byl studován na mnoha odkryvech a profilech mapovacích vrtů a vrtů na kaolin mezi Podmolím, Znojmem, Tvoříhrází a Hostěradicemi. Vzhledem k členitosti předmiocenního reliéfu krystalinika je pro tento vývoj charakteristická enormní proměnlivost litofacií a biofacií. Bazální členy tohoto vývoje jsou tvořeny balvanitými hrubozrnnými štěrky, jemnozrnnými štěrky, písky a pískovci, jež jsou často kaolinické nebo na bázi obsahují polohy rudě zbarvených písků. Na elevacích podloží bazální klastika často chybí a na proterozoickém či paleozoickém podkladu jsou uloženy silty, písčité jíly, vápnité i nevápnité jíly s vložkami písků i uhelných jíků. V nejvyšší části tohoto souvrství je uložena poloha či polohy ryolitového tufitu, laterálně se často zastupující s tufitickými montmorillonitickými či bentonitickými jíly. Podle I. KRYSKA (1959) se jedná o ryodacitové až ryolitové tufity. V oblasti sz. od Znojma v okolí Oleksovic a Hostěradic odpovídají mělkovodnímu vývoji eggenburgu tzv. tufitické vrstvy, stanovené J. DORNIČEM (1969) a M. DLABAČEM (1976). Oba jmenovaní autoři je však považovali za bazální člen ottnangu.

Pro okrajový mělkovodní vývoj eggenburgu jsou typické především hojné měkčí fauny. V bazálních členech mělkovodního vývoje, sledovaných především v mapovacích vrtech v okolí Znojma, ve vrtu Znj-1 v Hodonicích a v některých vrtech uranového průmyslu, byly již v roce 1966 zjištěny střídající se rytmy s marinní faunou a faunou

brachyhalinní povahy s *Pirenella moravica* (HÖRN.). V marinních rytmech byly zjištěny druhy *Nucula* sp., *Glycymeris* sp., *Glycymeris fichteli* (DESH.), *G. cor* (LMK.), *Barbatia* cf. *barbata* L., *Pholas dactylus* (L), *Timoclea ovata minor* DOLL. et DZ., *Cardiidae* div. sp., *Hinia edlaueri*. B. BYSTRICKÝ, *Calyptrea* sp., *Ocinebrina* sp., vzácně se vyskytuje i vsudypřítomná *Pirenella moravica* (HÖRN.). V brachyhalinních rytmech se vyskytují ustřičné slapy ustříc *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTH.) provázené *Pirenella moravica* (HÖRN.), v hlubších částech bahnitého dna masově *Pirenella moravica* (HÖRN.), *Clithon* (*Vitthocliton*) *pictus* (FÉR.) a drobní plži rodů *Hydrobia*, *Nematurella* a *Ctyrokya*, z mlžů rody *Congerina* a *Cerastoderma*.

Laterálně se brachyhalinní rytmy často zastupují s polohami zelenavých až žlutavých jíílů až siltů výlučně s drobnými gastropody rodů *Hydrobia*, *Ctyrokya*, *Clithon* (*Vitthocliton*), *Nematurella* a mlžů *Cerastoderma* a *Congerina*. V litorálních až lagunárních sedimentech např. na lokalitách Znojmo-Pražská, Znojmo-nemocnice nebo Dobšice jsou vrstvy s drobnými gastropody typické pro nejvyšší části profilu pod horizontem ryolitového tufitu. Vyskytují se však stratigraficky i mnohem hlouběji, jak bylo zjištěno ve vrtu Znj-1 Hodonice, vrtu Zn-8 GPUP a j. (obr. 5—8).

Obdobná společenstva měkkýšů byla zjištěna také ve vrtech Zn-5 GPUP v hl. 80,0—85,0 m a Zn-12 GPUP hl. 127—132 m v Božicích. V obou zmíněných vrtech byly zjištěny druhy měkkýšů *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTHEIM), *Polymesoda* sp., *Mytilus* cf. *galloprovincialis* ssp., *Chlamys* sp., *Congerina* sp., *Turritella* sp., *Pirenella moravica* (HÖRN.).

Střídání cyklů marinních a brakických vrstev s odlišnými tafocenózami měkkýšů uvádějí z profilů některých vrtů Uranového průmyslu na Znojmsku také I. KRÝSTEK — J. TEJKAL (1968) a P. ČTYROKÝ (in J. DORNIČ, 1980).

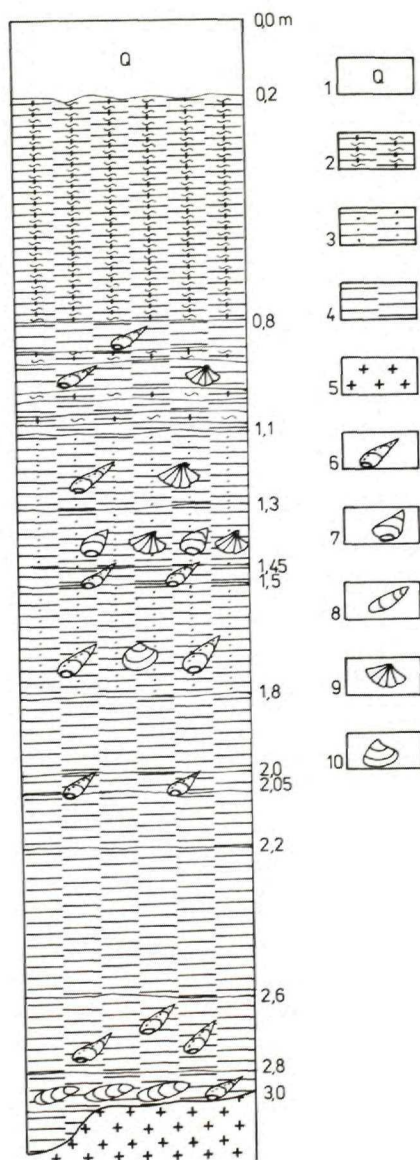
Jak již bylo výše zmíněno, za nejvyšší členy paleontologicky prokázaného eggenburgu lze považovat horizont ryolitového tufitu a jemu odpovídajících tufitických, resp. montmorillonitických jíílů, jež v oblasti z. od miroslavské hrásti v okolí Hostěradic tvoří samostatné souvrství mocné až 13 m (J. DORNIČ, 1969). Otázka původu těchto tufitů byla již diskutována I. KRÝSKEM (1959) a J. BŘEZINOU (1959). Jako nejpravděpodobnější je původ těchto sopečných popelů až v oblasti jihoslovenské a severomaďarské, kde je známa z nejvyššího eggenburgu a ottangu enormní vulkanická aktivita (tzv. spodní ryolitové tufy maďarských autorů). Není však vyloučeno, že při nejmladších sávkých pohybech fungoval v alpsko-karpatské čelní hlubině v Rakousku nebo na Moravě ostrovní vulkán, nyní hluboko zakrytý pod čely příkrovů nebo mocným pokryvem mladšího miocénu.

V karpatské předhlubni na jižní Moravě v okolí Znojma je tedy za nejvyšší hraniční člen eggenburgu považován horizont ryolitového tufitu (P. ČTYROKÝ, 1982). Přirozeně byly snahy využít tohoto vulkanogenního souvrství k získání radiometrických dat. Dvě K/Ar analýzy z povrchových vzorků ryolitového tufitu ve Znojmě (Pražská ul.) poskytl na základě analyzovaného biotitu ve dvou různých laboratořích (Universita Heidelberg, NSR; ÚÚG Praha (Dr. ŠMEJKAL) vcelku shodná data 11,3 MA. Nově analyzovaný vzorek biotitu z ryolitového tufitu z vrtu H-32 Hradiště u Znojma v Institutu nukleárního výzkumu Maďarské akademie věd v Debrecénu (K. BALOGH) poskytl data $7,5 \pm 3,5$ Ma a $6,9 \pm 1,9$ MA. Všechna data jsou velmi mladá a nemohou odpovídat skutečnému stáří a jsou vysvětlována zvětráním biotitu, u něhož došlo ke ztrátě isotopu ^{40}Ar . Obdobný jev je udáván i u tufitů eggenburgu na lokalitě Ipolytarnóc v Maďarsku.

Vrstvy s *Pirenella moravica* byly známy z počátku pouze z několika povrchových výchozů. Byly ostatně známy již z konce minulého století A. RZEHAKOVI (1886), který zpracoval tyto fauny z města Znojma pro první geologickou mapu 1:75 000 listu Znojmo

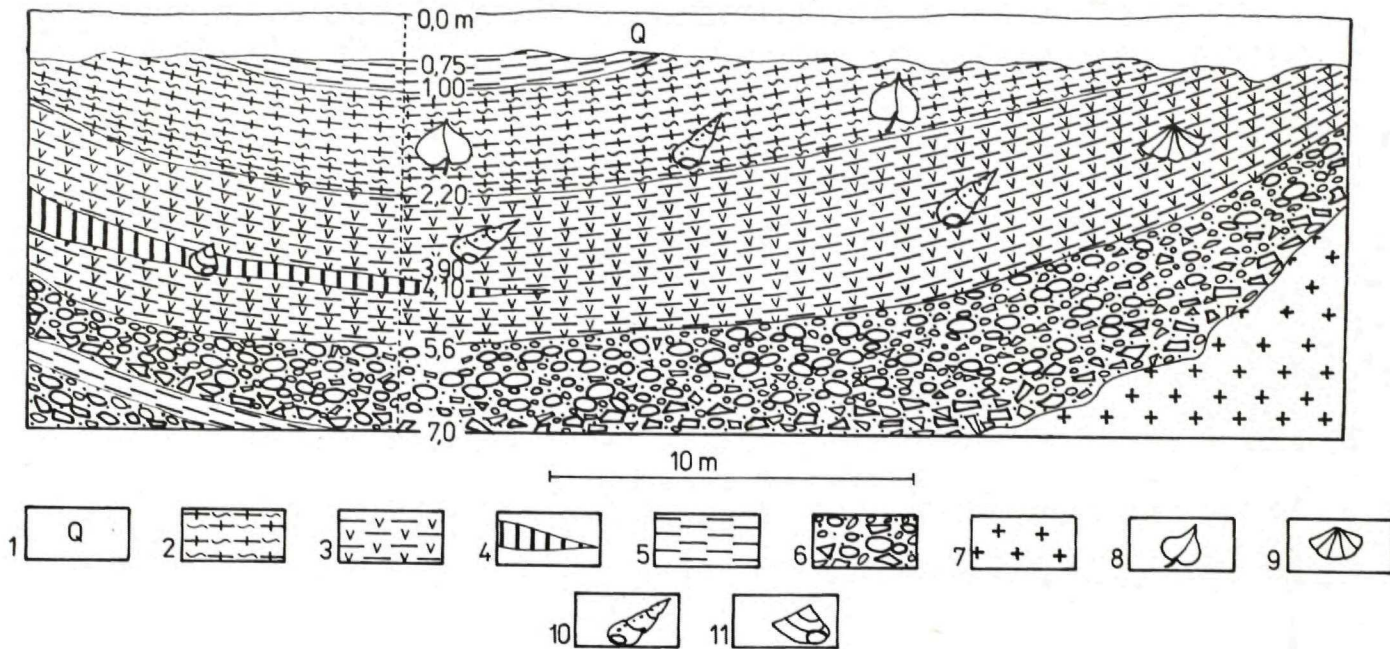
pod redakci C. M. PAULA (1898). V důsledku nebývalé stavební aktivity ve Znojmě v posledních 20 letech byly mělkovodní vývoje eggenburgu dokonale odkryty ve výkopech pro základy sídlišť a jiných budov. Z rozsáhlých odkryvů v těchto výkopech byl získán bohatý materiál fosilních měkkýšů pro rozsáhlejší srovnávací studium.

Směrem k Z známe nyní především z průzkumných vrtů na kaolin (V. MÁTL, 1979) mělkovodní vrstvy eggenburgu s *Pirenella moravica* i z listu map 1:25 000 Podmolí a Kravsko, kde jejich reliktů jsou zachovány v hlubokých depresích podkladu. V této

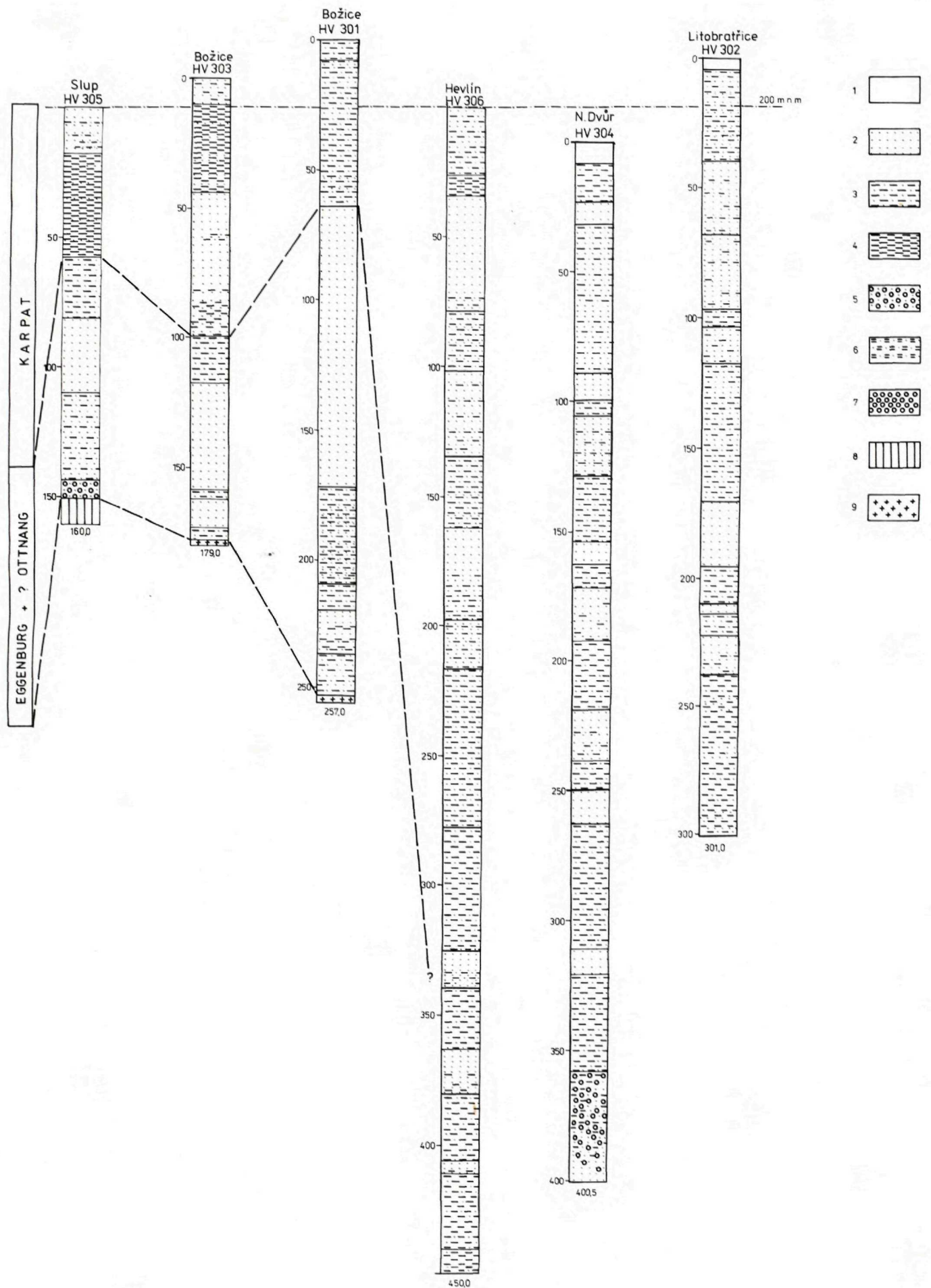


Obr. 6 Profil sedimenty eggenburgu ve výkopech pro základy školy ve Znojmě, Pražská ul.

1 — kvartér, 2 — laminované tuftické jílovce bez fauny, 3 — prachovité a písčité jílovce, 4 — vápnité a nevápnité jíly a jílovce, 5 — krystalinikum, 6 — *Pirenella moravica*, 7 — *Hydrobia*, *Ctyrokya*, *Nematurella*, *Melanopsis*, *Vittoclithon*, 8 — *Crassostrea gryphoides*, 9 — *Cardiidae*, 10 — *Polymesoda*.

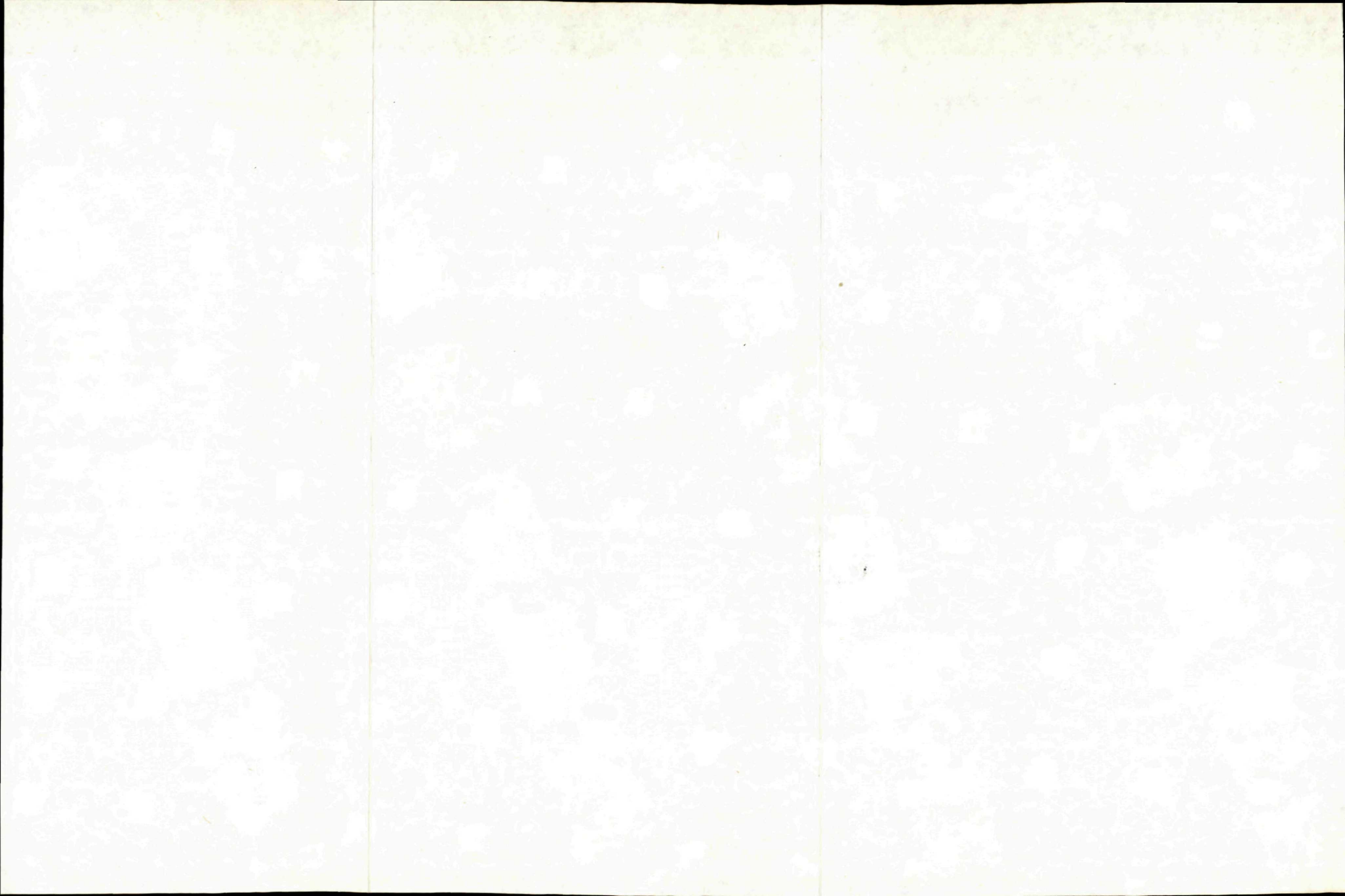


Obr. 7 Profil transgresni báze eggenburgu v kanalizačních rýhách ve Znojmě, sídliště Pražská ul.
 1 — kvartér, 2 — ryolitový tufit, 3 — tuftické a bentonitické jíly, 4 — vápnité pěnovce a organodetritické vápence, 5 — jíly a jílovce, 6 — bazální šterky a brekie, 7 — krystalinikum, 8 — fosilní flóra, 9 — *Cardiidae*, 10 — *Pirenella moravica*, 11 — *Hydrobia*, *Nematurella*, *Ctyrokya*.



Obr. 9 Korelace sedimentů eggenburgu, ottnangu a karpátu v profilech hydrogeologických vrtů

1 — kvartér, 2 — pisky a pískovce, 3 — jíly a prachovce, 4 — vápnité jíly, 5 — slepence, 6 — vápnité pískovce, 7 — štěrky, 8 — kulm., 9 — krystalinikum.

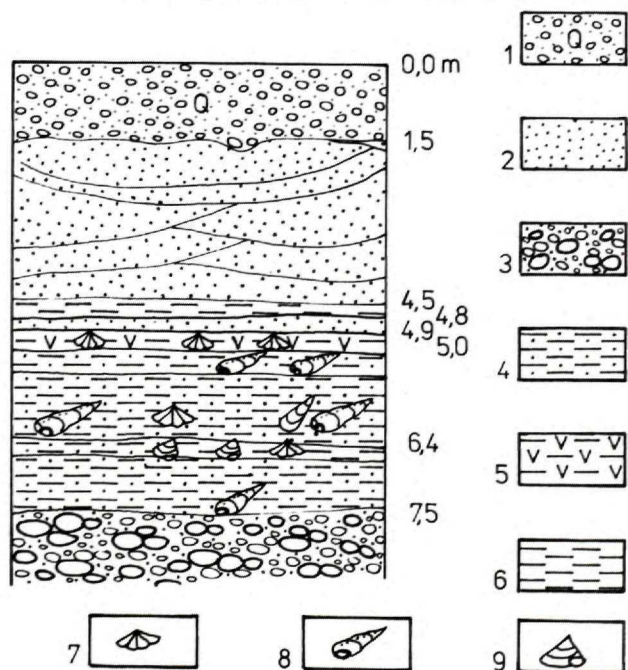


oblasti bylo ve vrtech zjištěno neobvyklé semeno druhu *Ceratostratites zapfei*, původně popsané z uhelné pánve u Langau (Č. BŮŽEK, 1982). Zdá se rovněž pravděpodobné, že mořské měkkýši fauny popsané J. TEJKALEM – Z. LAŠTOVIČKOU (1970) od Nových Syrovic (dvůr Augustov) náleží asi k eggenburgu. Vrstvy ryolitového tufitu ve Znojmě přinesly také hojné nálezy listové flóry (E. KNOBLOCH, 1969). Tato malolistá xerofytní flóra je kladena do rozmezí burdigal – helvet s. s.

V okolí Višňového, Hostěradic a Olexovic J. DORNIČEM (1969) a M. DLABAČEM (1976) vymezené tufitické vrstvy mocné až 13 m leží nad klastickým mořským eggenburgem s hojnými *Crassostrea gryphoides*, *Pirenella moravica*, jež byly popsány P. ČTYROKÝM (1982) z písčitých a šterkovitých sedimentů ležících na krystaliniku miroslavské hrásti u Hostěradic.

Tafocenéza měkkýšů z Hostěradic se skládá z druhů gastropodů *Theodoxus giganteus* BELL.-MICHT., *Theodoxus* sp., *Trochus* sp., *Calyptra depressa* LMK., *Pirenella moravica* (HOERN.), *Pirenella* sp., *Triphora* sp., *Turritella* sp., ? *Eulimella* sp. Z mlžů byly zjištěny druhy: *Modiolus* sp., *Mytilus* sp., *Gari* sp., *Timoclea ovata* (PENNANT), *Lucinoma* cf. *barrandei* (MAYER), *Cardium* sp., *Congerella* sp., *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTHEIM) a *Ostrea* sp. Jedná se o společenstvo ušticných slupů, tvořených především velkým množstvím přisedlých jedinců druhu *Crassostrea gryphoides*.

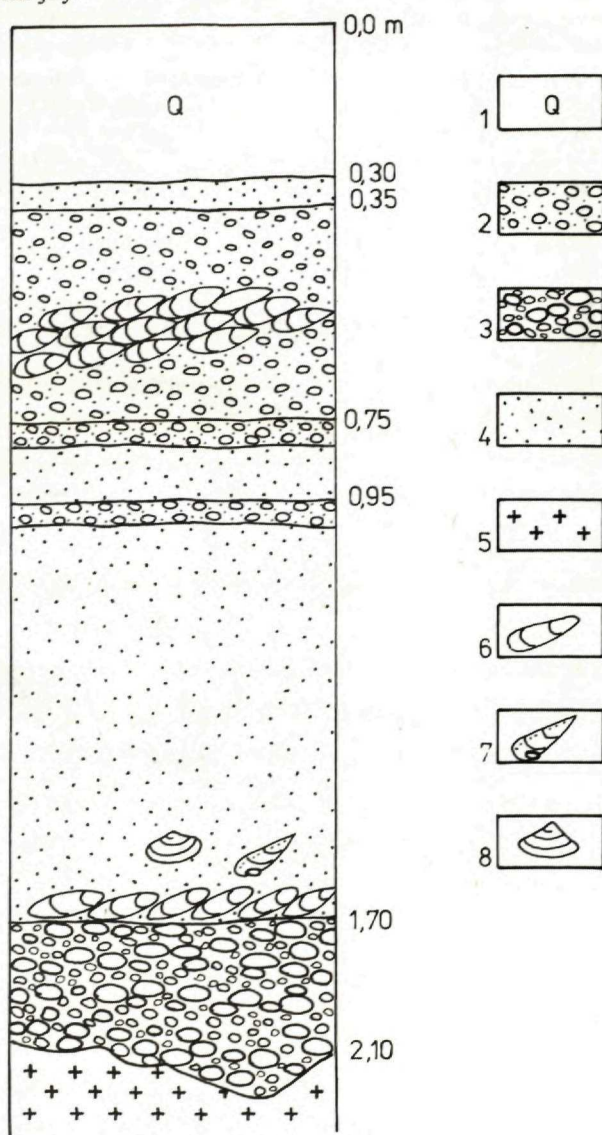
Mělkovodní facie eggenburgu s hojnými měkkýšními faunami dvou společenstev *Pirenella-Crassostrea* a *Nematurella-Hydrobia* je možno směrem na V sledovat ve vrtech



Obr. 8 Profil rýhy R/I Znojmo – Dobšice

1 — kvartérní terasa, 2 — jemnozrnné, křížově zvrstvené píský ottnangu, 3 — hrubozrnné šterky a šterkopíský, eggenburg, 4 — jílovité pískovce a prachovce, eggenburg, 5 — laminované tufitické jílovce, eggenburg, 6 — jíly a jílovce, eggenburg, 7 — *Cardiidae*, 8 — *Pirenella moravica*, 9 — *Hydrobia*, *Nematurella*, *Ctyrokya*.

HV-301 a HV-303 v okolí Božic a Čejkovic, dále k V nemáme o nich z vrtů žádné informace. V severní okrajové části čelní hlubiny v širším okolí Miroslavi známe z mapovacích vrtů i odkryvů mělkovodní facie s *Pirenella* a *Crassostrea* (P. ČTYROKÝ in J. DORNIČ, 1977). V této oblasti také v jejich nadloží se vyskytuje až 10 m mocné souvrství s tufity a tufitickými jíly.



Obr. 10 Profil bází eggenburgu v rýze R/2 v Hostěradicích

1 — kvartér, 2 — písčité šterky, 3 — bazální šterky a slepence, 4 — pisky a pískovce, 5 — krystalinikum, 6 — *Crassostrea gryphoides*, 7 — *Pirenella moravica*, 8 — *Lucinoma*, *Timoclea*, *Polymesoda*.

Mořský a brakický eggenburg byl dokumentován R. BRZOBOHATÝM—M. HOLZKNECHTEM (1982) ze západní části nesvačilského příkopu u Brna z vrtu HJ-3 Žatčany. V podloží mořského karpátu zde v hl. 125—183 m bylo zastiženo souvrství pískovců, pestrých nevápnitých jíílů s vložkami písků v bazální části. Ve svrchní části bylo zjištěno společenstvo brakických měkkýšů rodů *Staliopsis*, *Ctyrokya*, *Hydrobia*, *Theodoxus*, *Congeria* a ? *Limnopagetia*. V hl. 131,8 m a 143,3 m byl zjištěn významný druh skořepatce *Neocyprideis (Naumannia) fortisensis* (KEY) a vedle bentosních brakických dírkovců byly v hl. 154,5—170,8 m zjištěny i vzácní planktoničtí dírkovci *Globigerina ciperoensis ottnangiensis* (RÖGL), *Globigerina obesa* (BOLLI), *Globigerina cf. praebulloides* BLOW a *Globorotalia cf. mayeri* CUSH. et E 11. Ve spodní a svrchní části souvrství jsou hojné i zbytky kostnatých ryb (*Teleostei*). Vznik souvrství interpretuje R. BRZOBOHATÝ v nehluboké, ale špatně větrané brakické pánvi s převažujícím anoxickým režimem při dně. Litologický profil vrtu HJ-3 Žatčany a jeho faunu je možno srovnávat s obdobnými profily s rytmy mořskými a brakickými na Znojemsku (třeba ve vrtu Znj-1 Hodonice), v eggenburgu na Mikulovsku (I. ZAPLETALOVÁ, 1977) a v přílehlé části Rakouska v okolí Wildendürnbachu (vrt K 4 Wildendürnbach a Staatz-1; A. PAPP in F. STEININGER—J. SENEŠ et al., 1971).

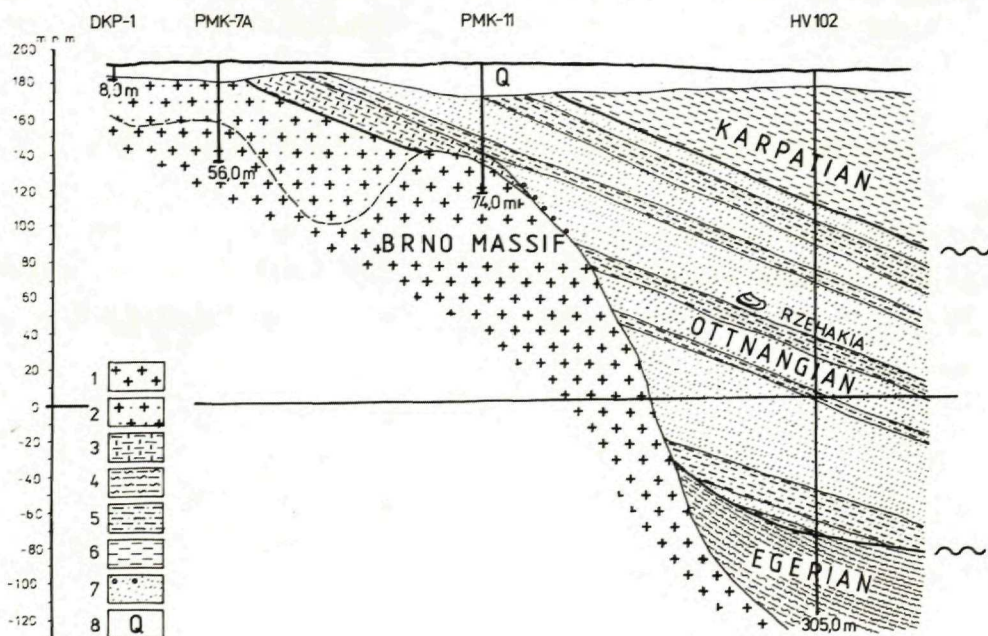
V letech 1984—1986 bylo dokumentováno 19 hydrogeologických, průběžně jádrovaných vrtů řady PMK (akce Vodní zdroje, Holešov; V. ŽŮREK) v jižní části karpatské předhlubně. Vyhledávací vrty byly situovány v pruhu mezi Miroslaví a Dolními Kounicemi, v. a sv. od Pohořelic.

Ve většině vrtů bylo zjištěno poměrně bohaté marinní až brachyhalinní společenstvo měkkýšů v sedimentech eggenburgu. Ve vrstevním sledu tohoto stupně jsou na bázi obvykle zelené chloritické hrubozrnné až jemnozrnné písky a pískovce s podřadnými vložkami jíílů a jíilovců. Nad nimi je pak mocnější souvrství zelenavých až bělošedých, místy tmavošedých až uhelných jíilovců a prachovitých jíilovců s hojnými zbytky mlžů a plžů. Jíilovce zelenavých a bělavých barev jsou často bentonitické a makroskopicky se blíží vítonickým jíílům a bentonitickým jíílům provázejícím ryolitové tufity na Znojemsku. Uvnitř jíilovcového souvrství fosiliterního eggenburgu jsou podřadné i polohy písků a pískovců. Na základě výskytu makrofauny byla ve vrtu PMK-9 Jezeřany zjištěna mocnost eggenburgu 58 m. Měkkýši fauny eggenburgu byly zjištěny v těchto vrtech: PMK-1 Miroslav (73,5—76,6 m), PMK-2 Miroslav (77—79 m), PMK-3 Našiměřice (100,2—116,8 m), PMK-4A Jezeřany (134,10 m), PMK-5A Trboušany (67,6—121,40 m), PMK-7 Vedrovce (43,0—46,5 m), PMK-9 Jezeřany (98,4 m), PMK-10 Maršovice (73,10—74,60 m). Schematicky lze společenstva měkkýšů eggenburgu rozdělit na společenstvo marinní až mírně brachyhalinní s převládajícími druhy *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTH.), *Pirenella moravica* (HÖRN.), *Cytherea* sp., ? *Polymesoda* a *Cerastoderma* sp. Toto společenstvo obvykle převládá v bazální části souvrství eggenburgu, ale se střídá i s biofacií brachyhalinní. Ta převládá většinou ve vyšší části souvrství a je reprezentována společenstvem *Congeria—Melanopsis—Hydrobia—Vittocliton* a je doprovázena laminami ostrakodového horizontu (většinou tenké laminy se ztlačenými jádry neurčitelných skořepatců) a hojnými plody slanomilné vodní rostliny *Limnocarpus major* (SZAFER) NEGRU (určil Č. BŮŽEK). Ve vrtu PMK-5A byl v hl. 48,7—49,0 m v uhelných jílech zjištěn *Glyptostrobus europaeus* (BRONGN.) UNG. a *Myrica integerrima* KR. et WEYL.

I v brachyhalinní biofacii se řídce vyskytují ulity *Pirenella moravica* a mezi oběma společenstvy bývají postupné přechody. Podrobné systematické zpracování společenstva měkkýšů si vyžádá delší dobu. Vzájemné srovnání faun měkkýšů však umožňuje korelovat tyto obě biofacie (společenstva) s obdobnými vrstvy vyššího eggenburgu v širším

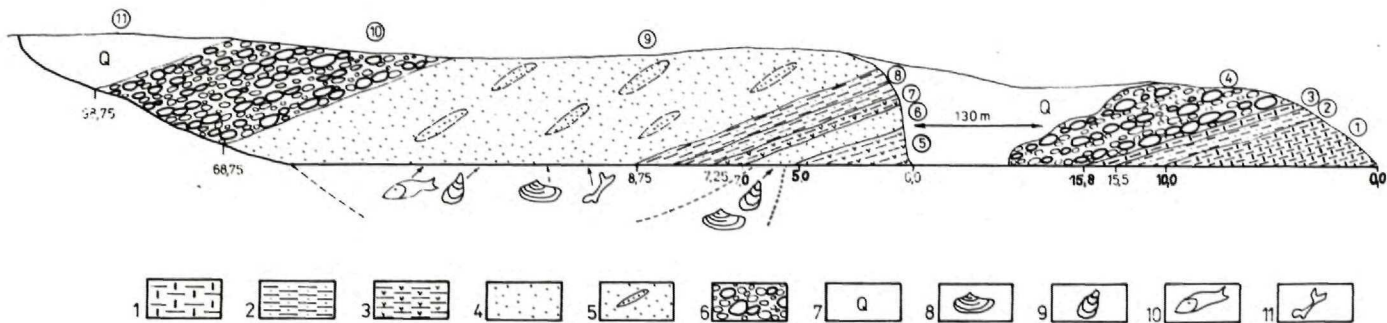
okolí Znojma (kupř. se společenstvy ve vrtech Zn-10 Dobšice, Znj-1 Hodonice, Z-10 Hradiště, Z-221 Lukov a v odkryvech Znojmo Pražská ul., Znojmo II. nemocnice aj.) a s řadou dalších lokalit v okolí Tvoříhráze, Višňového a Hostěradic (P. ČTYROKÝ, 1982).

Již v době sestavování kapitol o měkkýších eggenburgu pro díl M 1 — Eggenburg (F. STEININGER — J. SENEŠ et al., 1971) studoval P. ČTYROKÝ v rakouských sbírkách a na typových profilech hornské pánve různá brachyhalinní společenstva měkkýšů a porovnal je s faunami brachyhalinních vrstev moltských, jež leží ve stratotypové oblasti Eggenburgu v Rakousku na jeho bázi. Srovnání ukázalo, že i když některé faunistické prvky jsou blízké, jeví se fauna vrstev s *Pirenella moravica* a *Crassostrea gryphoides* (včetně euhalinních forem v marinních rytmech) odlišná a druhově mnohem chudší. Další studium pak ukázalo, že společenstvo měkkýšů mělkovodního eggenburgu ze Znojemska se prakticky shoduje s marinní měkkýší faunou z těsného podloží uhelného souvrství v Langau v Dolním Rakousku (H. ZAPFE, 1953, 1956). V obou vrstvách se masově vyskytuje *Pirenella moravica* s doprovodnou faunou rodů *Polymesoda*, *Clithon* aj. Sedimenty podložních vrstev uhelné slaje v Langau jsou kromě mořských měkkýšů datovány i výskytem zbytků savců, a to jednak mořského savce *Metaxytherium krauletzi* (známého výlučně z eggenburgu typové oblasti), jednak zuby bližší neurčených druhů rodu *Mastodon* a ? *Rhinoceros* (F. STEININGER — J. SENEŠ et al., 1971). Kromě toho podle palynologických výzkumů W. KLAUSE (1952) a H. OBRITZHAUSERA (1954) se zdá, že ve



Obr. 11 Geologický profil sedimenty spodního miocénu na linii vrtů PMK-7A Pravlov a HV-102 Malešovice

1 — krystalinikum, 2 — hluboce zvětřalé krystalinikum až eluvium, 3 — pestré jílovce a prachovce, 4 — nevápnnité jílovce a prachovce, 5 — vápnnité jílovce a prachovce, 6 — vápnnité jílovce a šlíry, 7 — písky a písčité štěrky, 8 — kvartér.



Obr. 12 Profil sedimenty ? egeru až ottnangu podél vozové cesty v katastru „Knižecí les“, s. od Ivančic

1 — rudě skvrnitě a smouhované písčité jíly a prachovce, 2 — jíly a prachovité jíly, 3 — bentonitické jíly, 4 — pisky, 5 — konkréční tělesa pískovců, 6 — netříděné šterky a písčité šterky, 7 — kvartér, 8 — *Anodonta*, *Unio*, 9 — *Congeria*, 10 — zbytky ryb, 11 — zbytky savců. Horizonty 1—4 ? eger—eggenburg, 5—7 eggenburg, 8—10 ottnang.

spodních částech uhelného souvrství v Langau převládají teplomilné typy flór, zatímco ve vyšších částech se jeví převaha arktoterciérních prvků. Proto P. A. HOCHULI (1978) klade souvrství s uhlím v Langau do ottnangu. Jsou-li palynologické výzkumy správné, lze hranici eggenburg/ottnang předpokládat uvnitř slojového souvrství pánve v Langau. Tato otázka bude jistě nově sledována, neboť v současné době v okolí Langau probíhá nový prospekční vrtní průzkum s cílem znovuootevření uhelných dolů.

I když podrobné paleontologické zpracování měkkýších faun mělkovodního eggenburgu jihozápadní části čelní hlubiny není ještě dokončeno, jeho studium dovoluje učinit některé závěry. Měkkýši společenstva těchto vrstev jsou vývojově zřetelně mladší podobných společenstev moltských vrstev v Dolním Rakousku, jež patří bazálnímu eggenburgu. Zejména u zástupců mlžů čeledí *Cardiidae* a drobných gastropodů rodů *Nematurella* a *Ctyrokya* (jedná se asi většinou o nové druhy) se ve vrstvách s *Pirenella moravica* na Znojemsku objevují formy, jež je možno interpretovat jako morfo-fylogenetické předchůdce druhů stejných rodů, popsanych z rzhakiových vrstev Moravy (P. ČTYROKÝ, 1972). Soudíme tedy, že vrstvy mělkovodního eggenburgu s horizontem rhyolitového tufitu v nejvyšší části představují uložení svrchního eggenburgu.

Eggenburg v oblasti ždánické a pouzdřanské jednotky

V oblasti ždánické jednotky byl eggenburg zjištěn v autochtonní pozici na krystaliniku v marinní biofacii na vrtu Žarošice-2 s bohatou planktonní mikrofaunou dírkovců (I. CICHÁ, 1967). Litologicky tento eggenburg je reprezentován šedými vápnitými jílovci. Podobné litofacie a biofacie eggenburgu jsou známy i z paraautochtonních šupin z vrtů pole Lubná, Rataje a z povrchových výchozů u Bučovic.

V paraautochtonní pozici leží na ždánické i pouzdřanské jednotce i hlubokovodní marinní sedimenty šakvických slínů, (I. CICHÁ – F. MARINESCU – J. SENEŠ, 1975), uváděné již I. CICHOU – P. ČTYROKÝM (1962) a F. PÍCHOU et al. (1968) z oblasti Velkých Pavlovic a Zaječí jako lužické vrstvy. Podle Z. STRÁNIKA – V. MOLČÍKOVÉ (1980) dosahují šakvické slíny mocnosti až 235 m a jsou biostratigraficky dobře charakterizovány a datovány bohatou planktonní faunou dírkovců i nanoplanktonem. Nejbližší biofaciální a biostratigrafické vztahy jeví šakvické slíny s vývojem eggenburgu na čele ždánické jednotky u Bavor a Perné u Mikulova (P. ČTYROKÝ et al., 1985).

V pouzdřanské jednotce leží šakvické slíny srovnatelné litologicky i biofaciálně se stejnými sedimenty u V. Pavlovic v nadloži klastických křepických vrstev, jež asi reprezentují klastickou bázi eggenburgu (Z. STRÁNÍK et al., 1987).

Představují tedy sedimenty eggenburgu šakvických slínů bathymetricky zřejmě nejhlubší lito- i biofacii eggenburgského moře, která na Z začínala s. od Mikulova, je známa v autochtonní pozici od Žarošic a usazovala se zřejmě i na pouzdřanské a ždánické jednotce předtím, než byly tyto jednotky přesunuty z původní pozice směrem k Z.

Eggenburg až ottnang

Podrobné korelace V. ŠPIČKY (1968, 1972) a jeho koncepce paleogeografického rozšíření spodního miocénu v západním úseku Karpat vedly k závěru o jednotném sedimentačním cyklu eggenburg-ottnangském. Jeho závěry vycházely především z poznatků z Vídeňské pánve, kde jak eggenburg, tak ottnang je vyvinut v pánevních, převážně mořských lito- i biofáciích. Profily vrstev těchto obou stupňů jsou známy pouze z neúplných jader naftových vrtů, i když za dlouhá léta naftového průzkumu velmi početných. V. ŠPIČKA (1968) předpokládal vertikální i laterální zastupování eggenburgské série

(burdigalu = eggenburgu) a lužické série, jež byla většiny autorů kladena k helvetu s. s., jež později dal základ novému regionálnímu stupni ottngang. Revize stratigrafie miocénu Vídeňské pánve R. JIŘÍČKA (in V. I. CHNYKIN et al., 1986) ukázala, že závěry Špičkovy nebyly zcela správné, a že lužické souvrství v nadloží bazálních klastik zahrnuje v sobě jak ekvivalenty eggenburgu, tak i ottngangu. Na hranici obou těchto stupňů ve Vídeňské pánvi jsou hodonínské pisky, jež jsou zřejmě odrazem nějakých pohybů na okrajích pánve. Vcelku však dodnes lze souhlasit s názorem V. ŠPIČKY, že v hlubokých částech mořských pánví, jako byla pánev Vídeňská, v období eggenburgu a ottngangu asi více méně pokračovala sedimentace v izolovaných mořských nebo brakických pánvích.

Z hlediska biostratigrafického však na hranici eggenburg—ottngang dochází jak v hlubokých pánevních faciích, tak zejména v okrajových částech alpsko-karpatské předhlubně k drastickým změnám ve vývoji (příp. hynutí, migraci) faun. V okrajových částech předhlubně jsou sedimenty eggenburgu a ottngangu zcela odlišné i litostratigraficky. Ve Vídeňské pánvi sedimenty svrchní, ottnganské části lužického souvrství mají zjevně mělkovodnější charakter.

R. JIŘÍČEK (1983) v západní okrajové části Vídeňské pánve na vrtu Le-3 k ottngangu řadí spodní část ottngangu s *Gyroidina girardiana*, *Cibicides pseudoungerianus* a *Uvigerina posthantkeni*. Ve vyšším ottngangu dominují *Lenticulina melvilli*, *L. cultrata*, *Cibicides boueanus*, *Sigmoilina ottngangensis* a *Ammodiscus* sp. Na bázi ottngangu je také písčité horizont lednických písků. Je tedy i v této části ottngang marinní, i když s mělkovodními prvky. Korelovat tento mořský ottngang západního okraje Vídeňské pánve s ottngangem předhlubně na Mikulovsku dobře nelze a ani není možné, přijmeme-li názor, že Vídeňská pánev byla přisunuta z větší či menší vzdálenosti společně s příkrovy Alp a Karpat. A vzájemná vzdálenost obou sedimentačních prostorů byla jistě desítky ne-li stovky kilometrů.

Proto od doby koncepce ŠPIČKOVY (1967—1972) převážila v stratigrafii miocénu koncepce jednotného sedimentačního cyklu eggenburg—ottnganského, která byla vyjadřována v stratigrafických tabulkách, geologických mapách i mapách mocností, paleogeografických a jiných. V oblasti karpatské předhlubně přijal koncepci eggenburg—ottnganskou i I. KRÝSTEK (1983).

Počátek zdůvodněného členění sedimentů spodního miocénu v oba stupně — eggenburg a ottngang — můžeme nalézt ve vysvětlivkách a mapách 1:25 000 M. DLABAČE (1969, 1970) z jihozápadní části předhlubně na Znojemsku. Detailní vyčlenění různých litostratigrafických typů sedimentů a jednotek, jež byly maximálně definovány i obsahem faun a flór, vedlo k oddělení obou stupňů na základě podrobné znalosti litostratigrafických a biostratigrafických profilů. Dopustil se při své stratigrafické škále jediného omylu tím, že vrstvy ryolitového tufitu a tufitické vrstvy kladl na bázi ottngangu, zatím co nyní je považujeme za finální člen eggenburgu.

Proto ve skutečnosti neexistují sedimenty, jež bychom mohli označit eggenburg až ottngang. Přesto však při konstrukci podrobných geologických map bylo nutno kategorii sedimentů řazených do eggenburgu až ottngangu zavést, neboť u některých, zejména izolovaných výskytů sedimentů na krystaliniku, nebo při nejasné superpozici nad sedimenty eggenburgu, nebylo možno dané sedimenty lépe zařadit. Proto v nové edici základních geologických map najdeme litostratigrafické členy, řazené nejistě do eggenburgu až ottngangu (M. DLABAČ, 1969, 1970, P. BATÍK — P. ČTYROKÝ et al., 1977, J. DORNIČ et al., 1984, A. ZEMAN et al., 1987, P. ČTYROKÝ et al., 1987, P. ČTYROKÝ et al., 1985). Některé z litostratigrafických členů se zatím podařilo již přiřadit na základě nějakých paleontologických důkazů k ottngangu či eggenburgu. Současný stav stratigrafie spodního miocénu byl včleněn do přehledné tabulky karpatské předhlubně a Vídeňské pánve, vydané ÚÚG (P. ČTYROKÝ et al., 1985).

Ott nang

Autochtonní ott nang na Českém masívu

V jižní části karpatské předhlubně nejožehavější otázkou vždy bylo oddělování sedimentů eggenburgu a ott nangu.

V mělkovodní okrajové litofacii se ustálil názor za nejvyšší člen eggenburgu považovat horizont ryolitového tufitu, jehož málo mocné horizonty byly zjištěny i v hlubší mořské facii v okolí Chvalovic (P. ČTYROKÝ, 1982). V tomto tufitickém horizontu na řadě lokalit ve Znojmě a jeho okolí se vyskytují jak marinní (*Crassostrea gryphoides*, *Pirenella moravica*), tak brakičtí měkkýši (*Nematurella*, *Hydrobia*, *Congeria* aj.), tj. měkkýši primárně mořské provenience, jež mají přímý vztah k podložním mořským společenstvům měkkýšů eggenburgu (P. ČTYROKÝ, 1982). Jsou z něho i známé zbytky fosilní listové flóry (E. KNOBLOCH, 1969).

Problémem ovšem je, že horizont tufitu není vždy na povrchových odkryvech odkryt nebo v některých profilech díky rozmyvu v litorálních sedimentech není zachován. Ovšem na řadě profilů na Znojmsku bylo pozorováno, že tam, kde je ryolitový horizont dobře vyvinut, v jeho nadloží se vyskytují převážně písčité vrstvy bez marinní měkkýši i dírkovcové fauny a byly v nich zjištěny pouze hojné chodby hrabavých krabů — *Ophiomorpha* (P. ČTYROKÝ, 1988).

V oblasti j. a jv. od Znojma vyčlenili M. DLABAČ (1970) a P. BATÍK—P. ČTYROKÝ (1977) několik typů pelitických litofacií, jež jsou charakteristické faunistickou sterilitou. Patří k nim: 1. slabě vápnité jíly s polohami písků, 2. prachovité nevápnité jíly s rybími šupinami a častými krystaly sádrovce, 3. lístkovitě odlučně nevápnité jíly. V okrajové facii na dyjském masívu z. a jz. od Znojma pak z části v nadloží výše uvedených pelitických litofacií leží mocné polohy křemenných písků vycházejících především v písčité u N. Šaldorfu.

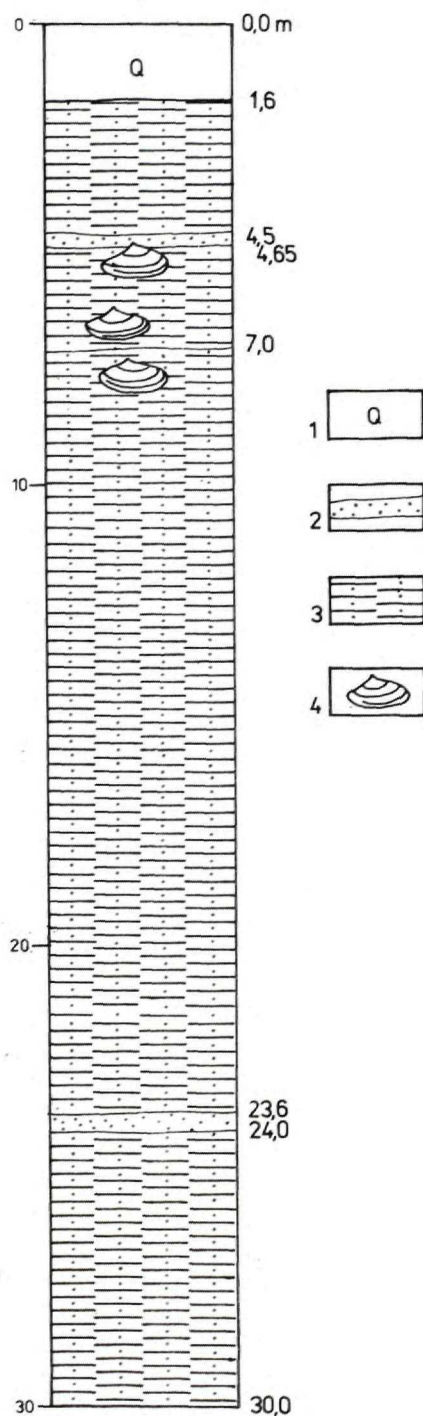
Jak pro písky a písčité šterky ležící izolovaně na dyjském masívu a moraviku, tak i pro křemité písky typu N. Šaldorfu a výše zmíněné čtyři typy nevápnitých jílu a jílovců P. BATÍK—P. ČTYROKÝ (1977) zavedli stratigrafické označení eggenburg až ott nang. Pro tyto vrstvy nebyly ani přímé paleontologické údaje pro jejich stáří, ani nebylo možno stanovit jejich superposici nad polohou ryolitového tufitu, ani na základě profilů početných vrtů provedených v letech 1969—1972 M. DLABAČEM.

Při tom v celé jihozápadní části předhlubně se jeví na mnoha povrchových profilech a profilech desítek vrtů skutečnost, že v nadloží tufitického obzoru v mělkovodní litofacii i v nadloží vzácně identifikovaného horizontu tufitů nebo bentonitického jílu v hlubší (pánevní) facii dochází k náhlému faunistickému ochuzení jak v mikrofauně dírkovců, tak i ve fauně měkkýšů. V pelitické facii se jeví zřetelně vlivy anoxické sedimentace pouze s rybími zbytky a sádrovcem, v písčité plážové litofacii pouze jen stopy po hrabání krabů, příp. jiných organismů. Tato skutečnost nasvědčuje náhlému narušení mořského režimu pánve, patrně uzavřením komunikace s otevřeným mořem.

V oblasti sv. od Znojma vyčlenil M. DLABAČ (1969, 1976) vítonické jíly, jež jsou podle něho spojeny přechody s podložními tufitickými vrstvami (J. DORNIČ, 1969). Vítonické jíly jsou mírně zpevnělé, nedokonale vrstevnaté, šupinkovitě až nepravidelně lasturnatě odlučně jílovcem s laminami jemně zrnitého písku na vrstevních plochách. Z fosilních zbytků jsou pouze hojné šupiny ryb a zuhelnatělé zbytky rostlin. Pro vítonické jíly se používal dříve také název rybí šlír (M. DLABAČ, 1969).

Obdobné rybí tzv. melettové šlíry jako na Znojmsku jsou již dlouhou dobu známy z okolí Zellerndorfu v Rakousku (R. GRILL, 1968).

Podle nových palynologických výsledků patří melettové šlíry z okolí Zellerndorfu



Obr. 13 Profil sedimenty ottnangu na strato-
typové lokalitě Jezeřany – Maršovice ve vrtu
MK-21

1 — kvartér, 2 — konkracionálně zpevněné
pískovce a prachovce,
3 — jemnozrné a prachovité písky, 4 — vý-
skyt lumachel *Rzehakia socialis*, *Congeria nuc-
leolus*.

s diatomity ve vyšší části k ottnangu, neboť v nich bylo nalezeno chladnomilné pylové spektrum (F. RÖGL — P. A. HOCHULI — C. MÜLLER, 1979). Obdobné pylové spektrum se vyskytuje i v uhelných jílech v Langau (P. A. HOCHULI, 1978). I když zatím nemáme podobné floristické důkazy z čs. státního území, mohli bychom asi nyní různé typy jílovců s rybími zbytky z nadloží prokazatelného eggenburgu již řadit k ottnangu.

Tufitické vrstvy sv. od Znojma, z. od miroslavské hrásti na základě analogie s horizontem tufitů v okolí Znojma by měly náležet do eggenburgu. Vzhledem ovšem k obtížnému vedení hranice mezi nadložními vítonickými jíly je přesné vedení hranice mezi eggenburgem a ottnangem zatím nemožné, zvláště když neexistují žádné povrchové výchozy a jak tufitické vrstvy, tak i vítonické jíly jsou známy pouze z profilů vrtů. Vítonické jíly však mají pouze malé plošné rozšíření v oblasti u Vítonic a z. od H. Dunajovic. Vzhledem k nepřítomnosti určitelných živočišných fosilií ve vítonických jílech jedinou nadějnou metodou k vedení hranice eggenburg/ottnang by mohlo být užití palynologie při aplikaci názorů P. A. HOCHULIHO (1978) a F. RÖGLA, P. A. HOCHULIHO a C. MÜLLEROVÉ (1979).

V nadloží vítonických jílovců, ale často transgresivně na krystaliniku leží v okolí Višňového a dále v miroslavské hrásti žluté, rezavě smouhované a prachovité až štěrkovité písky s velkým množstvím klastického materiálu černých rohovců. M. DLABAČ (1976) na základě litologické podobnosti s rzhakiovými písky v oblasti v. od miroslavské hrásti je považoval za rzhakiové písky. Východně od miroslavské hrásti prakticky veškeré sedimenty spodního miocénu vycházející na povrch byly řazeny k rzhakiovým vrstvám. Patří tu skutečně k povrchově nejrozšířenějším vrstvám miocenního pokryvu (I. CICHA — J. PAULÍK — J. TEJKAL, 1957) a leží zde i jejich faciostratotypová oblast, původně popsána již A. RZEHAKEM (1893). V nejnovější době bylo zjištěno, že v podloží rzhakiových vrstev ottnangu jsou i v oblasti s. od Pohořelic (ve vrtech PMK) zachovány reliktury marinních a brakických vrstev eggenburgu s *Crassostrea gryphoides* a *Pirenella moravica* (P. ČTYROKÝ, 1988). Tato skutečnost se jeví jako nový důkaz o superpozici rzhakiových vrstev nad marinním eggenburgem.

V některých vrtech PMK (kupř. PMK-10, 63,0—50,5 m) se vyskytuje hrubě až jemně klastické souvrství s převahou křemenného a černého rohovcového materiálu, které považujeme za bázi ottnangu. Přesné určení hranice mezi eggenburgem je však ve většině vrtů obtížné, i když v nadloží faunisticky prokázaného eggenburgu byla nalezena průkazná měkkýší fauna rzhakiových vrstev. V souvrství převážně pískovcového a prachovcového vývoje ottnangu byla ve vrtu PMK-9 Jezeřany (hl. 33,5 m) zjištěna v šedých rozpadavých jílovitých pískovcích jádra *Rzehakia socialis* (RZEHAK), ve vrtu PMK-1 Miroslav (hl. 40,7—40,8 m) jádra *Rzehakia* sp. a ? *Limnopagetia* sp. a ve vrtu PMK-12 (hl. 161,2 m) byla v písčitém souvrství nalezena také *Rzehakia socialis* (RZEHAK). Zatím co ve vrtech PMK-1 a PMK-9 prokázaný ottnang s *Rzehakia* leží v nadloží faunisticky prokázaného eggenburgu, ve vrtu PMK-12 leží souvrství ottnangu v nadloží spod. eocénu. V některých vrtech se však pro mocná písčítá souvrství v nadloží eggenburgu nepodařilo najít faunistický doklad pro jejich příslušnost k ottnangu (kupř. PMK-3A Kubšice 21,0—205,0 m; PMK-4A Jezeřany 20,00—113,0 m), i když podle litologického srovnání s datovanými souvrstvími v jiných vrtech je pravděpodobná.

Na bázi karpátu (datovaného mikrofaunou) byly v některých vrtech zjištěny polohy šedých nevápnitých, často tence laminovaných a destičkovitě odlučných jílovců s hojnými kosterními rybími a rostlinnými zbytky (PMK-3A Kubšice 23,0—33,3 m; PMK-12 66—67 m). Ve vrtu PMK-12 hl. 92,0 m byla zjištěna v karpátu 20 cm mocná poloha zpevněného (sideritisovaného) prachovce s četnými fragmenty listů, z nichž bylo určeno *Daphnogene* sp. (určil Č. BŮŽEK).

Mikrofaunisticky jsou vrstvy eggenburgu i ottnangu velmi chudé s převahou brakických společenstev dírkovců, v nichž převládá *Ammonia becarri* L.

Pestré sedimenty ottnangu na Českém masívu

V okrajové západní části předhlubně, většinou ležící na zvětralých horninách krystalinika a paleozoika, jsou v poměrně velké oblasti mezi Ivančicemi, Mor. Krumlovem a Brnem známy pestře zbarvené nevápnité jílovito-písčité (žluto-rudo-zelené) vrstvy zjevně limnicko-kontinentální povahy. Na některých profilech tyto sedimenty leží jednoznačně v podloží brakických a oligohalinních biofacií rzhakiových vrstev. Takové profily jsou známy ze staré cihelny v Ivančicích, z několika povrchových profilů s. od Ivančic a z vrtů MK. Stejně pestré souvrství popsal již A. RZEHAK (1912) z Červeného vrchu v Brně a uvádí z nich společenstvo limnických a suchozemských měkkýšů a vzácné zbytky obratlovců. Podle starých údajů souvrství je zde uloženo na devonu (I. KRYS-TEK — J. TEJKAL, 1968).

Pestré souvrství jílovců bylo také navrtáno ve vrtech v oblasti Želešic, jz. od Brna a ČTYROKÝ (1972) z nich uvádí chudé společenstvo limnických měkkýšů a KHEIL (in A. PAPP — F. RÖGL — J. SENEŠ et al., 1973) skořepatce. Nově studoval profil těchto sedimentů ve vrtu HV-209 Moravany J. ŘÍHA (1984) a popisuje z nich skořepatce, gyrogonity char. a zbytky ryb. J. KHEIL (1973) uvádí, že společenstvo skořepatců těchto jílovců se blíží společenstvu z lokality Ivančice — Padochov, jež patří k oligohalinní biofacii rzhakiových vrstev. Východně od výskytu těchto pestrých jílovců u Želešic leží v Ořechově v chloritických písčích na krystaliniku lokalita savců, které popsal O. FEJFAR (1974). Vedle zubů žraloků a kýtovců popsané společenstvo savců patří do zóny MN-4b ottnangu (O. FEJFAR — N. SCHMIDT — N. KITTLER, 1984). Podle litologické povahy sedimentů a srovnání s profily vrtů mezi Ořechovem a Želešicemi se zdá, že písky se savčí faunou v Ořechově by měly náležet k oligohalinní facii rzhakiových vrstev.

Na základě fylogenetického vývoje drobných savců lokalita Ořechov náleží k ottnangu a její velmi pravděpodobná pozice na bázi rzhakiových vrstev je velmi cenná pro interregionální korelaci. Přitom je nutno poznamenat, že podle nejnovějších názorů leží hranice mezi ottnangem a karpatem uvnitř této savčí zóny MN-4b (R. ZIEGLER — V. FAHLBUSCH, 1986).

Mořský ottnang východní části předhlubně

Mořské sedimenty ottnangu v biofacii robulového šlíru jsou známy výlučně z nesvačilského příkopu z vrtů Nosislav 1 a 2 (I. CÍCHA, 1957) a z vrtu Nesvačilka-1 z bazální části klastického souvrství (V. HOMOLA et al., 1961).

V mikrofauně dirkovců je hojný výskyt především druhu *Robulus inornatus* (d'ORB.), dále se vyskytují druhy *Robulus* aff. *articulatus* (RSS.), *Stilostomella ottnangensis* (TOULA), *Cibicides dutemplei* (d'ORB.), *C. pseudoungerianus* (CUSH.), *C. aknerianus* (d'ORB.), *C. boueanus* (d'ORB.), *Florilus boueanus* (d'ORB.), *Bulimina elongata* d'ORB., *Lagena hexagona* WILL., *Elphidium macellum* (FICHT. et MOLL), *Cibicidoides budayi* CÍCHA et ZAPL. (I. CÍCHA — J. PAULÍK in J. KALÁŠEK et al., 1963). V nadloží těchto vrstev ve vrtu Nesvačilka-1 je písčito-jílovité, faunisticky sterilní souvrství (rybí šlíř), které bylo paralelizováno s rzhakiovými vrstvami. Že v oblasti Nesvačilky skutečně rzhakiové vrstvy existují, dokazuje nález dobře zachovalé misky *Rzhakia socialis* ve vrtu Nesvačilka-3 v Žatčanech hl. 100—105 m (P. ČTYROKÝ, 1972, 1987).

Z této oblasti rzhakiové vrstvy uvádějí i starší autoři (R. GRILL, 1943, E. VEITH, 1953) u starých naftových vrtů v okolí Měnina, Blučiny a Telnice.

Znalosti o možném vývoji ottnangu v oblasti Nesvačilky těží ze znalostí starých jader naftových vrtů, které jsou většinou již skartovány, takže jejich paleontologická revize je

dnes nemožná. Kromě toho vrstevní sled některých nesvačilských vrtů je silně tektonicky porušen, neboť se již nacházejí za čelem ždánického příkrovu a mnohé miocénní sedimenty byly z části interpretovány jako parautochtonní šupiny. V podloží sedimentů mořského ottnangu ve vrtu Nesvačilka-1 jsou uloženy i sedimenty eggenburgu. Marinní transgrese ottnangu v oblasti Nesvačilkly zřejmě paleogeograficky souvisí s oblastí Vídeňské pánve, kde robulové šlíry jsou vyvinuty jak v západní okrajové části (vrt Lednice-4), tak i v části ústřední (R. JIŘÍČEK, 1983).

Ottnang v oblasti ždánické jednotky

V nadloží šakvických slínů u V. Pavlovic zjistil ve výkopech pro tranzitní plynovod v parautochtonní šupině Z. STRÁNÍK et al. (1980) šedé a zelenošedé slabě vápnité a nevápnité jíly s pelokarbonáty, sádrovcem, polohami diatomitů a zbytky ryb. Tyto vrstvy jsou společně tektonicky postiženy s šakvickými slínami a dosahují celkové mocnosti asi 200 m. Přímé paleontologické důkazy pro jejich stáří chybí, ale na základě celkového litologického vývoje v předhlubni v Dolním Rakousku a na Znojemsku je jejich ottnangské stáří velmi pravděpodobné. Litologicky se velmi podobají nevápnitým jílům s rybími zbytky mezi Šatovem a Znojmem a vítonickým jílům. Litologicky zcela obdobné litofacie s diatomity jsou známy ze Zellerndorfu a Parisdorfu v Dolním Rakousku, kde ottnangské stáří je interpretováno na základě pylové analýzy (F. RÖGL—P. A. HOCHULI—C. MÜLLER, 1979).

Zjištění pavlovických vrstev, jež reprezentují náhlou litologickou i biofaciální změnu od polyhalynní litofacie šakvických slínů na nevětranou anoxickou biofacii mořského dna, patrně uzavřené vysluzující se pánve, dokumentuje skutečnost, že i v nejhlubší části eggenburgské části předhlubně došlo k náhlé změně vodního režimu, zcela stejně jako v okrajové západní části na Českém masivu.

Souhrnná diskuse o ottnangu

Shrnujeme-li celkově litostratigrafický vývoj ottnangu, můžeme ve všech dílčích oblastech jižní části předhlubně pozorovat stejný jev. V nadloží faunisticky prokázaných nejvyšších členů eggenburgu s ryolitovým tufitem (někdy reprezentovaným v okolí Miroslavi až 13 m mocnými tufitickými vrstvami) leží buď klastická písčité souvrství infralitorálního charakteru, nebo vrstvy většinou tmavých nevápnitých jílovců, vzniklé patrně v prostředí anoxických, nepříliš hlubokých stagnantních vod nevětraných zálivů rychle se vysluzujícího uzavřeného moře.

Přítom litofacie převážně klastická je vázána především na okrajovou západní oblast předhlubně při Českém masivu. K nim patří křemenné písky u N. Šaldorfu, písky s chodbami krabů u Přímětic, písčité vrstvy v nadloží ryolitového tufitu u Tvoříhrázi, písky v nadloží vítonických jílů z. od miroslavské hrásti a rzhakiové vrstvy v. od miroslavské hrásti. Jak ukázaly četné profily vrtů HV a PMK v jižní části předhlubně, je nástup písčité sedimentace, často s horizonty šterků s převahou černých rohovců, v nadloží faunisticky datovaných vrstev eggenburgu obecným zjevem a litostratigraficky nečiní kladení hranice mezi eggenburg a ottnang obtíže.

Na druhé straně litofacie tmavých jílů vzniklých asi převážně na dně nevětraných pánví je známa z jihozápadních cípů předhlubně j. od Znojma a také z Dolního Rakouska. K nynějšímu okraji Českého masivu se nejbližší nachází litofacie vítonických jílů. Ovšem jak vyplývá z řady profilů vrtů v jihovýchodní části předhlubně na Mikulovsku

a přilehlém Dolním Rakousku, tato litofacie převládala po ukončení mořského eggenburgu i zde. Souvrství jílovců s vzácnými polohami písků a pískovců této litofacie zde dosahuje u Wildendürnbachu místy až mocnosti 800 m.

Problémy ovšem vznikají u mocných poloh písků s tmavými rohovci i u tmavých pelitických souvrství faunisticky sterilních, ležících v nadloží eggenburgu s paleontologickým důkazem jejich věku. V písčítých souvrstvích se v určitých horizontech vyskytují měkkýši typického společenstva rzehakiových vrstev, ovšem ty jsou, jak je známo z povrchových profilů i stovek profilů vrtů, rozšířeny jen v určitých horizontech.

Ještě větší problémy jsou s biostratigrafickým ověřením věku souvrství tmavých nevápnitých jílovců, v nichž jedinými fosilními zbytky bývají šupiny nebo kosterní zbytky ryb. Ty však alespoň dokazují vznik těchto souvrství v nevětraném prostředí brakických vodních pánví. Jak však ukázalo studium pylových společenstev melettových jílu v Zellerndofu v Dolním Rakousku (F. RÖGL—P. A. HOCHULI—C. MÜLLER, 1979), panovalo v době jejich sedimentace již chladnější klima, a proto jsou řazeny k ottnangu. Tyto údaje jsou však v zásadním rozporu s názory E. PLANDEROVÉ (1978), jež pro ottnang předpokládá vlhké subtropické klima s mnoha tropickými floristickými elementy.

P. ČTYROKÝ (1978) vyslovil hypotézu, že velký periodický rozvoj zástupců čeledi *Rzehakiidae*, včetně ottnangské *Rzehakia socialis*, mohl být vázán na chladné klimatické oscilace s případným průnikem chladných brakických vod.

Z celkového rozsahu reliktních rzehakiových vrstev u Dukovan (P. ČTYROKÝ, 1980) a již dříve konstatované transgresivní povahy rzehakiových vrstev na Český masív (I. CICHA—J. PAULÍK—J. TEJKAL, 1957) se jeví, že ottnang byl více transgresivní na Český masív než eggenburg. Podle profilů a korelace vrtů PMK v oblasti Pohořelic se jeví zřetelná uhlová diskordance mezi sedimenty eggenburgu a ottnangu. Sedimenty písčitého ottnangu s *Rzehakia socialis* transgredují jak přes sedimenty eggenburgu, egeru malešovických vrstev, tak i spodní eocén šumických vrstev (P. ČTYROKÝ et al., 1990).

Z výše uvedených skutečností vyplývá, že eggenburg a ottnang v jižní části předhlubně na Moravě jsou litostratigraficky dva dobře definované stupně, které jsou od sebe odděleny zřetelnou změnou sedimentace. S nástupem ottnangu nastává náhlé ochuzení až vymizení marinních prvků ve fauně jak v litorálních, tak i anoxických pánevních sedimentech. Je diskutabilní, zda tato náhlá změna, jež nastala v důsledku změny hydrografických poměrů moří v oblasti Paratethydy, byla důsledkem náhlé izolace alpsko-karpatské předhlubně od mořského spojení, nebo naopak důsledkem transgrese od V či SV z boreální oblasti.

Jako důsledek náhlé izolace by se mohlo vysvětlit náhlé vymření mořské fauny spojené s progresivním zbrakičtěním až vyslazením některých částí pánve. V litorálních sedimentech rzehakiových vrstev se objevují brakická společenstva, která se jeví jako vývojoví nástupci některých druhů z brakických sedimentů eggenburgu (některých rodů společenstva vrstev *Crassostrea gryphoides* a *Pirenella moravica*). Vedle nich se jako nový prvek objevují zástupci rodů *Rzehakia*, *Limnopagetia* a *Siliqua*. Pánevní anoxické sedimenty jsou prakticky sterilní, je však z nich známo pylové spektrum, které naznačuje nástup chladnomilnější flóry.

Pro verzi náhlé transgrese na počátku ottnangu mluví zřetelně transgresivní povaha ottnangu přes sedimenty eggenburgu. Ovšem ta může být zdánlivá, neboť mnoho okrajových sedimentů eggenburgu již před touto transgresí asi podlešlo denudaci. Pro transgresi však mluví i objevení nového explosivně se rozvíjejícího společenstva rodu *Rzehakia*. Pokud bychom nepředkládali jejich polyfyletický vznik v různých spodnomiocenních pánvích Paratethydy, jejich náhlé objevení lze interpretovat pouze náhlou imigrací. Směr této imigrace se předpokládal generelně (P. ČTYROKÝ, 1972, 1987) z východní

Paratethydy. Vcelku velmi chudá skladba společenstev měkkýšů rzhakiových vrstev v celé Paratethydě a na druhé straně velká individuální početnost jedinců jednotlivých druhů mohla by být vysvětlena brakickou povahou izolované mořské pánve, ale i vlivy chladné vody proudící z boreální provincie. Ochlazení však mohlo být pouze důsledkem negativních vlivů klimatických poměrů, které je v ottnangu dokumentováno pylovými spektry (P. A. HOCHULI, 1978, F. RÖGL – P. A. HOCHULI – C. MÜLLER, 1979). Ochlazování mohlo však být pouze důsledkem snižování humidity klimatu, ke kterému došlo po degradaci mořské pánve Paratethydy počátkem ottnangu (Č. BŮŽEK – Z. KVAČEK, 1985, 1990).

A konečně pro transgresivní verzi snad mluví i náhle vzniklé anoxické režimy sedimentů ottnangu v hlubších částech pánve, neboť vznik anoxických facií se obecně spojuje s transgresemi.

V současné době nelze jednoznačně rozhodnout, zda to byly především vlivy izolace a degradace mořské pánve, nebo naopak transgrese se změnou hydrografických poměrů, jež hrály rozhodující vliv na počátku ottnangu.

Nejpravděpodobnější je, že na počátku období ottnangu trvalo nejdříve období izolace uzavřené brakické pánve a teprve ve vyšší části ottnangu došlo k transgresivnímu rozšíření na Český masív v období rzhakiových vrstev. Transgrese však nemohla být vyvolána zvýšením hladiny světového oceánu a proniknutím polyhalinních vod s novými mořskými faunami. Byla asi vyvolána pohyby příkrovů vnějšího flyše a poklesem Českého masívu.

Problematika ekvivalence ottnangu a karpátu

Zatím co I. KRÝSTEK (1983) uvažoval o alternativě, že rzhakiové vrstvy by mohly být okrajovou litofacií jak eggenburgu, tak i ottnangu, vyslovil R. JIŘÍČEK (1983) názor, že rzhakiové vrstvy jsou heterochronní biofacií karpátu. Stimulem JIŘÍČKOVA názoru byl jistě poznatek V. KANTOROVÉ – A. ONDREJČKOVÉ – D. VASSE (1968), kteří poukázali na to, že rzhakiové vrstvy (resp. vrstvy medokýšné, D. VASS et al., 1983) na jižním Slovensku obsahují dírkovce rodu *Uvigerina* karpatského typu (V. KANTOROVÁ, 1977). Nověji byl karpatský věk rzhakiových vrstev v Maďarsku prokázán i nanoplanktonem (M. HORVÁTH – A. NAGYMAROSI, 1978).

Nový aspekt k řazení rzhakiových (resp. medokýšných) vrstev na jižním Slovensku přinesly výzkumy D. VASSE et al. (1987), které ve svrchní části plachtinských vrstev (podloží rzhakiových vrstev) zjistily vedle fauny dírkovců s druhy *Uvigerina bononiensis primiformis* PAPP et TURN., *Globigerina praebulloides* BLOW, *Globigerinoides primordius* (BLOW-BANN.), *Globigerina woodi woodi* (JENKINS), *Cibicidoides borislavensis* (AISENSTAT), *C. karpaticus* (MJATLUK), *Bolivina hebes* MACFAYDEN a *Lenticulina cultrata* (MONTFORT) i nanoplankton. Z těchto vrstev nebyly zatím známy mořské organismy a zjištěny mořský nanoplankton řadí svrchní část plachtinských vrstev do nanoplanktonové biozóny NN-3 až spodní části NN-4, jež odpovídají podle současných znalostí ottnangu. V souvislosti s tímto faktem se rozhodl D. VASS et al. (1983) a nově D. VASS et al. (1987) s ohledem na hodnoty radiometrického datování přeardit bukovinské souvrství ze spodního ottnangu do eggenburgu. Zároveň se tím oslabuje původní zařazení rzhakiových vrstev na základě dírkovců na jižním Slovensku do karpátu, neboť dírkovcová fauna původně zjištěná V. KANTOROVOU et al. (1977) je prakticky totožná s faunou dírkovců zjištěnou nově ve svrchním ottnangu plachtinských vrstev.

R. JIŘÍČEK (1983) vychází především ze znalostí spodního miocénu v jižní části předhlubně na Mikulovsku. Tam nad sedimenty prokázaného eggenburgu se na elevaci u D.

Dunajovic ukládají tzv. spodní písčité vrstvy (J. ADÁMEK, 1979), které až na zbytky ryb a ojedinělý nález misky rodu *Congerina* sp. jsou prakticky bezfosilní, J. ADÁMEK je však řadí již ke spodnímu karpátu. V nadloží tohoto souvrství je tzv. střední souvrství šlirů, které podle mikrofauny patří již ke karpátu. Spodní písčité souvrství je podle R. JIŘÍČKA (1983) v prostoru Mikulova, Wildendürnbachu a Březi mocné až 300 m a je jím řazeno ke karpátu A. Rakouští geologové v pracích týkajících se plynového ložiska Wildendürnbach řadí toto souvrství k rzhakiovým vrstvám ottnangu, i když pro toto zařazení, stejně jako R. JIŘÍČEK, nemají paleontologické důkazy. V nadložním karpátu B R. JIŘÍČKA (1983) převládá zřejmě také převážně brakický vývoj s rotaliemi a pouze v peltických vložkách byla zjištěna chudá rozsivková flóra a dírkovcová fauna s *Uvigerina graciliformis*. Zařazení spodního písčitého souvrství J. ADÁMKA (1977) a JIŘÍČKOVY zóny A karpátu k tomuto stupni je problematické.

S ohledem na litostratigrafický a biostratigrafický vývoj ottnangu ve větší části předhlubně je spíše pravděpodobné, že tyto vrstvy patří k ottnangu. Dokonce snad i spodní část JIŘÍČKOVY zóny B karpátu by mohla být ještě řazena k ottnangu. Zároveň R. JIŘÍČEK (1983) je zastáncem postupné transgrese karpátu na Český masív a předpokládá, že rzhakiové vrstvy jsou v rámci karpátu heterochronní facií, jež se stěhovala v průběhu transgrese stále výše na Český masív.

R. JIŘÍČEK (1983) také především na základě profilů mezi vrty Novosedly-1 a Lednice-3 interpretuje uhlovou diskordanci mezi pelity eggenburgu a spodními písčitými vrstvami spodního karpátu v jeho pojetí a ottnangem v našem pojetí. Tato uhlová diskordance skutečně existuje a mohla být mezi eggenburgem a ottnangem zjištěna ve více profilech kompletně jádrovaných vrtů v okrajové části předhlubně v. od miroslavské hrásti. Na profilu vrtů PMK-12 a PMK-4a (P. ČTYROKÝ—J. KRHOVSKÝ—Z. NOVÁK—V. ŽŮREK, 1990) je zřetelné diskordantní uložení ottnangu nad sedimenty spodního eocénu a na profilu vrtů PMK-7A a HV-102 (obr. 11) i nad sedimenty egeru.

V alpsko-karpatské předhlubni předpokládáme, že rzhakiové vrstvy s masovým výskytem shodného společenstva měkkýšů jak v Dolním Rakousku a na Moravě patří k ottnangu.

Při tom však nevyklučujeme, že na jižním Slovensku a Maďarsku mohla persistovat společenstva rzhakiových vrstev i během iniciální transgrese marinního karpátu. Dokonce jednotlivé formy rodu *Rzhakia* patrně persistovaly dále na V asi až do spodního tarchanu (kuvinského horizontu), tomakovských a nagorjanských vrstev na Ukrajině (R. L. MERKLIN et al., 1964, I. A. GONČAROVA, 1981, V. O. GORECKIJ, 1956).

Hranice ottnang/karpat

Otázku vedení hranice mezi stupni ottnang a karpat je možno sledovat především v profilech vrtů situovaných v střední části předhlubně, kde v nadloží převážně písčitých sedimentů ottnangu jsou uloženy mořské sedimenty karpátu s bohatou faunou dírkovců a měkkýšů. Při tom sedimenty faunisticky bohatého mořského karpátu jsou známy také z izolovaných reliktních ležících přímo na krystaliniku vysoko na Českém masívu, od Ivančic, Moravského Krumlova a Dukovan (M. DLABAČ, 1976), ale i Znojma (P. ČTYROKÝ—P. BATÍK et al., 1978). Podle současných znalostí tedy klademe hranici ottnang/karpat na bázi vrstev s bohatými mořskými faunami. Při tom jak profily z pánevní facie hraničních vrstev ottnangu a karpátu (vrty z okolí Wildendürnbach a okolí Mikulova), tak i mělkovodních litofacií rzhakiových vrstev hranice karpátu nasvědčují tomu, že mezi ottnangem a karpátem trvala sedimentace ve vodním prostředí. Během ottnangu to byla sedimentace v brakické vodní pánvi uzavřeného moře, do něhož

počátkem karpátu pronikla výrazná mořská ingrese s mediterráním typem fauny. Tato ingrese znamená počátek rozvoje bohatých společenstev mořských živočichů, typických pro stupeň karpát. Pro JIŘÍČKOVU (1983) pojetí zastupování ottnangu a spodního karpátu (resp. chybění ottnangu v předhlubni vůbec) není důkazů.

Nevyřešené problémy

K vyjasnění přesného kladení biostratigrafických hranic mezi jednotlivými stupni spodního miocénu lze doporučit studovat následující problémy:

1. Vzhledem k prokázané existenci egeru malešovických vrstev dokumentovat profily hlubších vrtů v širším okolí uzávěru vranovického příkopu v okolí Pohořelic a sledovat vzájemný vztah sedimentů egeru a eggenburgu. Zároveň sledovat úplnější profily malešovických vrstev a jejich bázi.

2. Prohloubit znalosti o biostratigrafii především na základě výzkumu dírkovců, skořepatců a nanoplanktonu pánevní facie autochtonního eggenburgu na Mikulovsku a zjistit v rámci tohoto profilu pozici bohatých společenstev faun a flór šakvických slínů, jež jsou známy při linii ždánického příkopu a na příkopu samotném.

3. Na základě většího počtu pylových analýz ze sedimentů ottnangu vyjasnit charakter flóry a klimatu, které v průběhu ottnangu panovalo. Dosavadní údaje jsou značně rozporné. Výsledky aplikovat na přesné kladení biostratigrafické hranice eggenburg—ottnang a konfrontovat s názorem, že všechny sedimenty dříve kladené k ottnangu náleží již ke karpátu (R. JIŘÍČEK, 1982, 1983). Získat zároveň znalosti o vývoji klimatu během ottnangu a na hranici ottnang—karpát.

4. Sledovat na základě všech dostupných biostratigrafických metod profily autochtonního spodního miocénu (eggenburg, ottnang, karpát) pod příkrový vnějšího flyše a pokusit se je korelovat s vývoji na jihovýchodních svazích Českého masívu.

Literatura

- ADÁMEK, J., 1977: Nové geologické výsledky zjištěné vrtem Němčičky 2. — Zem. Plyn Nafta 22, 1, Hodonín, 35—37.
- ADÁMEK, J., 1979: Plynové ložisko Dolní Dunajovice a geologická stavba jižní části karpatské předhlubně. — Zem. Plyn Nafta 24, 1, Hodonín, 1—22.
- BATÍK, P.—SKOČEK, V., 1981: Litologický vývoj paleozoika na vých. okraji dyjského masívu. — Věst. Ústř. Úst. geol. 56, 6, Praha, 337—347.
- BATÍK, P.—ČTYROKÝ, P.—GABRIEL, M.—HOLÁSEK, O.—KLEČÁK, J.—STRÍDA, M.—ŠALANSKÝ, K.—ŠTYCH, J.—ZEMAN, A., 1982: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 34—131 Šatov. — Ústř. Úst. geol., Praha, 1—72.
- BIMKA, J. et al., 1984: Závěrečná zpráva o vyhledávacím vrtu Nový Přerov 2. — MS, Zpráva MND, k.p., Hodonín.
- BIMKA, J., 1987: Naleziště zemního plynu N. Přerov — Alt Prerau. — Zem. Plyn Nafta 32, 3, Hodonín, 317—338.
- BRZBOHATÝ, R.—HOLZKNECHT, M., 1982: Poznámky ke stratigrafii a paleogeografii eggenburgu v jižní části karpatské předhlubně na Moravě. — Zem. Plyn Nafta 27, 4, Hodonín, 353—363.
- BŘEZINA, J., 1959: Předběžná zpráva o nových nálezech pyroklastického materiálu v miocenních sedimentech na Moravě a západním Slovensku. — Zpr. geol. Výzk. v roce 1958, Praha, 14—15.
- BŮŽEK, Č., 1982: *Ceratostriotes Gregor*, an extinct water plant of uncertain affinity from the European Miocene. — Věst. Ústř. Úst. geol. 57, Praha, 285—294.

- BŮŽEK, Č. — KVAČEK, Z., 1985: Chronostratigrafické korelační schema od spodního miocénu po hranici pliocén/pleistocén ve střední Evropě na základě makrofloristických dat. — MS, Archiv Ústř. Úst. geol., Praha.
- BŮŽEK, Č. — KVAČEK, Z., 1990: Floristic biostratigraphy of Tertiary basins in the Bohemian Massif and correlation with Central Paratethys. — Geol. Zbor. Geol. carpath. 41, 1, Bratislava, 3—13.
- CICHA, I., 1957: Mikrobiostratigrafie neogénu vrtby Nosislav II ve vněkarpatké pánvi na Moravě. — Věst. Ústř. Úst. geol. 32, Praha, 182—185.
- CICHA, I. — PAULÍK, J. — TEJKAL, J., 1957: Poznámky ke stratigrafii miocénu jihozápadní části vněkarpatké pánve na Moravě. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. paleont. 23, Praha, 307—364.
- CICHA, I. — ČTYROKÝ, P., 1962: Poznámky ke stratigrafii miocénu Paratethydy. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. paleont. 27, Praha, 279—313.
- CICHA, I. et al., 1975: Biozonal Division of the Upper Tertiary Basins of the Eastern Alps and West Carpathians. — Geol. Survey, Praha.
- CICHA, I. — ČTYROKÁ, J. — ČTYROKÝ, P. — KRÝSTEK, I. — BRZOBOHATÝ, R., 1984: Spodní miocén karpatské předhlubně na Moravě. — MS, Archiv Ústř. Úst. geol., Praha.
- ČÍŽEK, P., 1980: Výskyt bentonitu jv. od Ivančic. — Geol. Průzk. 10, Praha, 298—300.
- ČTYROKÁ, J., 1980: Biostratigrafická a faciální analýza miocénu předhlubně a revize úseku Jih. — MS, Archiv Ústř. Úst. geol., Praha.
- ČTYROKÁ, J. — BATÍK, P. — ČEKAN, V. — ELIÁŠ, M. — HAVLÍČEK, P. — KLEČÁK, J. — MINAŘIKOVÁ, D. — NOVÁK, Z. — ŠEFRNA, L. — ŠTYCH, J. — TOMÁŠEK, M. — VOLŠÁN, V., 1987: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 34-143 Hevlin. — Ústř. Úst. geol., Praha, 1—36.
- ČTYROKÁ, J. — ČTYROKÝ, P. — MOLČIKOVÁ, V. — STRÁNÍK, Z., 1989: Litologie a biostratigrafie miocénu ve vrtu Perná-1 u Mikulova na Moravě. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1986, Praha, 32—34.
- ČTYROKÝ, P., 1972: Die Molluskenfauna der Rzehakia (Oncophora) Schichten Mährens. — Ann. Naturhist. Mus. Wien 76, Wien, 41—141.
- ČTYROKÝ, P., 1972: Spodnomiocénní měkkýší fauna z Hostěradic. — MS, Archiv Ústř. Úst. geol., Praha.
- ČTYROKÝ, P., 1980: Nová biostratigrafická data pro stáří vltavínonosných uloženin u Dukovan a Suchohrdel na Moravě. — Přír. sbor. západomor. muz. v Třebíči 11, Třebíč, 151—158.
- ČTYROKÝ, P., 1982: Spodní miocén (eggenburg a ottang) jihozápadní části čelní hlubiny na Moravě. — Zem. Plyn Nafta 27, 4, Hodonín, 379—394.
- ČTYROKÝ, P., 1987: Evolution of the family Rzehakiidae (Mollusca, Bivalvia) in the Tertiary of Eurasia. — Contrib. Czech. Paleont. to evolution Sci., 1945—1985, Proc. Sem. Dpt. Paleont. Fac. Nat. Sci. Charles Univ., Praha, 73—79.
- ČTYROKÝ, P., 1987: Miozän des südöstlichen Teiles der Karpatenvortiefe bei Mikulov, Mähren (Tschechoslowakei). — Jb. Geol. Bundesanst. 130, 1, Wien, 25—30.
- ČTYROKÝ, P., 1987: Eggenburgian, Ottangian and Karpatian (Early Miocene) along the Bohemian Massif in Moravia (Czechoslovakia). — Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. 70, Budapest, 119—123.
- ČTYROKÝ, P., 1988: Ophiomorpha v sedimentech ottangu ve Znojmě. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1985, Praha, 36—37.
- ČTYROKÝ, P., 1988: K stratigrafické posici rzehakiových vrstev na Moravě. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1985, Praha, 33—36.
- ČTYROKÝ, P. — BATÍK, P. et al., 1978: Vysvětlivky k zákl. geol. mapě 1:25 000 34-113 Znojmo. — Ústř. Úst. geol., Praha, 1—80.
- ČTYROKÝ, P. et al., 1985: Vysvětlivky k zákl. geol. mapě 1:25 000 34-142 Mikulov. — MS, Archiv Ústř. Úst. geol., Praha.
- ČTYROKÝ, P. — BRZOBOHATÝ, R. — ČTYROKÁ, J. — ELIÁŠ, M. — FEJFAR, O. — CHMELÍK, F. — JURKOVÁ, A. — KRÝSTEK, I. — MOLČIKOVÁ, V. — RŮŽIČKA, M., 1986: Terciér karpatské předhlubně a vídeňské pánve in Stratigrafie ČSR: — Ústř. Úst. geol., Praha.
- ČTYROKÝ, P. — ADÁMEK, J. — BRUNNEROVÁ, Z. — ČEKAN, V. — ČTYROKÁ, J. — DUDEK, A. — ELIÁŠ, M. — ELIÁŠOVÁ, H. — HAVLÍČEK, P. — HRKAL, Z. — KLEČÁK, J. — KOLEJKA, J. — MOLČIKOVÁ, V. — NOVÁK, Z. — STRÁNÍK, Z., 1990: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 34-142 Mikulov. — Ústř. Úst. geol., Praha, 1—100.

- ČTYROKÝ, P. — KRHOVSKÝ, J. — NOVÁK, Z. — ŽŮREK, V., 1990: Autochtonní spodní eocén ve vrtu PMK-12 Loděnice. *Miscell. micropaleont.* IV, Hodonín, 19—53.
- DLABAČ, M. et al., 1969: Základní geol. mapa 1:25 000 M-33-117 Ab- Višňové. — MS, Geofond, Praha.
- DLABAČ, M., 1970: Vysvětlivky k základní geol. mapě 1:25 000 M-33-117 C-a Šatov. — MS, Geofond, Praha.
- DLABAČ, M., 1976: Neogén na jihovýchodním okraji Českomoravské vrchoviny. — *Výzk. Práce Ústř. Úst. geol.*, 13ú, Praha, 17—21.
- DORNIČ, J., 1969: Sedimenty staršího miocénu západně Miroslavské hrástě. — *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1967*, Praha, 230—231.
- DORNIČ, J. et al., 1977: Vysvětlivky k zákl. geol. mapě 1:25 000 34-114 Prosiměřice. — MS, Archiv Ústř. Úst. geol., Praha.
- DORNIČ, J., 1980: Vysvětlivky k zákl. geol. mapě 1:25 000 34-114 Prosiměřice. — Ústř. Úst. geol., Praha.
- DORNIČ, J. et al., 1984: Vysvětlivky k zákl. geol. mapě 1:25 000 34-132 Božice. — Ústř. Úst. geol., Praha, 1—57.
- FEJFAR, O., 1974: Die Eomyiiden und Cricetiden (Rodentia, Mammalia) des Miozäns der Tschechoslowakei. — *Paleontographica*, Abt. A 146, Stuttgart, 100—180.
- FEJFAR, O. — SCHMIDT-KITTLER, N., 1984: Sivanasua und Euboictis n. gen., zwei pflanzenfressende Schleichkatzenvorläufer (Viveridae, Carnivora, Mammalia) im europäischen Untermiozän. — *Mainz. geowiss. Mitt.* 13, Mainz, 49—72.
- FUCHS, R. — GRÜN, W. — PAPP, A. — SCHREIBER, O. — STRADNER, H., 1980: Vorkommen von Egerien in Niederösterreich. — *Verh. Geol. Bundesanst.*, 1979, 3, Wien, 295—311.
- GONČAROVA, I. A., 1981: O sostave i vozmožnom proizchoždeniji semejstva Rzehakidae (Bivalvia). — *Paleont.*, Moskva, 25—35.
- GORECKIJ, V. O., 1956: Fauna onkoforovych šariv Podolja. — *Nauk. zap. Lvov. fil., Akad. nauk. SSR* 5, Lvov, 24—44.
- GRILL, R., 1968: Erläuterungen zur geol. Karte des NÖ Weinviertels und Blatt Gänserndorf 1:75 000. — *Geol. Bundesanst.*, Wien.
- HOCHULI, P. A., 1978: Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Untermiozän der zentralen und westlichen Paratethys. — *Beitr. Paläont. Geol. Österr.* 4, Wien, 1—232.
- HOLZKNECHT, M. — ZAPLETALOVÁ, I., 1974: Mikropaleontologické zhodnocení vrtu Dunajovice-1. — MS, Zpráva MND, Hodonín.
- HOMOLA, V. et al., 1961: Opěrná vrta Nesvačilka-1 v jihozápadní části vněkarpatké pánve na Moravě. — *Práce Výzk. úst. čs. naft. Dolů* 17, Brno, 4—132.
- CHNYKIN, V. I. et al., 1986: Zpráva o vědecko-výzkumných pracech provedených v rámci kontraktu č. 55-183/27 800 „Racionální a vědecky zdůvodněné zaměření geologicko-průzkumných prací na ropu a zemní plyn na území ČSR na období 1987—1990 a následující léta“. — MS, Archiv Ústř. Úst. geol., Praha.
- JIŘIČEK, R., 1982: Nové názory na stavbu okrajů Českého masivu a karpatské soustavy. — *Zem. Plyn Nafta* 27, 4, Hodonín, 395—414.
- JIŘIČEK, R., 1983: Geologická stavba spodního miocénu čelní hlubiny v úseku Jih. — *Zem. Plyn Nafta* 28, 2, Hodonín, 197—212.
- KALABIS, V., 1970: Výskyt burdigalských „pectunculových“ písků na Znojemsku. — *Zpr. Kraj. vlastivěd. Střed. v Olomouci* 146, Olomouc, 1—3.
- KALÁŠEK, J. et al., 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě 1:200 000 M-33-XXIX Brno. — Ústř. Úst. geol., Praha.
- KANTOROVÁ, V., 1977: Planctonic foraminifers of the Oncophora Beds in the Ipešská kotlina (Depression). — *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.* 2—3, Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, 97—118.
- KLAUS, W., 1952: Bemerkungen zur Palynologie des Hausruck-Kohlen. — *Anz. Österr. Akad. Wiss., Math. naturw. Kl.*, 1952, Wien, 69—77.
- KNOBLOCH, E., 1969: Tertiäre Floren von Mähren. — *Mor. Muz.* Brno.
- KRYSTEK, I., 1959: Petrografie tufitických hornin z oblasti Vídeňské vnitrokarpatské a vněalpské pánve. — *Geol. Práce, Spr.* 54, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 127—144.

- KRYSTEK, I., 1983: Výsledky faciálního a paleogeografického výzkumu mladšího terciéru na jv. svazích Českého masívu v úseku „Jih“. — *Folia Univ. Purkyn. brun.* 24, 9, Brno, 1—47.
- KRYSTEK, I. — TEJKAL, J., 1968: K litologii a stratigrafii miocénu jz. části karpatské předhlubně na Moravě. — *Folia Univ. Purkyn. brun., Geol.* 9, 16, 7, Brno, 1—31.
- KRYSTKOVÁ, L. — KRYSTEK, I., 1981: Erkenntnisse aus den hydrogeologischen Bohrungen in SW — Teil der Karpatischen Vortiefe in Mähren. — *Scripta Univ. Purkyn. brun.* 11, 2, Brno, 73—80.
- KUKLOVÁ, K., 1973: Pohořelice—Miroslav — Regionální hydrogeologický průzkum severovýchodní části rajónu XXIII-R-32-C. Dílčí zpráva za II. etapu. — MS, Geotest, Brno.
- MARTINI, E., 1971: Standart Tertiary and Quarternary calcareous nannoplankton zonation. — *Proc. 2nd Plankton. Conf., Roma*, 739—785.
- MÁTĽ, V., 1979: Průzkum kaolínů na Znojemsku. — MS, Geofond, Praha.
- MERKLIN, R. L. — BOGDANOVIC, A. K. — BURJAK, V. N., 1964: O faune iz verchnej časti ritcevskich sloev rek Kuban i Boľšoj Zelenčuk (Sev. Kavkaz). — *Bjull. Mosk. Obšč. Ispyt. Prir., Otd. geol.* 39, 4, Moskva, 52—56.
- MOLČÍKOVÁ, V., 1968: Příspěvek k poznání spodního miocénu v jihozápadní části karpatské čelní hlubiny na Moravě. — *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1968, Praha*, 223—225.
- MOLČÍKOVÁ, V., 1976: Nové nálezy miocénní mikrofauny v oblasti styku karpatské předhlubně s Českým masivem. — *Výzk. práce Ústř. Úst. geol.*, 13ú, Praha, 23—32.
- MOŘKOVSKÝ, M., 1962: Poznámky ke geologickým poměrům okolí Vranovic v jižní části vněkkarpatské pánve. — *Čas. Mineral. Geol.* 7, 1, Praha, 47—51.
- NAGYMAROSI, A. — HORVÁTH, M., 1978: On the age of the Rzehakia-Beds and Garab Schlier based on Foraminifera and Nannoplankton Investigations. — *Ann. Univ. Sci. Budapest. Rolando Eötvös, Sect. geol. 20, Budapest*, 3—21.
- OBRRITZHAUSER, H., 1954: Pollenanalytische (palynologische) Untersuchungen an der untermiozänen Braunkohle von Langau bei Geras, N. Ö. — *Sitz. Ber. K. Akad. Wiss., math-naturwiss. Kl. I*, 163, Wien, 225—374.
- PAPP, A. — KRÖLL, A. — FUCHS, R., 1978: Das Egerien in der Waschbergzone Niederösterreichs. — *Verh. Geol. Bundesanst. 2, Wien*, 63—71.
- PAPP, A. — RÖGL, F. — SENEŠ, J. et al., 1973: M2 Ottngangen. Die Innviertler, Salgótarjaner, Bantapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation. — *Geochronologie u. Neostatotypen 3, Bratislava*.
- PAUL, C. M., 1898: Erläuterungen zur geol. Karte der österr. ungar. Monarchie, Nr. 84, NW Gr. Znaim. — Wien.
- PÍCHA, F. — HANZLÍKOVÁ, E. — ČÍCHA, I., 1968: Geologie čejčsko-zaječské zóny. — *Sbor. geol. Věd, Geol.* 13, Praha, 37—74.
- PLANDEROVÁ, E., 1978: Microflorizones in Neogene of Central Paratethys. — *Západ. Karpaty, Sér. Geol.* 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—34.
- PRACHAŘ, L., 1970: Závěrečná zpráva o výsledcích vyhledávacího vrtního průzkumu v miocénu karpatské čelní hlubiny mezi Miroslaví, Znojmem a Hrušovanami n. J. — MS, Geofond, Praha.
- RÖGL, F. — HOCHULL, P. A. — MÜLLER, C., 1979: Oligocene-Early Miocene stratigraphic correlations in the Molasse Basin in Austria. — *Ann. Géol. Pays hellén., Hors Ser. 3, Athens*, 1045—1049.
- RZEHAK, A., 1886: Die Neogenformation in der Umgebung von Znaim. — *Verh. Geol. Reichsanst.* 6, Wien, 128—130.
- RZEHAK, A., 1893: Die Fauna der Oncophora-Schichten Mährens. — *Verh. naturforsch. Ver. Brünn* 21, Brno, 142—192.
- RZEHAK, A., 1912: Beitrag zur Kenntnis der Oncophoraschichten Mährens. — *Verh. Geol. Reichsanst.* 15, Wien, 244—347.
- ŘÍHA, J., 1984: Příspěvek k poznání ostrakodových společenstev pestrých jíílů karpatské předhlubně jv. od Brna. — *Čas. Morav. Mus., Vědy přír.* 69, Brno, 51—74.
- STEININGER, F. — SENEŠ, J. et al., 1971: M 1 Eggenburgien. — *Chronostratigraphie u. Neostatotypen 2, Bratislava*.
- STRÁNÍK, Z. — MOLČÍKOVÁ, V., 1980: Unter miozän nordöstlich von Pouzdřany. — *Věst. Ústř. Úst. geol.* 55, 2, Praha, 93—100.
- ŠPÍČKA, V., 1968: K otázce diskordance mezi eggenburgskou a lužickou sérií v miocénu Západních Karpat. — *Geol. Práce, Spr.* 42, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 65—78.

- ŠPIČKA, V., 1968a: Poznámky k paleogeografii, tektonice a stratigrafii burdigal-helvetu v západním úseku Karpat. — Věst. Ústř. Úst. geol. 43, Praha, 141—147.
- TEJKAL, J. — LAŠTOVIČKA, Z., 1970: Nález miocénní fauny u Nových Syrovic na Moravskobudějovicku. — Vlastivěd. Sbor. Vysočiny. Odd. Věd. přír. 6, Jihlava, 49—56.
- VASS, D. — ELEČKO, M., 1982: Litostratigrafické jednotky kišcelu až egenburgu Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny (južné Slovensko). — Geol. Práce, Spr. 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 11—124.
- VASS, D. — ELEČKO, M. — KANTOROVÁ, V. — LEHOTAYOVÁ, R. — KLUBERT, J., 1987: Prvý nález morského otnangu v juhoslovenskej panve. — Miner. slov. 19, 5, Bratislava, 417—422.
- VASS, D. in KONEČNÝ, V. — PRISTAŠ, J. — VASS, D., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Ipefskej kotliny a južnej časti Krupinskej planiny v mierke 1:50 000. — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—126.
- VEITH, E., 1953: Molasse und alpin-karpathischer Ueberschiebungsrand in Niederösterreich und Südmähren. — Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh. 97, Stuttgart.
- WACHTEL, G. — WESSELY, G., 1981: Die Tiefbohrung Berndorf-I in den östlichen Kalkalpen und ihr geologischen Rahmen. — Mitt. Österr. geol. Gesell. 74/75, Wien, 137—165.
- ZAPFE, H., 1953: Zur Altersfrage der Braunkohle von Langau bei Geras in Niederösterreich. — Berg-u. Huttenmänn. Mh. 98, 1, Wien, 12—16.
- ZAPFE, H., 1956: Die geologische Alterstellung österreichischen Kohlenlagerstätten nach dem gegenwärtigen Stand der Kenntnis. — Berg-u. Hüttenmänn. Mh. 101, 4, Wien, 71—81.
- ZAPLETALOVÁ, I., 1977: Některé výsledky a problémy mikrobiostratigrafického výzkumu miocénu na jihovýchodních svazích Českého masívu. — Zem. Plyn Nafta 22, 1, Hodonín, 19—23.
- ZEMAN, A. et al., 1987: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 34-134 Jaroslavice. — Ústř. Úst. geol., Praha, 1—27.
- ZIEGLER, R. — FAHLBUSCH, V., 1986: Kleinsäugen-Faunen aus der basalen Oberen Süßwasser-Molasse Niederbayerns. — Zitteliana 14, München, 3—80.
- ŽŮRKOVÁ, I., 1967: Sedimentárně-petrografické a sedimentologické zhodnocení vrtby Mikulov-1. — Geol. Práce, Spr. 41, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 173—184.

PAVEL ČTYROKÝ

Division and correlation of the Eggenburgian and Ottngian in the southern Carpathian Foredeep in southern Moravia

Summary

The submitted work deals with lithostratigraphic and biostratigraphic divisions of Lower Miocene sediments (predominantly Eggenburgian and Ottngian) in the southern part of the Carpathian Foredeep in Moravia, from the Austrian border northward almost as far as to Brno.

The introductory chapters devoted to the historic development of views on the Lower Miocene stratigraphy in the studied area and adjacent basins of the central Paratethys are followed by a summary of present-day views on the division of Lower Miocene sediments from the Egerian to Karpatian on the basis of new data provided by geological mapping, revision of earlier sections through hundreds of shallow and deep drillholes as well as new litho- and biostratigraphic knowledge.

Egerian

Autochthonous Egerian marine sediments are known exclusively from the HV-102 Malešovice drillhole located NW of Pohořelice at a depth of 285.0—305.0 m. In this hydrogeological drillhole K. KUKLOVÁ, (1973), I. CÍCHA et al. (1984) and P. ČTYROKÝ (1988) have identified a foraminifer assemblage composed of the species *Miogypsina* cf. *complanata*, *Lepidocyclina* (*E.*) cf. *dilatata*, *Uvigerina bononiensis* and molluscs *Turritella* sp. and ? *Charonia* sp. in dark-brown to brown-red silty claystones. No nannoplankton has been found. P. ČTYROKÝ (1988) has proposed a lithostrati-

graphic name the Malešovice beds to designate this Egerian formation whose type section is the above-mentioned drillhole. *Lepidocyclus* occurrences suggest that the part of the Malešovice Formation intersected by the HV-102 drillhole is likely to correspond to the Lower Egerian and can be correlated with a member of the Lučenec Formation in southern Slovakia (D. VASS — M. ELEČKO, 1982).

Egerian to Eggenburgian

This time span in the Carpathian Foredeep area includes the so-called Žerotice beds (M. DLABAČ, 1970, 1976), first described in the Z-7A drillhole at Žerotice (P. north of Znojmo) and later intersected also by the Žerotice-1 drillhole (P. BATÍK — V. SKOČEK, 1981, P. ČTYROKÝ, 1982). In the type section of the Že-1 drillhole, the Žerotice beds transgressively rest on Devonian limestones (Givetian—Frasnian). At the base there is a 1 m — thick layer of basal clastics dominated by crystalline material which is overlain by a 37.5 m-thick formation of green-gray to dark green, slightly calcareous claystones to siltstones with layers of the same lithological character but different coloration — violet-rusty to reddish. The formation contains rare layers of medium- to coarse-grained sands, up to 2 m thick. In the Že-1 drillhole, the Žerotice beds are overlain by a 46 m-thick formation of gray-green to dark green sands, siltstones and claystones which can be well correlated with Eggenburgian sediments present in the adjacent sections through shallow drillholes. No fossils have been observed in the whole section of the Žerotice beds, but rhythmically alternating green and red layers near the transition into the overlying Eggenburgian sediments suggest that the Žerotice beds were probably laid down shortly before the Eggenburgian transgression. The Žerotice beds equivalents have later been revealed at the Eggenburgian base in the HV-103 drillhole at Čejkovice (east of Znojmo, I. KRYSŤEK — L. KRYSŤKOVÁ, 1981) and HV-603 drillhole at Jezeřany. In both these drillholes, the variegated sediments have been found to be overlain by faunistically proved Eggenburgian sediments of the *Crassostrea* — *Pirenella* biofacies. We assume that the red and violet sediments of the Žerotice beds were deposited in subaerial environment or in fresh-water proluvial lakes that locally existed prior to the Eggenburgian marine transgression. The assumption that this deposition persisted as late as until the Egerian lacks paleontological evidence.

Eggenburgian

Eggenburgian sediments in the studied tract of the Carpathian Foredeep can schematically be divided into two bio- and lithofacies developments:

a) basinal and b) shallow-water ones.

Basinal development

The Eggenburgian basinal development occurs largely in surface sections as well as in sections through shallow and deep drillholes in the southern part of the territory concerned, near the Austrian border between Šatov in the west and Mikulov in the east. At the base of the Eggenburgian, the crystalline or Jurassic are overlain by basal chloritic and glauconitic sands and sandy gravels. In the HV/2/3 drillhole at Vrbovec (south of Znojmo), these sandstones have been found to contain fauna with *Glycymeris cor.*, *G. fichteli*, *Protoma cathedralis*, *Turritella vermicularis*. Above them, a number of drillholes have intersected a formation of fine-grained sands and calcareous clays containing fairly rich shallow-water foraminifer fauna with the index species *Cibicidoides budayi* (see V. MOLČIKOVÁ, 1976). In this tract of the Eggenburgian formation, J. TEJKAL (1958) described molluscan fauna with the species *Thracia* cf. *pubescens* and *Laevicardium* cf. *cingulatum*. Above, P. ČTYROKÝ (in P. BATÍK — P. ČTYROKÝ, 1982) has revealed a montmorillonite-clay layer with volcanic glass. This layer can be well correlated with a horizon of rhyolite tuffites in the uppermost part of the Eggenburgian shallow-water development.

In the area east of Hevlín, a Jurassic elevation near Březi is transgressively overlain by Eggenburgian pelitic-arenaceous members, whereas basal clastics were deposited in deeper portions on the eastern slope of this elevation in the vicinity of D. Dunajovice and Mikulov (J. ADÁMEK, 1977).

Largest thicknesses (over 500 m) of the Eggenburgian sediments occur ahead of the Ždánice nappe front.

Eggenburgian microfauna of the eastern Foredeep was studied by I. ZAPLETALOVÁ (1977), M. HOLZKNECHT and I. ZAPLETALOVÁ (1974), R. JIŘÍČEK (1983) and V. MOLČÍKOVÁ (in P. ČTYROKÝ et al., 1986). In addition to numerous foraminifer species, the Eggenburgian age (zone NN-2) is also proved by the presence of the species *Helicosphaera ampliapertura* B. et W. Nannoplankton and foraminifer microfauna of the upper Eggenburgian in this tract of the Foredeep allow correlation with the Šakvice Marls of the Ždánice unit (Z. STRÁNIK – V. MOLČÍKOVÁ, 1980, P. ČTYROKÝ et al., 1990).

Shallow-water development

This development has been studied in a number of outcrops and tens of drillholes at the western margin of the Foredeep adjacent to the Bohemian Massif, from the Austrian border south of Šatov as far as the neighbourhood of Ivančice.

Basal members of the shallow-water development consist of bouldery, coarse gravels, fine-grained gravels, sands and sandstones, often kaolinic or with layers of redeposited secondary kaolin. The basal members are frequently absent on basement elevations, with the Bohemian Massif rocks being overlain by formations of sands, sandy clays, silts, calcareous as well as noncalcareous clays and coaly clays. In the uppermost part there is a layer or several layers of rhyolite tuffite, and tuffaceous, montmorillonitic and bentonitic clays. In the vicinity of Znojmo, the rhyolite tuffites (I. KRÝSTEK, 1959, J. BŘEZINA, 1959) are accompanied by laminated tuffaceous clays and claystones. Further to the north, in the neighbourhood of Vitonice, M. DLABAČ (1976) has distinguished tuffaceous clays, and in the Hostěradice area J. DORNIČ (1969) described tuffaceous beds as much as 13 m thick.

The marginal shallow-water development of the Eggenburgian is characterized mainly by assemblages of primarily marine and brackish molluscs. In a number of outcrops and mainly in drillhole sections (Znj-1 Hodonice and numerous holes drilled by the Uranium Exploration Co.), rhythmically alternating layers with marine and brachyhaline faunas have been recognized. The marine rhythms have been found to contain the species *Nucula* sp., *Glycymeris* sp., *Glycymeris fichteli* (DESH), *G. cor* (LML.) *Barbatia* cf. *barbata* L., *Pholas dactylus* (L.), *Timoclea ovata minor* DOLL et Dz., *Cardiidae* div. sp., *Hinia edlaueri* B. BYSTR., *Calyptrea* sp., *Ocenebrina* sp., *Pirenella moravica* (HÖRN.).

The brachyhaline rhythms contain very abundant oyster accumulations with large shells of *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTH.) and plentiful conchs of *Pirenella moravica* (HÖRN.) accompanied by the species *Clithon* (*Vittocliton*) *pictus* (FÉR.) as well as representatives of the genera *Hydrobia*, *Nematurella*, *Ctyrokya*, *Congerina* and *Cerastoderma*. Very much information on these assemblages came from construction excavations at Pražská ulice street and building site of the new Znojmo hospital. A review of lithofacies and biofacies conditions is given in Fig. 5–8, whereas that of the most significant molluscs is in Pl. XXI–XXIII.

The above-mentioned horizon of rhyolite tuff, tuffites and tuffaceous clays in the uppermost part of the Eggenburgian horizon may possibly be correlated with the so-called Lower Rhyolite Tuffs (Gyulakeszi Formation) in northern Hungary and the Bukovinka Formation in southern Slovakia (D. VASS et al., 1987). Earlier, these formations had been regarded as Lower Otnangian, but recently the Bukovinka Formation was assigned into the Eggenburgian. The tuffites were laid down in subaqueous environment, and frequently contain abundant horizons with brackish molluscs and remains of fossil flora.

The molluscan assemblages of the brackish biofacies with *Pirenella moravica* can perfectly be compared to molluscan faunas described in the underlying of a coal seam at Langau in Lower Austria (Niederösterreich, H. ZAPPE, 1953, 1956).

In recent years, many hydrogeological drillholes proved that the shallow-water Eggenburgian sediments with *Crassostrea gryphoides* and *Pirenella moravica* extend far towards the north along the Bohemian Massif eastern margin into the area between Pohořelice and Brno. Rich assemblages of these species were identified in hydrogeological drillholes of the series HV and PMK.

Eggenburgian in the area of the Ždánice and Pouzdřany units rich nannoplankton and foraminifer microfauna allow to assign the tectonic slices of the Šakvice Marls in the area between Bořetice and Hustopeče (Z. STRÁNÍK—V. MOLČIKOVÁ, 1980) into the Eggenburgian. From lithofacies and biofacies points of view, they most resemble Eggenburgian pelites found near the thrust line of the Ždánice unit near Perná (P. ČTYROKÝ et al., 1989).

Eggenburgian to Ottnangian

At present the stratigraphic conception introduced by V. ŠPIČKA (1967, 1968, 1972) is being abandoned. It assumed a united Eggenburgian-Ottnangian sedimentation cycle in the Moravian Neogene basins. Nevertheless, this category was used by the construction of basic geological maps of the southern Foredeep area on the scale 1:25 000. It comprises sediments whose position could not have been verified within both these stages. A decisive criterion was always the position of these sediments relative to the rhyolite tuff horizon.

Ottnangian

As mentioned above, the uppermost Eggenburgian horizons in the area concerned are represented by the layers of rhyolite tuff, tuffites, tuffaceous and montmorillonitic clays. Their deposition was followed by a rapid degradation of the marine basin in the studied area, which resulted in the formation of numerous different lithofacies. In the course of geological mapping in this area, M. DLABAČ (1970) and P. ČTYROKÝ (in P. BATÍK—P. ČTYROKÝ et al., 1982) have distinguished: a) slightly calcareous clays with sand layers, b) silty noncalcareous clays with fish scales and gypsum crystals, c) leaflet-jointed noncalcareous clays, d) thick layers of quartzsands (type N. Šaldorf near Znojmo), e) irregularly and shell-jointed Vitonice Clays and Claystones with plant and fish remains (Fisch-Schlier). Lithologically similar rock types also occur in Lower Austria in the Zellerndorf area (R. GRILL, 1968, F. RÖGL—P. A. HOCHULI—MÜLLER, 1979). According to Austrian scientists, these rocks already contain a temperate pollen flora and are assigned into the upper Ottnangian.

Variiegated Ottnangian sediments on the Bohemian Massif

In the vicinity of Ivančice, Moravský Krumlov and Brno, the Rzehakia beds are underlain by variegatedly coloured clayey-sandy sediments, largely of red-violet colour. At the Červený vrch in Brno, these sediments were found by A. RZEHAK (1912) to contain a poor limnic and terrestrial molluscan fauna, whereas near Želešice, P. ČTYROKÝ (1972) described a poor assemblage of limnic molluscs, and KHEIL (1973) identified ostracods. According to the latter author, the ostracod assemblage resembles that described in the oligohaline biofacies of the Rzehakia beds at the locality Invačice—Padochovka. Chloritic sands, which are likely to laterally replace the variegated sediments, are exposed also at the locality Ořechov which contains a rich assemblage of fossil mammals of the zone MN 4b (O. FEJFAR, 1974, O. FEJFAR—N. SCHMIDT—KITTLER, 1984).

Ottnangian, Rzehakia beds

The Rzehakia beds are considered as stratigraphically uppermost, transgressive member of the Ottnangian. However, they are not distributed throughout the studied area, but only east of the Boskovice trench and north of Miroslav. At their base there are frequently developed gravels to conglomerates with abundant black-chert pebbles. These are overlain predominantly by yellow sands and yellow-green silstones with rare concretionary-consolidated layers and lenses of solid sandstone. The PMK drillholes north of Pohořelice revealed that they transgressively rest on Eggenburgian sediments with *Crassostrea gryphoides* and *Pirenella moravica*. Their molluscan assemblage has been described in detail by P. ČTYROKÝ (1972) and its important specimens are shown in Tab. XXIV. Their upper boundary is largely clearly marked by an abrupt change in the lithofacies of sandy marls with abundant Karpatian foraminifer microfauna. Lateral replacement of the Rzehakia beds with Karpatian sediments which is assumed by R. JIŘÍČEK (1983) has not been observed.

Marine Ottngian in eastern Foredeep

Ottngian marine sediments of the Robulus sandy marl biofacies are known only from the deep Nosislav 1, 2 and Nesvačilka-1 drillholes (south of Brno). These are overlain by the Rzehakia beds with *Rzehakia socialis* (Nesvačilka-3, P. ČTYROKÝ, 1987) which are also described in earlier literature (R. GRILL, 1943, ŠOB, 1947, E. VEITH, 1953) in the vicinity of Měnin and Telnice.

Ottngian in the Ždánice unit area

Above the Eggenburgian Šakvice Clays, Z. STRÁNÍK et al. (1980) have described a formation of calcareous as well as noncalcareous clays with pelocarbonates, gypsum, diatomite layers with fish remains some 200 m thick. Lithologically, they resemble some rock types with fish remains south of Znojmo, in the vicinity of Zellerndorf in Lower Austria or the so-called "eisenschüssige Tone und Sande" near the front of the Wachsberg zone (R. GRILL, 1968, P. ČTYROKÝ, 1987). These beds have been named by Z. STRÁNÍK et al. (1980) the Pavlovice beds. Although their age has not been paleontologically proved, their lithological development very similar to that of the Ottngian in the adjacent part of the Carpathian Foredeep suggests that the beds are probably of Ottngian age.

Translated by L. Böhmer

Explanations to Figures

Fig. 1 Uncovered geological map of the southwestern Carpathian Foredeep in Moravia. 1 — undivided crystalline and Paleozoic, 2 — Eggenburgian, 3 — Ottngian, in isolated relics Ottngian to Eggenburgian, 4 — Karpatian, 5 — Lower Badenian, 6 — undivided Miocene to Pliocene, 7 — proved faults, 8 — assumed faults, 9 — reverse faults, 10 — drillhole location.

Fig. 2 Profile of the Že-1 drillhole Žerotice, NE of Znojmo. 1 — clays and slightly calcareous clays, 2 — sandy clays and silts, 3 — sands, 4 — gravels, 5 — weathered phyllites, 6 — Devonian limestones.

Fig. 3 Correlation scheme of the drillholes HV-102 Malešovice, PMK-3 Našiměřice and PMK-3A Kubšice.

1 — crystalline, 2 — gravels and conglomerates, 3 — sands and sandstones, 4 — tuffaceous and bentonitic claystones and clays, 5 — noncalcareous and slightly calcareous claystones and clays, 6 — silty and sandy claystones and clays, 7 — Quaternary.

Fig. 4 Schematic profile of the HV-603 drillhole Jezeřany.

1 — sands, sandstones, silts, siltstones, 2 — concretionary-consolidated layers of sands and siltstones, 3 — calcareous and noncalcareous silty clays and claystones, 4 — red and red-violet, banded, mostly noncalcareous silty claystones and siltstones, 5 — chloritic sands and sandstones, 6 — *Pirenella moravica*, 7 — *Cerastoderma* div. sp., 8 — *Crassostrea gryphoides*.

Fig. 5 Lithostratigraphic and biostratigraphic correlations of Eggenburgian and Ottngian sediments in surface sections and drillholes in the Znojmo area.

1 — Quaternary, 2 — clays and tuffaceous clays, 3 — calcareous clays, 4 — sandy limestones, 5 — sandy clays and silts, 6 — montmorillonitic and bentonitic clays, 7 — sands and sandstones, 8 — calcareous clays rich in foraminifer fauna, 9 — gravels and conglomerates, 10 — rhyolite tuffite, 11 — Devonian limestones, 12 — kaolinized granite, 13 — granite, 14 — glauconite occurrence, 15 — occurrence of fossil flora, 16 — *Crassostrea* occurrence, 17 — *Hydrobia* and *Nematurella* occurrence, 18 — *Pirenella* occurrence, 19 — *Glycymeris* occurrence, 20 — *Cardiidae* occurrence, 21 — *Polymesoda* occurrence.

Fig. 6 Section across Eggenburgian sediments in excavation of school foundations at Znojmo, residential area Pražská ulice.

1 — Quaternary, 2 — unfossiliferous laminated tuffaceous claystones, 3 — silty and sandy claystones, 4 — calcareous and noncalcareous clays and claystones, 5 — crystalline, 6 — *Pirenella moravica*, 7 — *Hydrobia*, *Ctyrokya*, *Nematurella*, *Melanopsis*, *Vittocliton*, 8 — *Crassostrea gryphoides*, 9 — *Cardiidae*, 10 — *Polymesoda*.

Fig. 7 Section of the Eggenburgian transgression base in a sewage-tube trench at Znojmo, residential area Pražská ulice.

1 — Quaternary, 2 — rhyolite tuffite, 3 — tuffaceous and bentonitic clays, 4 — calcareous tufas and organodetrital limestones, 5 — clays and claystones, 6 — basal gravels and breccias, 7 — crystalline, 8 — fossil flora, 9 — *Cardiidae*, 10 — *Pirenella moravica*, 11 — *Hydrobia*, *Nematurella*, *Ctyrokya*.

Fig. 8 Section of trench R/I Znojmo—Dobšice.

1 — Quaternary terrace, 2 — fine-grained, cross-bedded Ottnangian sands, 3 — coarse-grained Eggenburgian gravels and gravelly sands, 4 — clayey sandstones and siltstones, Eggenburgian, 5 — laminated tuffaceous claystones, Eggenburgian, 6 — clays and claystones, Eggenburgian, 7 — *Cardiidae*, 8 — *Pirenella moravica*, 9 — *Hydrobia*, *Nematurella*, *Ctyrokya*.

Fig. 9 Correlation of Eggenburgian, Ottnangian and Karpatian sediments in hydrogeological drillholes.

1 — Quaternary, 2 — sands and sandstones, 3 — clays and siltstones, 4 — calcareous clays, 5 — conglomerates, 6 — calcareous sandstones, 7 — gravels, 8 — Culm, 9 — crystalline.

Fig. 10 Section of Eggenburgian base in trench R/2 at Hostěradice.

1 — Quaternary, 2 — sandy gravels, 3 — basal gravels and conglomerates, 4 — sands and sandstones, 5 — crystalline, 6 — *Crassostrea gryphoides*, 7 — *Pirenella moravica*, 8 — *Lucinoma*, *Timoclea*, *Polymesoda*.

Fig. 11 Geological section of Lower Miocene sediments across drillholes PMK-7A Pavlov and HV-102 Malešovice.

1 — crystalline, 2 — deeply weathered crystalline to eluvium, 3 — variegated claystones to siltstones, 4 — noncalcareous claystones and siltstones, 5 — calcareous claystones and siltstones, 6 — calcareous claystones and sandy marls, 7 — sands and sandy gravels, 8 — Quaternary.

Fig. 12 Section of ? Egerian to Ottnangian sediments along an unpaved road in locality "Knižecí les" north of Ivančice.

1 — red-spotted and banded sandy clays and siltstones, 2 — clays and silty clays, 3 — bentonitic clays, 4 — sands, 5 — concretionary-sandstone bodies, 6 — nonsorted gravels and sandy gravels, 7 — Quaternary, 8 — *Anodonta*, *Unio*, 9 — *Congeria*, 10 — fish remains, 11 — mammalian remains. Horizons 1—4 ? Egerian — Eggenburgian, 5—7 Eggenburgian, 8—10 Ottnangian.

Fig. 13 Section of Ottnangian sediments at type-section locality Jezeřany-Maršovice in drillhole MK-21.

1 — Quaternary, 2 — concretionary-consolidated sandstones and siltstones, 3 — fine-grained and silty sands, 4 — lumachelle occurrences: *Rzehakia socialis*, *Congeria nucleolus*.

Explanations to Plates XIV—XXIII

Pl. XIV

Fig. 1 Chvalovice, outcrop near wine cellars in the Daniž Valley. Layers 1 and 3 — Eggenburgian calcareous clayey siltstones, layer 2 — Eggenburgian montmorillonitic claystones with volcanic glass.

Fig. 2 Chvalovice, outcrop above a wine cellar in the Daniž Valley. Layer 1 — Lower Badenian basal clastic rocks, 2 — Eggenburgian calcareous clayey siltstones.

Pl. XV

Section of Eggenburgian sediments in excavations for 2nd hospital at Znojmo.

1 — Quaternary, 2 — weathered rhyolite tuffites, 3 — white-gray bedded rhyolite tuffites with fauna and flora, 4 — montmorillonitic claystones, 5 — laminated tuffaceous claystones.

Pl. XVI

Section of the Eggenburgian in excavations for 2nd hospital at Znojmo.

1 — Quaternary, 2 — weathered and transported rhyolite tuffites, 3 — montmorillonitic clays, 4 — laminated tuffaceous claystones with fauna and flora.

Pl. XVII

Section of Eggenburgian tuffaceous rocks in excavation for a pillar in the building-site of the Znojmo 2nd hospital.

Pl. XVIII

Trench R/I at Znojmo – Dobšice on the left bank of Leska brook.

1 — quartz fine-grained Ottngian sands, 2 — green, partly tuffaceous Eggenburgian claystones and clayey sandstones with molluscan fauna of the biofacies *Pirenella moravica* — *Cerastoderma* — *Hydrobia* — *Congeria*.

Pl. XIX

Sand pit near to a kaolin quarry at Únanov near Znojmo. Succession of beds of bedded rusty-banded coarse-grained quartz and kaolinic Ottngian sands.

Pl. XX

Němčíčky u Pravlova, inside a cellar. Medium-grained quartz Rzehakia Ottngian sands with two layers containing *Rzehakia socialis*, *Limnopagetia moravica*, *Siliqua* and other molluscs.

Pl. XXI

1—2 *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTHEIM), Znojmo, school foundations, Pražská ulice, Eggenburgian, diminished 0.5 ×, Inv. No. 29 548.

3 *Pirenella moravica* (HÖRNES), Znojmo, Steidl china plant, topotype of C. M. PAUL's collections in 1891, Eggenburgian, Coll. Geol. Bundesanst. Wien, 3 ×.

4, 5 *Pirenella moravica* (HÖRNES), Znojmo, Steidl china plant, topotype of C. M. PAUL's collections in 1891, Eggenburgian, Coll. Geol. Bundesanst. Wien, 1.5 ×.

6 *Pirenella moravica* (HÖRNES), Znojmo, school-foundations excavations, Pražská ulice, Inv. No. 32 953, 1.5 ×.

7, 8 *Pirenella moravica* (HÖRNES), Znojmo, school-foundations excavation, Pražská ulice, Eggenburgian, Inv. No. 28 411, 1.5 ×.

9 *Ctyrokya* n.sp., Znojmo, excavations for the 2nd hospital, Eggenburgian, Inv. No. 28 390, 7 ×.

10 *Nematurella* n.sp., Znojmo, excavations for the 2nd hospital, Eggenburgian, Inv. No. 28 389, 7 ×.

11 *Calyptrea chinensis* L. Zn-10 Znojmo – Dobšice, depth 15.0 m, Eggenburgian, Inv. No. 28 374, 4 ×.

12, 13 *Pirenella moravica* (HÖRNES), Langau (Niederösterreich), underlying of a coal seam, Eggenburgian, Coll. H. ZAPFE, Paleont. Inst. Univ. Wien, 2 ×.

Pl. XXII

1 *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTHEIM), Znojmo, school-foundations excavations, Pražská ulice, Eggenburgian, Inv. No. 28 435, 0.5 ×.

2 *Glycymeris fichteli* (DESHAYES), HV 2/3 Vrbovec u Znojma, depth 77.0 m, Coll. Kalabis, Eggenburgian, 3 ×.

3 *Thracia* cf. *pubescens* (PULTNEY), Chvalovice, Daniž Valley, Eggenburgian, Inv. No. 38 869, 1.5 ×.

4, 5 *Lucinoma barrandei* (MAYER), trench R/2 Hostěradice, horizon 1, Eggenburgian, Inv. No. 30 360, 5.5 ×.

6, 7 *Timoclea ovata minor* DOLLFUS et DAUTZENBERG, trench R/2 Hostěradice, horizon 1, Eggenburgian, Inv. No. 28 360, 4 ×.

8 *Ostrea edulis* ssp., Znojmo, school-foundations excavation, Pražská ulice, Eggenburgian, Inv. No. 32 820, 0.5 ×.

Pl. XXIII

1, 2 *Hinia edlaueri* BEER-BYSTRICKY, Znojmo, school-foundations excavation, Pražská ulice, Eggenburgian, Inv. No. 28 401, 4 ×.

3, 4 *Clithon (Vittoclithon) pictus* (FÉRRUSAC), Znojmo, school-foundations excavation, Pražská ulice, Eggenburgian, 4 ×.

- 5 *Ocinebrina* sp., Znojmo, school-foundations excavation, Pražská ulice, Eggenburgian, Inv., No. 16656, 3 ×.
- 6 *Congeria* sp., Znojmo, school-foundations excavation, excavations for the 2nd hospital, Eggenburgian, Inv. No. 30379, 9 ×.
- 7 *Hydrobia* sp., Znojmo, school-foundations excavation, Pražská ulice, Eggenburgian, Inv. No. 28388, 7 ×.
- 8 *Hydrobia* sp. Zn-10 Znojmo—Dobšice, depth 15.6 m, Eggenburgian, Inv. No. 28384, 7 ×.
- 9 *Cardium* sp. juv., Znj-1 Hodonice, depth 51.9 m, Eggenburgian, Inv. No. 30390, 11.5 ×.
- 10, 11, 12 *Congeria* sp. juv., Znojmo, school-foundations excavation, Pražská ulice, Eggenburgian, Inv. No. 28393, 7 ×.
- 13 *Congeria* sp., school foundation. Pražská ulice, Znojmo, Eggenburgian, Inv. No. 16651, 3 ×.
- 14 *Lumachella* msek *Cerastoderma* sp., Zn-2 GPUP, depth 57.5 m, Eggenburgian 1 ×.

Pl. XXIV

- 1, 2 *Rzehakia socialis* (RZEHAK), Maršovice—Jezeřany, Ottningian, Rzehakia beds of the type locality, Inv. No. 20377/12, 2 ×.
- 3 *Rzehakia socialis* (RZEHAK), Maršovice—Jezeřany, Ottningian, Rzehakia beds, Inv. No. 20376/30, 2 ×.
- 4 *Rzehakia socialis* (RZEHAK), Maršovice—Jezeřany, Ottningian, Rzehakia beds, Inv. No. 11, 2 ×.
- 5, 6 *Limnopagietia moravica* (RZEHAK), Lectotype, Oslavany, redeposited into Lower Badenian, Coll. Naturhist. Mus. Wien, Inv. No. 656A, 2 ×.
- 7 *Limnopagietia gracilis gracilis* (RZEHAK), Lectotype, Rakšice, Ottningian, Rzehakia beds, Coll. Naturhist. Mus. Wien, Inv. No. 661A, 2 ×.
- 8 *Siliqua* cf. *kozahurica* KVALIASHVILI, Rakšice, Ottningian, Rzehakia beds, Coll. Naturhist. Mus. Wien, Inv. No. 667, 2 ×.
- 9 *Siliqua* cf. *kozahurica* KVALIASHVILI, Němčičky, Ottningian, Rzehakia beds, Inv. No. 16682, 1 ×.
- 10, 11 *Congeria nucleolus* RZEHAK, Lectotype, Oslavany, redeposited into Lower Badenian, Coll. Naturhist. Mus. Wien, Inv. No. 1340/1, 4 ×.
- 12 *Ctyrokya schlickumi* (ČTYROKÝ), Maršovice—Jezeřany, Ottningian, Rzehakia beds, Inv. No. 11173, 4 ×.
- 13 *Theodoxus cyrtocelis austriacus* RZEHAK, Invačice—Padochovka, Rzehakia beds, Ottningian, Inv. No. 12926, 8 ×.

Vysvětlivky k fotografickým tabulím

Tab. XIV

Obr. 1 Chvalovice, stěna u vinných sklepů v údolí Daniže. — Polohy 1, 3 — vápnité jílovité prachovce eggenburgu, 2 — montmorillonitické jílovce s vulkanickým sklem eggenburgu.
Obr. 2 Chvalovice, stěna nad vinným sklepem v údolí Daniže. — Poloha 1 — bazální klastika spodního badenu, 2 — vápnité jílovité prachovce eggenburgu.

Tab. XV

Profil v sedimentech eggenburgu ve výkopech pro II. nemocnici ve Znojmě. — Poloha 1 — kvartér, 2 — zvětralé ryolitové tufty, 3 — bělošedé vrstevnaté ryolitové tufty s faunou a flórou, 4 — montmorillonitové jílovce, 5 — laminované tuftické jílovce.

Tab. XVI

Profil eggenburgem ve výkopu pro II. nemocnici ve Znojmě. — Poloha 1 — kvartér, 2 — zvětralé a přemístěné ryolitové tufty, 3 — montmorillonitové jíly, 4 — laminované tuftické jílovce s faunou a flórou.

Tab. XVII

Profil tuftickým eggenburgem ve výkopu pro pilot na stavbě II. nemocnice ve Znojmě.

Tab. XVIII

Rýha R/I v Znojmě — Dobšicích na levém břehu potoka Lesky. — Poloha 1 — křemenné jemnozrné pisky ottnangu, 2 — zelené, z části tuftické jílovce a jílovité pískovce eggenburgu s měkkýši faunou biofacie *Pirenella moravica* — *Cerastoderma* — *Hydrobia* — *Congeria*.

Tab. XIX

Jámová pískovna při odbočce ke kaolince v Únanově u Znojma. — Vrstevní sled vrstevnatých, rezavě smouhovaných hrubozrnných křemenných a kaolinických písků ottnangu.

Tab. XX

Němčičky u Pavlova, vnitřní stěna sklepa. — Středně zrnité křemenné rzehakiové pisky ottnangu s dvěma polohami s *Rzehakia socialis*, *Limnopagetia moravica*, *Siliqua* a j. měkkýši.

Tab. XXI

1—2 *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTHEIM) Znojmo, základy školy Pražská ul., eggenburg, 0,5 ×, Inv. č. 29 548.

3 *Pirenella moravica* (HÖRNES), Znojmo, Steidlova porcelánka, topotyp ze sběrů C. M. PAULA z r. 1891, eggenburg, Coll. Geol. Bundesanst. Wien, 3 ×.

4, 5 *Pirenella moravica* (HÖRNES), Znojmo, Steidlova porcelánka, topotyp ze sběru C. M. PAULA z r. 1891, eggenburg, Coll. Geol. Bundesanst. Wien, 1,5 ×.

6 *Pirenella moravica* (HÖRNES), Znojmo, základy školy Pražská ul., Inv. č. 32 953, 1,5 ×.

7, 8 *Pirenella moravica* (HÖRNES), Znojmo, základy školy Pražská ul., eggenburg, Inv. č. 28 411, 1,5 ×.

9 *Ctyrokya* n. sp., Znojmo, výkopy II. nemocnice, eggenburg, Inv. č. 28 390, 7 ×.

10 *Nematurula* n. sp., Znojmo, výkopy II. nemocnice, eggenburg, Inv. č. 28 389, 7 ×.

11 *Calyptrea chinensis* L., Zn-10 Znojmo — Dobšice, hl. 15,0 m, eggenburg, Inv. č. 28 374, 4 ×.

12, 13 *Pirenella moravica* (HÖRNES) Langau (Niederösterreich), podloží uhelné sloje, eggenburg, Coll. H. Zapfe, Paleont. Inst. Univ. Wien, 2 ×.

Tab. XXII

1 *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTHEIM), Znojmo, základy školy Pražská ul., eggenburg, Inv. č. 28 435, 0,5 ×.

2 *Glycymeris fichteli* (DESHAYES), HV 2/3 Vrbovec u Znojma, hl. 77,0 m, Coll., Kalabis, eggenburg, 3 ×.

3 *Thracia* cf. *pubescens* (PULTNEY), Chvalovice, údolí Daniže, eggenburg, Inv. č. 38 869, 1,5 ×.

4, 5 *Lucinoma barrandei* (MAYER), Rýha R/2 Hostěradice, hor. I, eggenburg, Inv. č. 30 360, 5,5 ×.

6, 7 *Timoclea ovata minor* DOLLFUS et DAUTZENBERG, Rýha R/2 Hostěradice, hor. I, eggenburg, Inv. č. 28 360, 4 ×.

8 *Ostrea edulis* ssp., Znojmo, základy školy Pražská ul., eggenburg, Inv. č. 32 820, 0,5 ×.

Tab. XXIII

1, 2 *Hinia edlaueri* BEER-BYSTRICKY, Znojmo, základy školy Pražská ul., eggenburg, Inv. č. 28 401, 4 ×.

3, 4 *Clithon (Vittocliton) pictus* (FÉRRUSAC), Znojmo, základy školy Pražská ul., eggenburg, 4 ×.

5 *Ocinebrina* sp., Znojmo, základy školy Pražská ul., eggenburg, Inv. č. 16 656, 3 ×.

6 *Congeria* sp., Znojmo, výkopy II. nemocnice, eggenburg, Inv. č. 30 379, 9 ×.

7 *Hydrobia* sp., Znojmo, základy školy Pražská ul., eggenburg, Inv. č. 28 388, 7 ×.

8 *Hydrobia* sp., Zn-10 Znojmo — Dobšice, hl. 15,6 m, eggenburg, Inv. č. 28 384, 7 ×.

9 *Cardium* sp. juv., Znj-1 Hodonice, hl. 51,9 m, eggenburg, Inv. č. 30 390, 11,5 ×.

10, 11, 12 *Congeria* sp. juv., Znojmo, základy školy Pražská ul., eggenburg, Inv. č. 28 393, 7 ×.

13 *Congeria* sp., Znojmo, základy školy Pražská ul., eggenburg, Inv. č. 16 651, 3 ×.

14 *Lumachella* misek *Cerastoderma* sp., Zn-2 GPUP, hl. 57,5 m, eggenburg, 1 ×.

Tab. XXIV

1, 2 *Rzehakia socialis* (RZEHAČ), Maršovice — Ježeřany, ottnang, rzehakiové vrstvy typové lokality, Inv. č. 20 377/12, 2 ×.

- 3 *Rzehakia socialis* (RZEHAČ) Maršovice—Jezeřany, ottňang, rzehakiové vrstvy, Inv. č. 20 376/30, 2 ×.
- 4 *Rzehakia socialis* (RZEHAČ), Maršovice—Jezeřany, ottňang, rzehakiové vrstvy, Inv. č. 11, 2 ×.
- 5, 6 *Limnopaġetia moravica* (RZEHAČ), Lektotyp, Oslavany, redeposite do sp. badenu, Coll. Naturhist. Mus. Wien, Inv. č. 656A, 2 ×.
- 7 *Limnopaġetia gracilis gracilis* (RZEHAČ) Lektotyp, Rakšice, ottňang, rzehakiové vrstvy, Coll. Naturhist. Mus. Wien, Inv. č. 661A, 2 ×.
- 8 *Siliqua* cf. *kozahurica* KVALIASHVILI, Rakšice, ottňang, rzehakiové vrstvy, Coll. Naturhist. Mus. Wien, Inv. č. 667, 2 ×.
- 9 *Siliqua* cf. *kozahurica* KVALIASHVILI, Němčičky, ottňang, rzehakiové vrstvy, Inv. č. 16 682, 1 ×.
- 10, 11 *Congería nucleolus* RZEHAČ, Lektotyp, Oslavany, redeposite do sp. badenu, Coll. Naturhist. Mus. Wien, Inv. č. 1340/1, 4 ×.
- 12 *Ctyrokya schlickumi* (ČTYROKÝ), Maršovice—Jezeřany, ottňang, rzehakiové vrstvy, Inv. č. 11 173, 4 ×.
- 13 *Theodoxus cyrtocelis austriacus* RZEHAČ, Ivančice—Padochovka, rzehakiové vrstvy, ottňang, Inv. č. 12 926, 8 ×.



Západné Karpaty
SÉRIA
Geológia 15

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v roku 1991

Vedecký redaktor: RNDr. MILOŠ RAKÚS, CSc.
Zodpovedná redaktorka: Ing. JANKA HRTUSOVÁ
Technická redaktorka: GABRIELA ŠIPOŠOVÁ

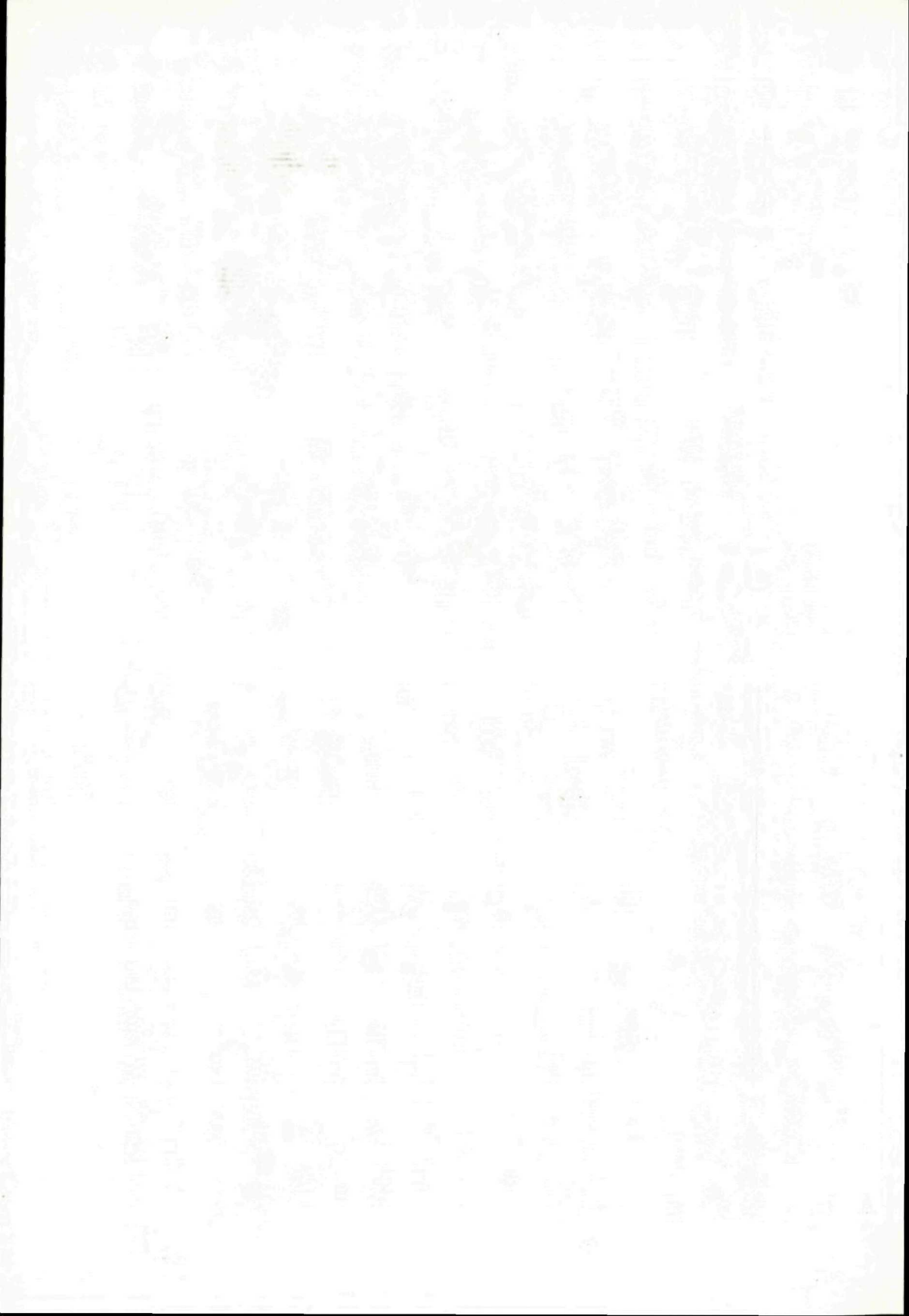
Vytlačila Knih tlačiareň Svornosť, Bratislava v roku 1991. Vydavateľské oprávnenie GÚDŠ:
MK 42/1990-21.

Náklad 500 ks. Tem. skup. 03/9. Rozsah AH 11,77, VH 11,95
Cena brož. výtl. Kčs 30,—

ISBN 80-85314-06-1



FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
PHOTOGRAPHS
I—XXIV

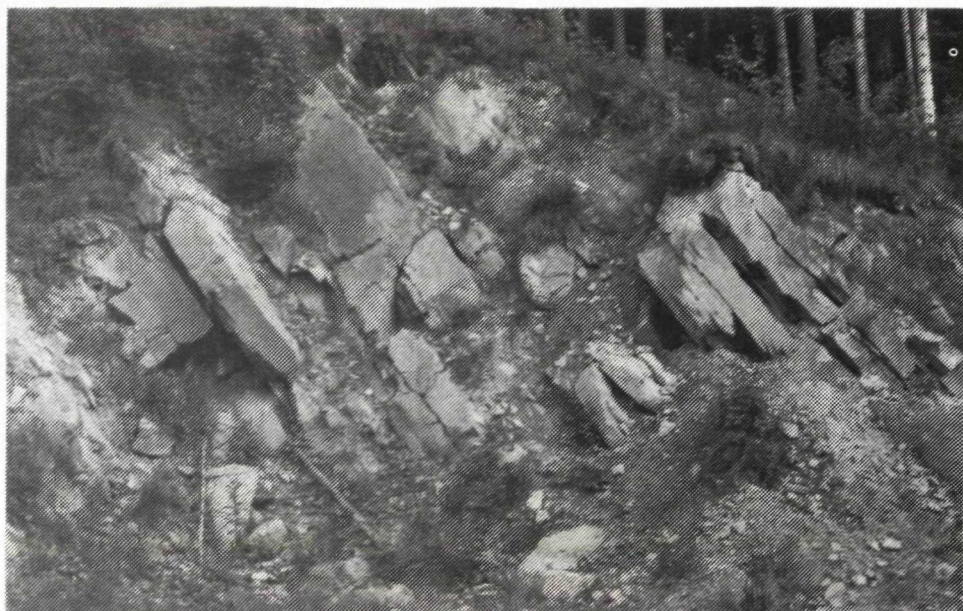




1

2

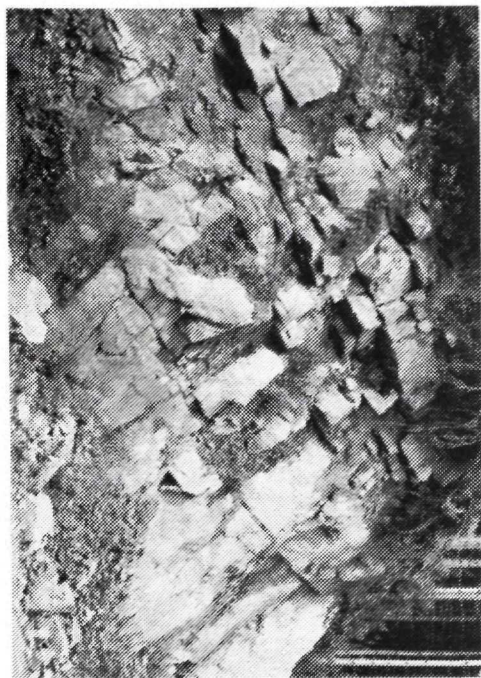




1

2





1



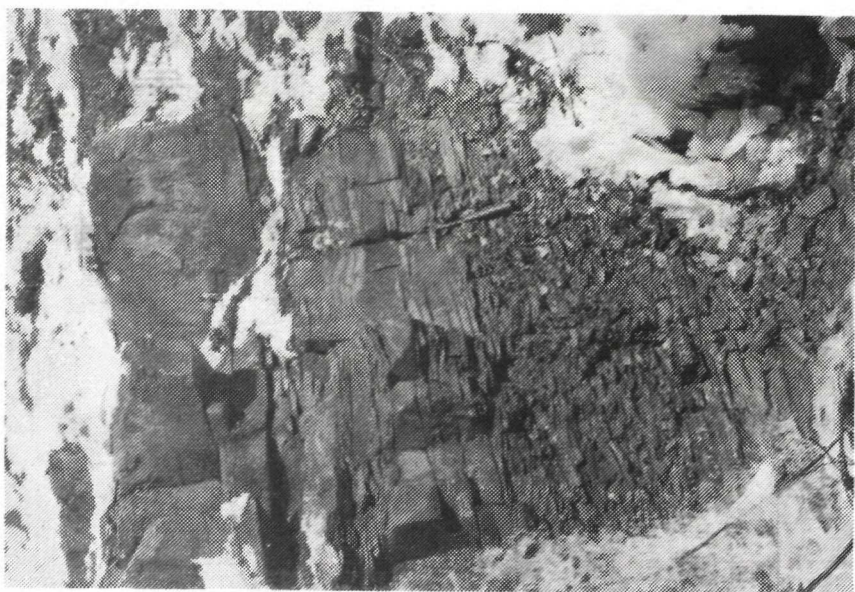
2



3



4



1



2



1



2



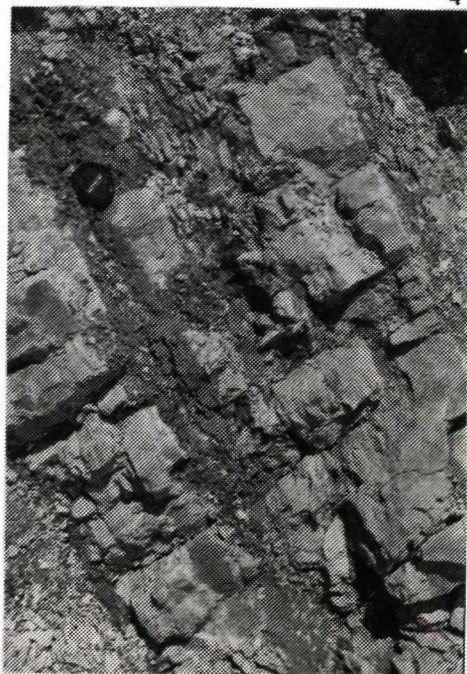
1



2



3



4



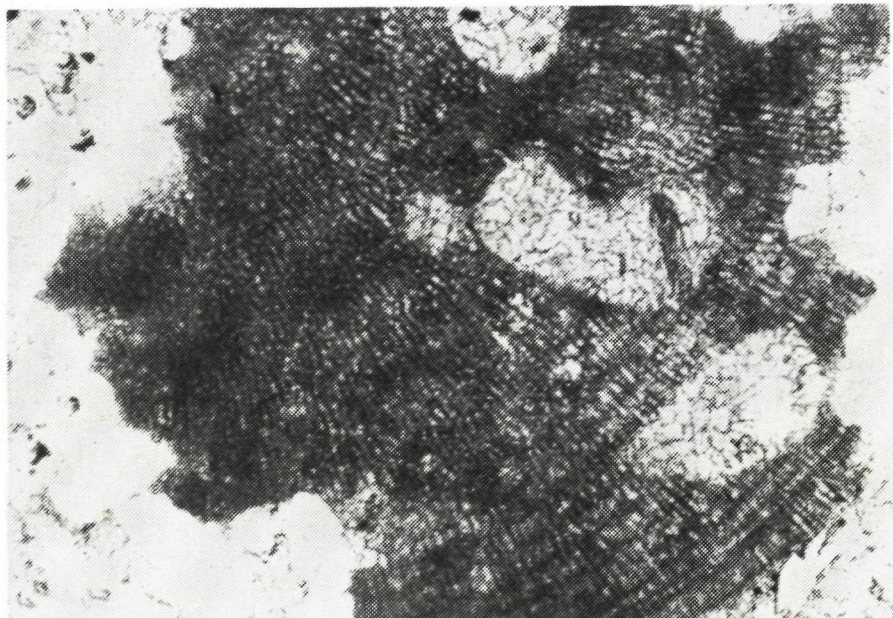
1

2





1



2



1



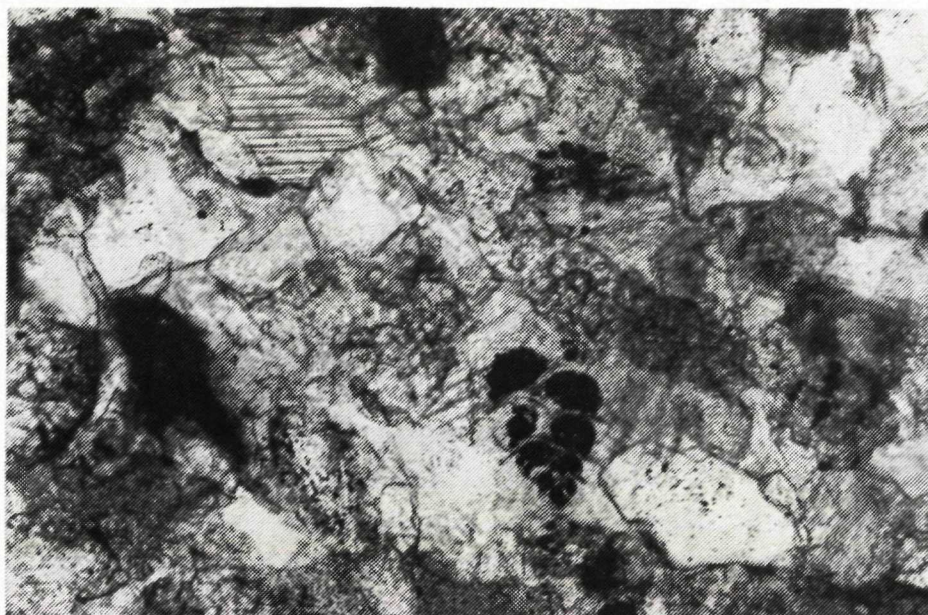
2



3

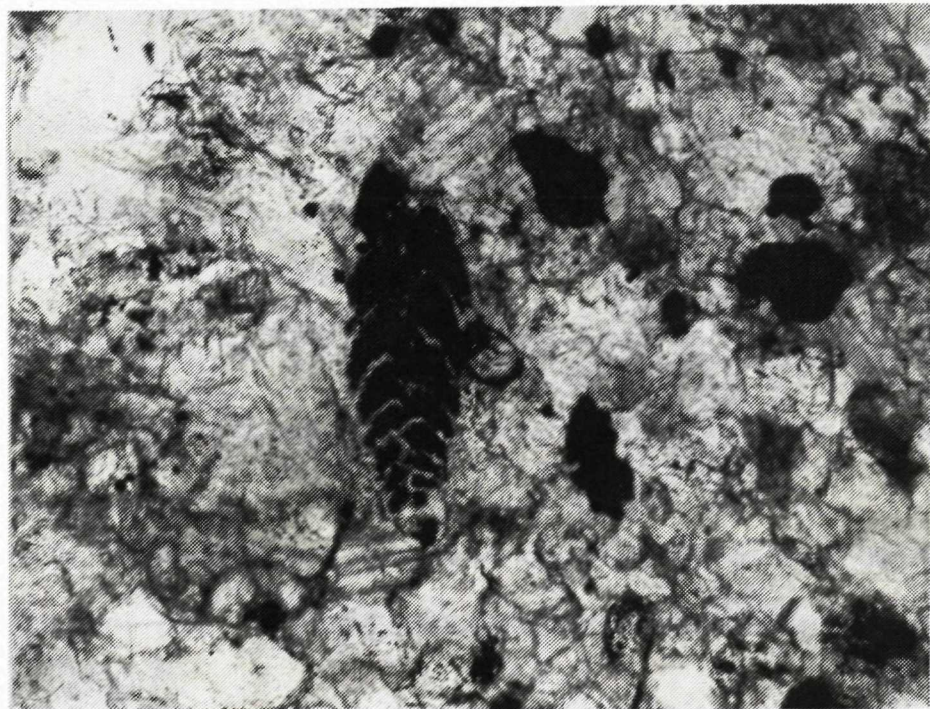


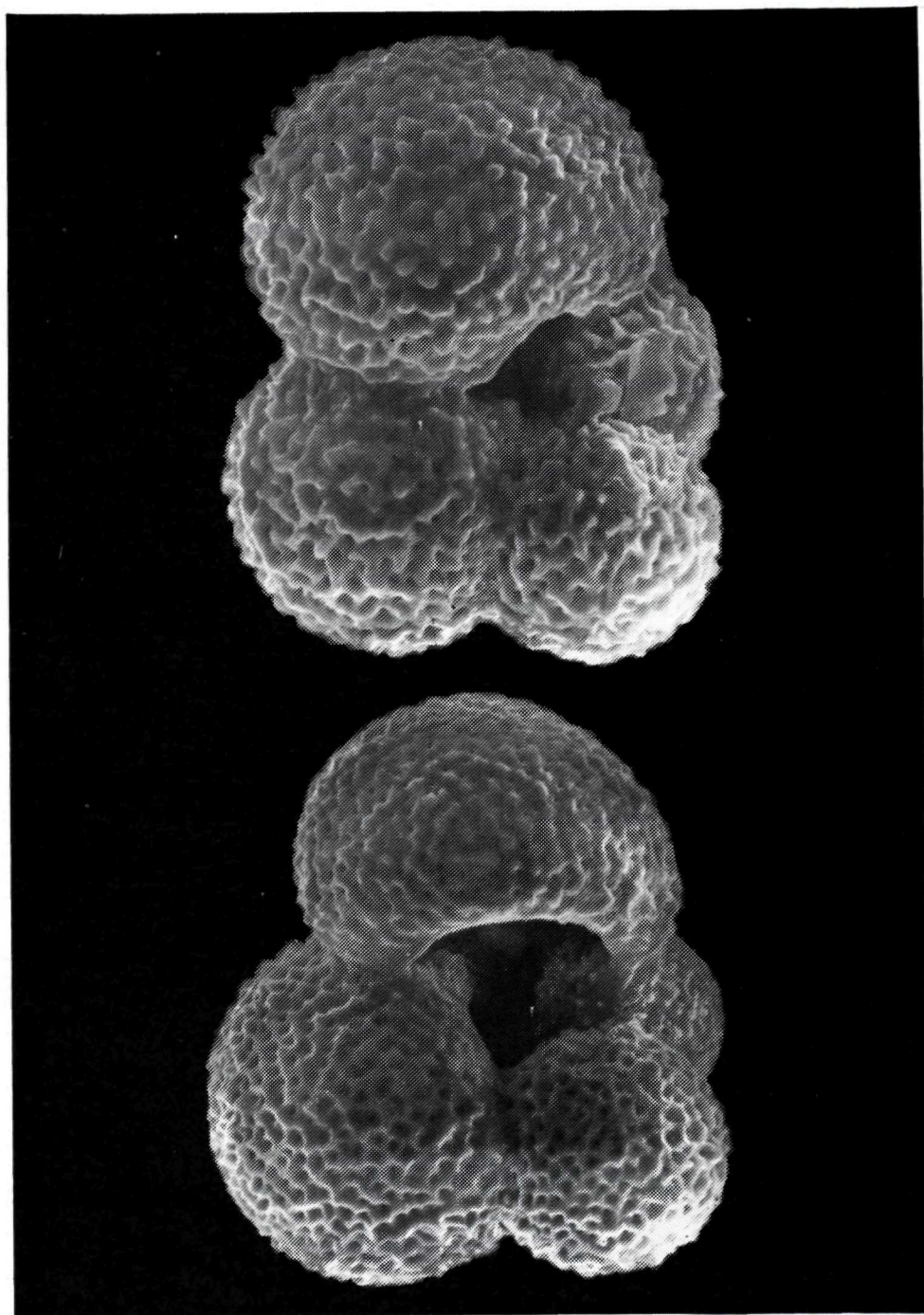
4

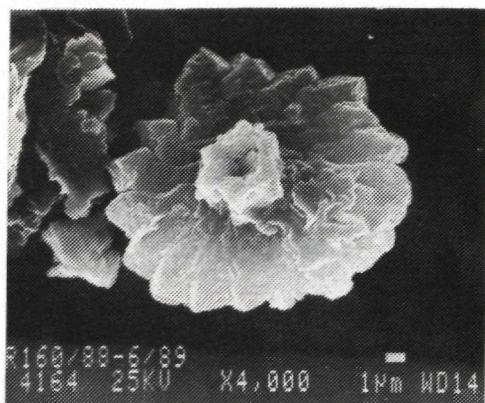


1

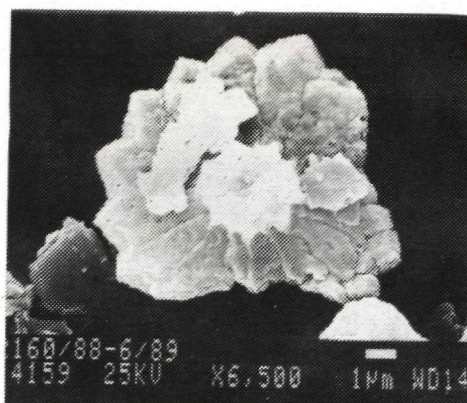
2



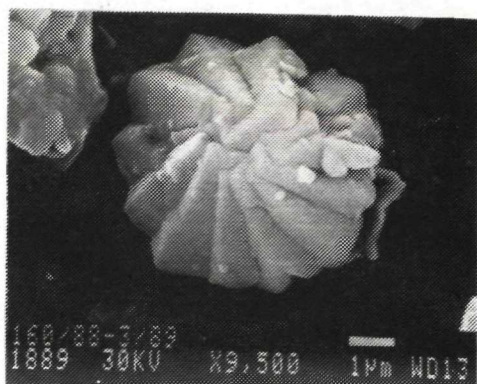




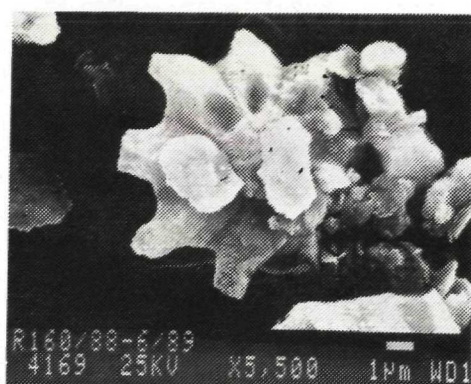
1



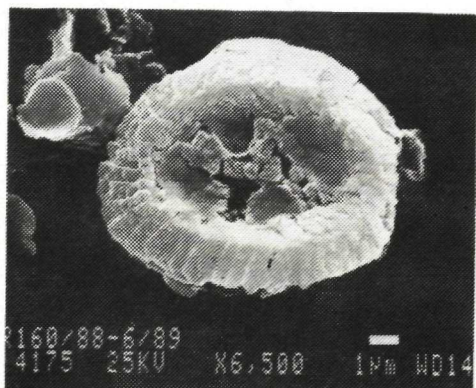
2



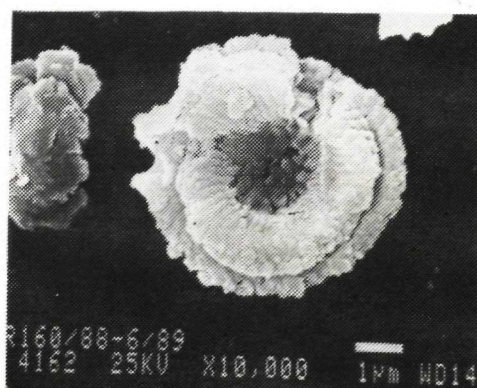
3



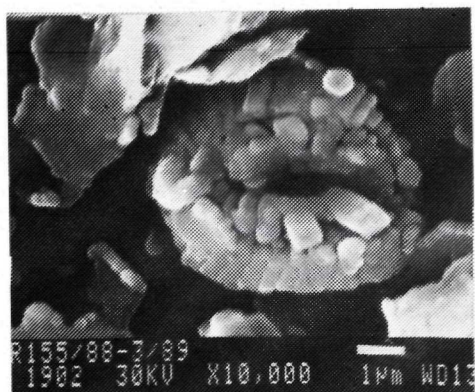
4



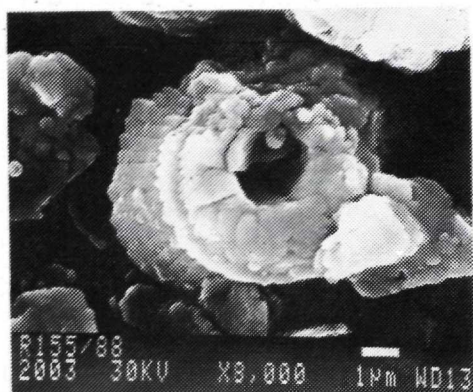
5



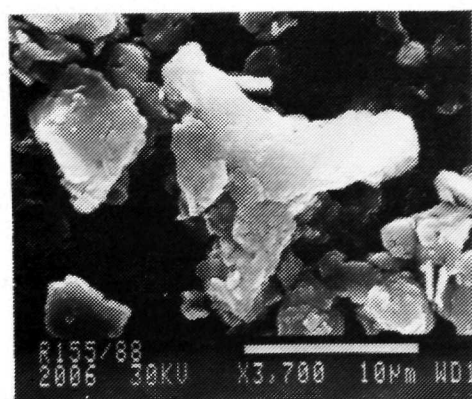
6



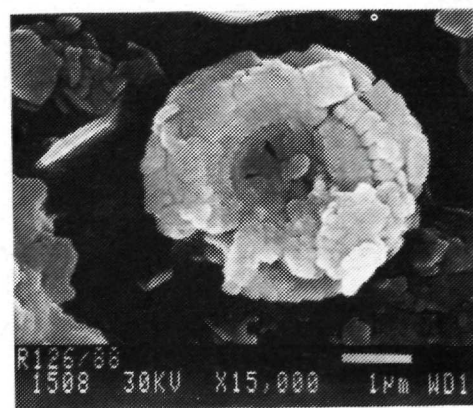
1



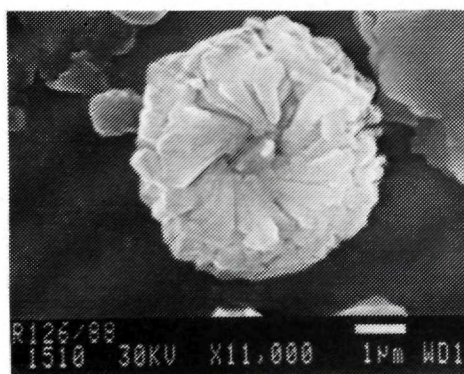
2



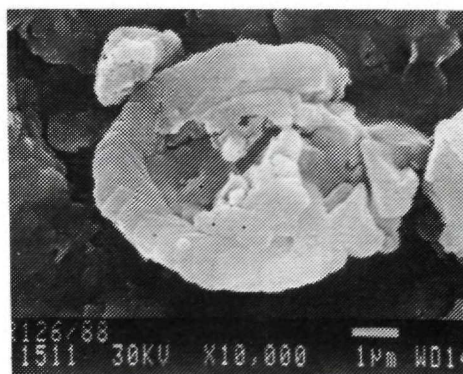
3



4



5



6













