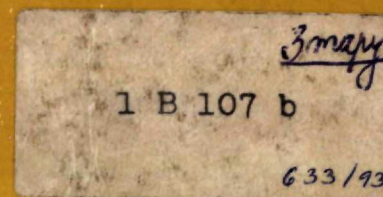


ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

CS ISSN 0139-8288

geológia 16



ZÁPADNÉ KARPATY ● GEOLÓGIA 16 1 B. 107 b

ISBN 80-85314-19-3

GEOLOGICKÝ USTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1992

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001020318

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 16



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1992

Geologický ústav D. Štúra KNIŽNICA, Bratislava
Signatúra : 1B 1046
Inv. čís. : 633/93
Sk : 58, -
Získané : PV
Prílohy : 3

ZÁPADNÉ
KARPATY

SÉRIA

geológia 16

Vedecký redaktor
RNDr. MILOŠ RAKÚS, CSc.

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

Obsah - Contents

O. SAMUEL - O. FUSÁN: Rekonštrukcia substrátu a rýchlosti sedimentácie centrálnokarpatského paleogénu (Západné Karpaty) - Reconstruction of subsidence and sedimentation of Central Carpathian Paleogene.	7
Úvod.	7
Paleogeografické pomery centrálnych Karpát po vrchnej kriede a počas paleogénu	10
a) <i>Paleogeografický vývoj centrálnych Karpát po vrchnej kriede</i>	10
b) <i>Paleogeografický vývoj počas paleogénu</i>	11
Litofaciálna charakteristika centrálnokarpatského paleogénu	15
1. <i>Levočské vrchy</i>	19
2. <i>Liptovská kotlina</i>	24
3. <i>Skorušinské vrchy</i>	28
4. <i>Turčianska kotlina</i>	30
5. <i>Žilinská kotlina</i>	32
6. <i>Bánovská kotlina</i>	34
7. <i>Hornonitrianska kotlina</i>	36
Korelácia rýchlosti sedimentácie jednotlivých oblastí	38
Literatúra	41
Summary	44
Explanations to Figures	45
M. MIŠÍK: Pieniny Klippen Belt in relationship with Mesozoic and Tertiary volcanism - Pieninské bradlové pásmo vo vzťahu k mezozoickému a terciárnemu vulkanizmu	47
Mesozoic volcanics	47
<i>Sinemurian - Domerian</i>	49
<i>Callovian - Oxfordian - Kimmeridgian</i>	49
<i>Berriasian - Valanginian</i>	51
<i>Barremian - Aptian</i>	53
<i>Albian</i>	54
The question of the Jurassic - Lower Cretaceous age of acid and basic volcanic pebbles in the "Upohlav" and Proč Conglomerates.	54
<i>Senonian</i>	55
Tertiary volcanics	56
<i>Paleogene</i>	56
<i>Neogene</i>	57
References	61
Resumé	63
Vysvetlivky k obrázkom	64
L. POSPÍŠIL - T. BUDAY - O. FUSÁN: Neotektonické pohyby v Západných Karpatech - Neotectonic movements in the West Carpathians	65
Úvod.	65
Paleogeografie	66
Neotektonické bloky a litosféra Západných Karpát	66
Bloky Západných Karpát	66
<i>Recentní litosféra Západných Karpát</i>	71
<i>Tektonika</i>	73
<i>Nepřímé geofyzikální údaje</i>	75
<i>Recentní pohyby</i>	75
<i>Seismická a tlakové pole</i>	76
Závěr	79
Literatura	80
Summary	81
Explanations to Figures	84

D. VASS - P. PAGÁČ - O. FEJDIOVÁ - E. PLANDEROVÁ - A. NAGY: Neskorý neogén na západnom okraji podunajskej panvy - Late Neogene at the western margin of the Danube Basin	85
Úvod	85
Neogénne sedimenty vo vrte Ču-1	89
Korelácia s litostratigrafickými jednotkami slovenskej časti podunajskej panvy	114
Záver	115
Literatúra	115
Summary	116
Explanations to Figures	117

ONDREJ SAMUEL - OTO FUSÁN

Rekonštrukcia substrátu a rýchlosti sedimentácie centrálnokarpatského paleogénu (Západné Karpaty)

(2 obr., 8 tab. v texte, angl. resumé)

A b s t r a c t. Basic tectonic units of the pre - Paleogene Central - Carpathian sedimentation cycle are described. Most important is the reconstruction of sedimentation rate in the Bartonian - Early Oligocene time, and its analysis. Thicknesses of separate lithostratigraphic units indicate the variable intensity of subsidence of the West Carpathians in the Paleogene. The sedimentation of the area of the Levočské vrchy Mts. was most intensive (24,2 mm per 100 years), the average value of the sedimentation of the Skorušinské vrchy Mts., the Rajec part of the Žilinská kotlina basin, and of the Rajec area ranges from 10 mm to 15 mm per 100 year. The Liptovská, Bánovská and Breznianska kotlina basins represent the area of a relatively low sedimentation (below 10 mm per 100 years).

Úvod

Význam štúdia rýchlosti sedimentácie nebol doteraz dostatočne docenený napriek tomu, že je určujúcim faktorom pre typ facií a ich hrúbku. Nemenej dôležitú úlohu má pre spoznanie paleotektonických a paleogeografických pomerov v čase a priestore. Z týchto dôvodov sme pristúpili k štúdiu tohto problému v centrálnokarpatskom paleogéne. V tejto súvislosti treba poznamenať, že otázky tohto druhu nie sú u nás v širšej miere rozpracované. Z hľadiska celosvetového trendu však čoraz viac vystupujú do popredia záujmu, a tým sa dostáva do exaktnejších polôh aj otázka paleorekonštrukcie sedimentačného prostredia.

Pri rekonštrukcii rýchlosti sedimentácie má prvoradý význam vymedzenie jednotlivých typov litofácií, poznanie ich stratigrafického rozsahu, respektíve ich podrobného stratigrafického rozčlenenia a poznania ich vzájomných vzťahov na jednej strane a biostratigrafických horizontov vo vzťahu k chronologickým údajom na druhej strane. Tieto aspekty, ako aj čo najpresnejší odhad hrúbky jednotlivých litofácií a jednotné kritériá na ich vymedzenie a stratigrafický rozsah, podmieňujú mieru objektívnosti stanovenia rýchlosti sedimentácie. Preto sa podrobnejšie zaoberáme paleogeografickým obrazom po kriede a období sedimentácie centrálnokarpatského paleogénu, ako aj charakteristikou hlavných litostratigrafických jednotiek v jednotlivých oblastiach centrálnych Západných Karpát.

V súvislosti s výpočtom rýchlosti sedimentácie treba poznamenať, že sme nebrali do úvahy redukciu (kompakciu) pôvodnej hrúbky jednotlivých typov

sedimentov, spôsobenú diagenetickým procesom. Dodávame, že názory na redukciu hrúbky sedimentov sa rôznia, pričom na jednotlivé typy sú veľmi rozdielne. Napr. u slieňovcov je podľa F. J. PETTIJOHNA (1975) veľmi nízka, nakoľko kryštalizácia CaCO_3 sa začala ihneď po uložení, a preto sa ich objem výraznejšie nezmenšoval. Redukcia peliticko-psamitických sedimentov sa všeobecne uvádza o 20 až 30 % (cf. G. PAUTOT – X. LE PICHON, 1973). To znamená, že ak by sme pri rekonštrukcii rýchlosti sedimentácie brali do úvahy pôvodnú hrúbku sedimentov, tak je potrebné rýchlosť sedimentácie zvýšiť o hodnoty podmieňujúce kompakciu, t. j. o 1/5 až o 1/3.

Je zaujímavé, že diagenetická stlačiteľnosť (kompresia) takých hrubých súvrství, ako sú flyšové sekvencie, sa takmer vôbec neprejavila deformáciou schránok organizmov nachádzajúcich sa buď v pelitickej, alebo psamitickej zložke.

V starších geologických útvaroch sa pre chronostratigrafické datovanie používajú najmä metódy K-Ar, Rb-Sr a U-Pb. V starších trefohorách sa najviac uplatnila metóda K-Ar.

Z terciéru sa uvádzajú viaceré rádiometrické časové škály, ktoré sú väčšinou založené na datovaní kontinentálnych sedimentov, a vzácnejšie sú údaje z morských sedimentov.

Značná nejednotnosť panuje v datovaní spodnej hranice terciéru, teda bázy paleocénu. Rozliční autori (porov. W. A. BERGGREN, 1971) uvádzajú pre bázu paleogénu hodnotu 70 až 63 mil. rokov. Vrchná hranica eocénu a oligocénu sa uvádza tiež vo veľmi odlišných hodnotách, predovšetkým v dôsledku rozdielnej stratigrafickej interpretácie hranice medzi spomínanými útvarmi.

Pokus o porovnanie terciérnych biozón planktónových foraminifer s rádiometrickou škálou uskutočnil O. L. BANDY (1964) na základe rádiometrických údajov J. L. KULPA (1961). Vypočítal, že paleocén trval asi 5 mil. rokov (63–58 mil. r.), spodný eocén 6 mil. rokov (58–52 mil. r.), stredný eocén 7 mil. rokov (52–45 mil. r.), vrchný eocén 9 mil. rokov (45–36 mil. r.).

Treba poznamenať, že na svoje merania použil J. L. KULP (l.c.) materiál z amerického kontinentu a porovnania s európskymi chronostratigrafickými jednotkami sú nepriame. W. A. BERGGREN (1971) kriticky zhodnotil interpretácie J. L. KULPA (1961) i O. L. BANDYHO a konštatoval, že v poňatí týchto autorov paleocén zahŕňa iba dán, mont a malú časť tanetu. Za spodný eocén sa pokladá podstatná časť paleocénu. Do stredného eocénu je zaradený spodný eocén a ako vrchný eocén je uvádzaný lutét i priabón. W. A. BERGGREN (1971) sa neuspokojil s kritikou starších prác, ale pokúsil sa porovnaním rozličných rádiometrických škál a biostratigrafických údajov vytvoriť škálu, ktorá by sa čo najviac priblížila skutočnosti.

Podľa W. A. BERGGRENA (l.c.) paleocén trval 11 mil. r. (65–54 mil. r.), spodný eocén 9 mil. r. (54–45 mil. r.), stredný eocén 6 mil. r. (45–39 mil. r.), vrchný eocén 4 mil. r. (39–35 mil. r.).

K najpozoruhodnejším výsledkom dospel tento autor, keď porovnal uvedené údaje s biozónami planktonických foraminifer. Zistil, že priemerná dĺžka plank-

Tab. 1 Chronostratigrafická tabuľka paleogénu (podľa G. S. ODIN - Ch. ODIN, 1990)

Stupne		Absolútny vek (v mil. rokov)		
PALEOGÉN	OLIGOCÉN	CHAT	23,5	4,5
		RUPEL	28	6
	EOCÉN	PRIABÓN	34	3
		BARTÓN	37	3
		LUTÉT	40	6
		KUIS	46	
	PALEOGÉN	ILERD	ypres	7
		TANET	53	6
		DÁN s. 1.	65	6

tonických zón v paleocéne bola 2,2 mil. rokov, v spodnom eocéne 1,8 mil. rokov, v strednom eocéne 1,2 mil. rokov, vo vrchnom eocéne 1,33 mil. rokov.

Priemerná dĺžka trvania planktonických zón v paleogéne bola 1,5 mil. rokov. Jednotlivé zóny zaberali rozdielne časové úseky, napr. zóna *Globigerina daubjergensis* trvala podstatne dlhšie ako zóna *Globorotalia uncinata*.

Vzácné sú aj označené hodnoty jednotlivých zón planktonických foraminifer, napr. pre zónu *Globorotalia (=Morozovella) aragonensis* je to 1,1 mil. rokov.

Jeden z posledných údajov podávajú sovietski autori G. D. AFANASIEV – S. I. ZYKOV (1975). Podľa týchto autorov, ktorí brali do úvahy najmä údaje zo ZSSR a USA, paleocén trval 8 mil. rokov (66–58 mil. rokov), spodný eocén 8 mil. rokov

(58–50 mil. rokov), stredný eocén 4 mil. rokov (50–46 mil. rokov), vrchný eocén 9 mil. rokov (46–37 mil. rokov).

V poslednom období sa viac-menej zblížili názory (porov. Contributions to the Geologic Time Scale, 1976; Geological Time Scale – compiled. F. W. B. VAN EYSINGA, 3. vyd., 1975) na rádiometrické údaje o časovom rozsahu jednotlivých stupňov. Rýchlosť subsidencie sme prepočítali na medzinárodnú chronologickú škálu (tab. 1). V tejto práci používame rádiometrickú škálu podľa G. S. ODIN – CH. ODIN (1990).

Paleogeografické pomery centrálnych Karpát po vrchnej kriede a počas paleogénu

a) Paleogeografický vývoj centrálnych Karpát po vrchnej kriede

Predvrchnokriedová alpínska príkrovová štruktúra centrálnych Karpát je dnes nerovnomerne zakrytá paleogénnymi sedimentmi. V ich severnej časti sú niektoré oblasti zakryté centrálnokarpatským paleogénom. Ním sú budované Levočské vrchy, Šarišská vrchovina, Spišská Magura, Skorušinské vrchy, ďalej sa zachoval vo vnútorných kotlinách, v Liptovskej, Turčianskej, Žilinskej, Hornonitrianskej, Breznianskej kotline, na Horehroní a buduje tiež severnú časť východoslovenskej časti Malých Karpát, Považského Inovca, Tribeča, v oblasti Hodruško-vyhnianskeho ostrova a v podloží neogénu východne od Trnavy. Naproti tomu v južnej časti centrálnych Karpát paleogénne sedimenty sú zachované v okolí Štúrova, ako aj v Rimavskej, Lučenskej a Ipeľskej kotline.

Po vzniku príkrovovej stavby centrálnych Karpát bola táto oblasť okrem príbradlovej zóny vyzdvihnutá a podrobená denudácii. Vo vrchnej kriede senónske more zaplavilo prinajmenej časť centrálnych Karpát, o čom svedčia morské sedimenty v Brezovskom pohorí, pri Šumiaci a Dobšinskej ľadovej jaskyni. Rozsah tejto transgresie však nie je možné stanoviť pre nepatrné zachovanie sedimentov vrchnej kriedy. Okrem toho pobrežné až kontinentálne sedimenty mohli vzniknúť v izolovaných panvičkách, ako je to napr. v podloží neovulkanitov v bzovíckej depresii. Pred paleogénom bol však povrch severnej časti centrálnych Karpát značne denudovaný až peneplenizovaný. Paleogénne more ho postupne od severu z príbradlovej oblasti zaplavovalo a paleogénne sedimenty transgresívne prekrývajú rôzne časti centrálnokarpatských príkrovov (A. MATĚJKA, 1924). V strednej časti centrálnych Karpát sa v tomto období rozprestieral horský chrbát – kordiléra (D. ANDRUSOV – E. KÖHLER, 1963), ktorý pravdepodobne začal vzniknúť už vo vrchnej kriede a zahŕňa v hrubých črtách dnešné Slovenské rudohorie, pokračoval na V do dnešnej Východoslovenskej nížiny a na Z do Podunajskej nížiny a pravdepodobne mu patrila aj j. časť dnešných Malých Karpát. Tento horský chrbát (rudohorská kordiléra) oddeľoval sedimentačnú oblasť karpatského flyšu na S a sedimentačnú oblasť budínskeho paleogénu na J a pretrvával až do spodného miocénu.

Na peneplenizovaný podklad s. od rudohorskej kordiléry (vrátane dnešných jadrových pohorí), ktorý sa postupne stáva sedimentačnou panvou, takto transgreduje paleogénne more z bradlovej a pribradlovej zóny. Najstaršie sedimenty paleogénu sa vyskytujú v pribradlovej zóne, pričom k najrozsiahlejšej transgresii dochádza až v lutéte (s. l.), keď more zaplavilo s. časť vnútorných Karpát až po rudohorskú kordiléru. Okrajové sedimenty na s. svahoch tejto kordiléry nachádzame v reliktoch v Slovenskom rudohorí s. od Nálepkova, pri Kluknave, Margecanoch, v Hodrušsko-vyhnianskom ostrove, pod neovulkanitmi pri B. Štiavnici a vo vrtoch v podloží neogénu v. od Trnavy. Už počas sedimentácie paleogénu sa sedimentačná panva centrálnokarpatského flyšu začína diferencovať, jej jednotlivé časti intenzívnejšie poklesávajú, iné sú stabilnejšie, o čom svedčí hrúbka jednotlivých stratigrafických horizontov. Dnešné rozšírenie a hrúbka centrálnokarpatského paleogénu je dôsledkom denudácie a erózie a tektonických germanotypných pochodov, najmä po bádene, keď bola celá oblasť rozdrobená na jednotlivé bloky a jej jednotlivé časti vyzdvihované do formy dnešných pohorí.

V j. časti centrálnych Karpát na území Slovenska sa transgresia mora na j. strane rudohorskej kordiléry v oblasti Štúrova začala v strednom eocéne na kontinentálne sedimenty s uhlím. V juhoslovenskej panve paleogénne more transgreduje až v oligocéne.

b) Paleogeografický vývoj počas paleogénu

Po j. (vnútornej) strane bradlového pásma paleocénne i eocénne sedimenty sa usadzovali v osobitnej sedimentačnej zóne, ktorá bola založená po laramskom orogéne hlavne na vnútorných (pieninských) štruktúrnych elementoch bradlového pásma a na postupne subsidujúcej vonkajšej časti centrálnych jednotiek Západných Karpát. Nie je možné zatiaľ odpovedať na otázku, či tento sedimentačný priestor tvoril jednotný a súvislý sedimentačný bazén, ktorý by sledoval bradlové pásmo po celej jeho dĺžke, prípadne bol miestami prerušovaný eleváciami starších štruktúr v smere kolmom na jeho os. Transgresia do tohto pásma smerovala zo S z magurského sedimentačného priestoru v prvom rade cez priečne depresie v bradlovom pásme.

Predmetné pásmo je v období paleocénu, čiastočne i spodného eocénu, lito-faciálne veľmi pestré. Fácie sa v laterálnom i vertikálnom smere veľmi náhle menia. Spoločným charakteristickým znakom sú bloky biohermných vápencov a miestami enormné nahromadenie detritického materiálu s prevahou hornín z centrálnych jednotiek Západných Karpát. Sedimenty vyskytujúce sa j. od bradlového pásma v rozsahu paleocén až spodný eocén (resp. až spodný lutét) sme vyčlenili do osobitného „pribradlového“ pásma s rôznymi vývinmi (porov. O. SAMUEL, 1972).

Na v. Slovensku vystupuje v pásme Beňatina – Hanušovce – Chmeľov a v okolí Haligoviec hanušovsko-beňatinský vývin.

Relatívne vo väčšom rozsahu sú zachované paleocénne sedimenty v okolí Haligoviec (haligovský vývin). Ich rozšírenie do značnej miery sleduje haligovskú jednotku, ktorá je z hľadiska tektonickej pozície analogická s manínskou na Považí, kde paleocén je čo do rozsahu (mimo Myjavskej pahorkatiny a Brezovského pohoria) najrozšírenejší. E. HANZLÍKOVÁ (1959) opisuje z tejto oblasti *Globocunosa daubjergensis* (BRONNIMANN), ktorý je významnou formou najmä pre spodný paleocén.

V reliktoch sú paleocénne sedimenty zachované na Orave a vo varínskom úseku bradlového pásma. V súčasnosti je táto oblasť predmetom podrobnejšieho štúdia kolektívu pracovníkov pod vedením M. POTFAJA (M. POTFAJ et al., 1991).

Faciálne i geotektonicky zaujímavý vývin paleocénu môžeme pozorovať medzi Považskou Bystricou a Žilinou. D. ANDRUSOV (1965) ho v okolí Považskej Bystrice označuje ako makovský a v pásme medzi Hričovským Podhradím a Žilinou ako hričovsko-žilinský vývin. Posledné pásmo sa zvlášť vyznačuje náhlymi horizontálnymi a vertikálnymi zmenami facií, ktoré donedávna veľmi sťažovali spoznanie stratigrafického objemu jednotlivých litofacií, a tým aj ich vzájomného vzťahu, ako aj tektonickej a paleogeografickej interpretácie (porov. O. SAMUEL – E. KÖHLER – K. BORZA, 1972).

Z paleogeografického hľadiska veľmi pozoruhodný a osobitý vývin paleocénu nachádzame v Myjavskej pahorkatine a v s. časti Brezovského pohoria. Paleocénne sedimenty sú tu vyvinuté na troch paleogeotektonických rozdielnych štruktúrnych elementoch, ktoré do určitej miery podmieňovali aj celkový tektonický štýl a paleogeografický charakter tohto vývinu. Podľa výskumných prác J. SALAJA (1962) a O. SAMUELA – J. SALAJA (1961, 1963, 1968) určité fragmenty sedimentov nachádzame priamo v bradlovom pásme. Prevládajúca časť však leží na senóne tzv. gosauskej kriedy (= brezovskej skupine v zmysle O. SAMUELA – J. SALAJA – A. BEGANA, 1980). Vcelku je tektonicky málo porušený, podobne ako senón nachádzajúci sa v jeho podloží. Odlišuje sa od magurského vývinu na jednej strane a od „typického“ centrálnokarpatského paleogénu na druhej strane. Najviac spoločných znakov má s paleocénom vyvinutým lineárne po vnútornej strane bradlového pásma.

Paleocén v študovanej oblasti mimo uvedených prípadov nie je známy. Teoreticky by sa ešte mohol predpokladať v sprievode tzv. gosauskej faciie, ktorá sa pravdepodobne usadzovala v úzkom žľabe, tiahnucom sa v.-z. smerom, pozdĺž s. okraja tzv. rudohorskej kordiléry. V budínskom epikontinentálnom vývoji na našom území ani v oblasti maďarského stredohoria paleocénne sedimenty s morskou faunou nepoznáme. To znamená, že v období paleocénu celé územie maďarského stredohoria i j. oblasť vnútorných jednotiek Západných Karpát bola súšou.

Spodnoeocénna transgresia zasiahla iba niektoré subsidujúce vonkajšie (severnejšie) časti centrálnych jednotiek Západných Karpát. Jednou z takýchto oblastí je domanižská depresia, kde sa transgresia začína spodným eocénom. V hričovsko-žilinskom vývine v podstate možno v tomto období odlišiť dve význam-

nejšie fácie. Prvú predstavuje flyšové súvrstvie, ktoré sa pozvoľna vyvíja z paleocénneho flyšu (pásmo Hradisko – Ovčarisko) s tým rozdielom, že pestrých slieňov a ílovcov smerom do nadložia ubúda. Druhou výraznou faciou sú súľovské zlepence, ktoré smerom do severnej časti panvy vyznievajú. Na rozdiel od iných oblastí sú tu enormne kumulované (A. MATĚJKA – in M. MAHEL, et al., 1962 – odhaduje ich hrúbku až na 850 m) a morfológicky dnes vytvárajú bizarné útvary. Podrobne sa touto problematikou zaoberá práca R. MARSCHALKU – M. SAMUELA (v tlači).

V myjavskom vývine v spodnom eocéne sa sedimenty z litologicko-faciálneho hľadiska oproti strednému a vrchnému paleocénu v podstate nemenia. Len v pásme Kraváriky - Bradlo - Stará Turá nastáva vo vertikálnom smere postupné zjemňovanie facií. Kravarické hrubodetritické súvrstvie pozvoľna vystriedava strednorytmický flyš s vložkami pestrých slieňov a ílovcov.

V Maďarsku začalo spodnoeocénne more vnikáť od JZ v súvisi s poklesnutím mezozoického substrátu, ktorý prebieha jv. od rábskej línie. Sedimenty tejto transgresie sa vyskytujú v j. Bakoni. Z tohto hľadiska je pozoruhodné tvrdenie o spodnoeocénnych sedimentoch v Dorogsko-Tokodskej panve, s ktorou paleogeograficky i geneticky bezprostredne súvisí i naša štúrovska oblasť a predstavuje jej s. okrajovú časť (príbrežnú). Vychádzajúc z genetickej spätosti i litologicko-faciálnej podobnosti s dorogsko-tokodskou oblasťou sa v starších prácach predpokladalo, že i v štúrovskej oblasti existujú sedimenty spodnoeocénneho veku. Tieto údaje treba však revidovať, pretože ani podľa jednej z doteraz skúmaných paleontologických skupín staršie sedimenty ako vrchný lutét neboli v morskom vývine dokázané. Z uvedeného teda vyplýva, že spodnoeocénna transgresia do dorogsko-tokodskej oblasti od S neprichádza vôbec do úvahy.

Spodnolutétske sedimenty j. od bradlového pásma sú viazané predovšetkým na zónu determinovanú už v paleocéne a spodnom eocéne a v nepatrnej miere na ďalšie poklesávajúce časti vnútorných jednotiek Západných Karpát.

V oblasti Štúrova nebol zatiaľ spodný lutét v morskom vývine preukázaný.

Veľké paleogeografické zmeny môžeme pozorovať začiatkom vrchného lutétu, najmä v oblasti centrálnych Západných Karpát.

V hričovsko-žilinskom vývine sa charakter sedimentov v podstate nezmenil. Jedine pestré ílovce vo flyšovom súvrství sa takmer úplne strácajú. V myjavskom vývine v tomto období sa vcelku zjemňuje charakter sedimentov. Na rozdiel od hričovsko-žilinského vývoja vložky pestrých slieňov a ílovcov nadobúdajú na význame a v úseku bližšom k bradlovému pásmu nie zriedka sú sprevádzané olistolitmi, hlavne vrchnej kriedy.

Najvýraznejšie paleogeografické zmeny nastali v oblasti centrálnych Západných Karpát, keď vrchnolutétska až bartónska transgresia zasiahla od S, resp. SZ a SV prevažnú časť centrálnych Západných Karpát. Reliéf podkladu paleogénu bol v dôsledku dlhodobej denudácie morfológicky veľmi rozčlenený, takže vrchnolutétske (resp. bartónske) more najprv vyplňalo sedimentmi depresie a pri postupnej subsidencii boli zaplavené aj „vyvýšeniny“. Aj v dôsledku

týchto javov si môžeme v niektorých prípadoch vysvetliť veľké zmeny v hrúbke bazálneho hruboklastického transgresívneho súvrstvia na pomerne krátke vzdialenosti.

Na základe sedimentologického štúdia, najmä R. MARSCHALKU (1968), resp. jeho spoluautorov (R. MARSCHALKO - A. RADOMSKI, 1960, R. MARSCHALKO - J. VOLFOVÁ, 1960, R. MARSCHALKO - P. GROSS, 1970), ako aj ďalších pracovníkov (F. PÍCHA, 1964, F. CHMELÍK in Reg. geol. II/2, 1967) a biostratigrafického výskumu D. ANDRUSOVA - E. KÖHLERA (1963), E. KÖHLERA (l. c.), M. VAŇOVEJ (l. c.) a O. SAMUELA (l. c.) možno konštatovať, že oblasť centrálnych Západných Karpát nebola začiatkom transgresie natoľko rozčlenená horskými skupinami, ako ich dnes nachádzame. S určitou však možno tvrdiť, že tu existovali kordiléry väčšieho i menšieho významu, ktoré boli zaplavené buď neskoršie, alebo mohli existovať počas celého obdobia sedimentácie centrálneokarpatského paleogénu. Jednou z takýchto evidentne preukázaných kordilér bola kordiléra tzv. lip-tovského polostrova¹, zaplavená až po vrchnom eocéne. Ďalšia kordiléra podľa názoru vyššie spomínaných autorov mohla existovať na Orave (tzv. oravská kordiléra, s. a sv. od Tatier), na J od dnešnej Bánovskej a Hornonitrianskej kotliny, a hlavná znosová oblasť - rudohorská kordiléra, ktorá existovala počas celého paleogénu.

V období vrchného eocénu až spodného oligocénu sa vlastný centrálneokarpatský paleogén vyznačuje hlavne v severnejšom pásme (Levočské vrchy a Šarišská hornatina, časť Oravy) sedimentmi s prevahou psamitických hornín (pieskovce levočské, konské, bielopotocké súvrstvie).

Vo vrchnom eocéne (priabóne) v celej karpatskej i panónskej oblasti sú pozorovateľné vplyvy ilýrskych (balkánskych) pohybov, ktoré spôsobili vo flyšovej geosynklinále zmenu sedimentácie a určité zmeny v konfigurácii sedimentačných bazénov; ďalej zaplavenie kordiléry tzv. lip-tovského polostrova a v nepatrnej miere okrajových častí rudohorskej kordiléry, kým na iných miestach, napr. v tatransko-podhôrnej oblasti sa dvíhanie prejavilo iba v nepatrnej miere (porov. D. ANDRUSOV, 1965).

Ilýrske pohyby boli zaznamenané aj v dorogsko-štúrovskej oblasti. Podľa údajov L. GIDAIHO (l. c.) vrchnoeocénne sedimenty miestami ležia diskordantne na lutétskych. V okolí Štúrova v období spodného eocénu aj lutétu sa usadzovali veľmi pestré sedimenty sladkovodného až brakického charakteru a až v ich nadloží boli preukázané sliene s bohatou morskou planktónovou mikrofaunou foraminifer.

Doteraz nebol spoľahlivo objasnený problém komunikácií epikontinentálneho vývoja s centrálneokarpatským sedimentačným bazénom. Pokiaľ sa tejto otázky niektorí autori dotýkajú, tak väčšinou túto možnosť jednoznačne nevylučujú. Najpravdepodobnejšie komunikácia medzi uvedenými vývinmi mohla existovať

¹ Podľa najnovších výskumov P. GROSSA - E. KÖHLERA et al. (1980) názor na tzv. lip-tovský polostrov treba revidovať. Uvedení autori predpokladajú jedine na rozhraní Liptovskej a Spišskej kotliny určitú hrasť, ktorá bola zaplavená postupne až v strednom priabóne.

v období vrchného lutétu až priabónu približne v oblasti prekrytej stredoslovenskými neovulkanitmi, pod ktorými boli v poslednom období navrátané vrchno-lutétske sedimenty (porov. P. GROSS, 1978). Ďalšie možnosti prepojenia pripúšťa D. VASS et al. (1979) v oblasti s., resp. sv. od Šiah.

Koncom priabónu nastáva v Maďarskom stredohorí (mimo Budínskeho pohoria), a teda i v našej štúrovskej oblasti, krátke prerušenie. Vo vnútrokarpatskom paleogéne môžeme v tomto období pozorovať splytčovanie sedimentačného bazénu, ktoré sa prejavuje usadzovaním pieskovcových vrstiev, resp. vrstiev s prevahou pieskovcov. Sedimenty regresívneho, brakického, alebo typicky molasového charakteru spojené s vyznievaním sedimentácie nie sú v centrálno-karpatskom priestore doteraz známe. Brakické uloženy boli v poslednom čase pozorované v nepatrnom rozsahu v poklesnutej kryhe na Horehroní (Polomka). Za najmladšieho člena centrálno-karpatského sedimentačného cyklu považujeme vrstvy vystupujúce pri Brezne (za továrňou „Mostáreň“), ktoré sa usadzovali najpravdepodobnejšie už v limnickom prostredí. Obsahujú bohatú oligocénnu makroflóru, peľ a spóry spodno- až strednooligocénneho veku.

Po krátkej „infraoligocénnej“ denudácii v Maďarskom stredohorí, ktorá z chronostratigrafického datovania zodpovedá najvyššiemu priabónu, prípadne až najspodnejšiemu oligocénu (t. j. časovému intervalu, ktorý sa približne kryje s našou biozónou *Globigerina officinalis*), nastáva rozsiahla transgresia, siahajúca až na naše územie. Je zaujímavé, že účinky tejto už tretej výraznej medziorogénnej fázy sa prejavujú inverziou. Segmenty centrálnych Západných Karpát sa začínajú zdvíhať, kým panónska panva (s. l.) začína klesať.

Litofaciálna charakteristika centrálno-karpatského paleogénu

Centrálno-karpatským, resp. vnútrokarpatským paleogénom sa v minulosti všeobecne rozumeli prevažne flyšové sedimenty, ktoré sú vyvinuté po vnútornej strane bradlového pásma a transgresívne uložené na staršom (hlavne mezozoickom), morfológicky silne rozčlenenom podklade. Sedimenty centrálno-karpatského paleogénu dnes netvorí súvislú „pokryvku“, ale sa nachádzajú v oblastiach (kotlinách, panvách, pahorkatinách, pohoriach), niekedy úplne, inokedy len čiastočne navzájom oddelených. Z uvedenej definície vyplýva, že do centrálno-karpatského paleogénu sa v minulosti začleňovali aj paleocénno-eocénne sedimenty vyvinuté v úzkom pruhu tiahnucom sa lineárne po vnútornej strane bradlového pásma. Vzhľadom na osobitné litologicko-stratigrafické, tektonické i paleogeografické črty sa toto pásmo dnes nezačleňuje do centrálno-karpatského paleogénu, hoci od vrchného lutétu má s ním viac-menej spoločný vývin. Z tohto pásma v dôsledku postupnej subsidencie vnútorných jednotiek Západných Karpát možno lokálne predpokladať postupnú transgresiu „vnútrokarpatského“ mora smerom na J, resp. JV a JZ. Prevažná časť centrálnych jednotiek bola zaplavená vo vrchnom lutéte až bartóne, kým niektoré časti až v priabóne.

D. ANDRUSOV (1965) vo svojom syntetizujúcom diele o paleogéne Západných Karpát (Geológia československých Západných Karpát, zv. III, 1965) sa podrobne zaoberá úvahami o charaktere centrálnokarpatskej sedimentačnej panvy, substrátu, vyvýšenín a vysokohorských skupín, ktoré dnes oddeľujú jednotlivé oblasti – panvy.

Centrálnokarpatský paleogén je zachovaný v najvýchodnejšej časti Slovenska v okolí Beňatíny a Podhorod'u. Ďalší výskyt je až v okolí Humenného, odkiaľ pokračuje vo forme veľmi úzkeho, viac-menej súvislého pruhu k Hanušovciam, kde sa plošne značne rozširuje. Sedimenty centrálnokarpatského paleogénu počnúc od Hanušoviec tvoria rozsiahlu oblasť, nachádzajúcu sa medzi bradlovým pásom a vonkajším oblúkom jadrových pohorí, ktorá sa tiahne zo Šariša, Spiša cez Poľsko na Oravu. V tomto úseku sa paleogénne sedimenty označujú ako podhalský (niekedy tiež označovaný ako flyš podtatranský, podhôľny, podhalanský). Paleogénne sedimenty v spomínanom úseku v. Slovenska budujú Šarišskú vrchovinu, Levočské vrchy a Spišskú Maguru. Južne od Levočských vrchov a Tatier budujú Spišskú kotlinu, ktorá smerom na Z prechádza do Liptovskej kotliny. Ďalej sa vyskytujú v Turčianskej kotline.

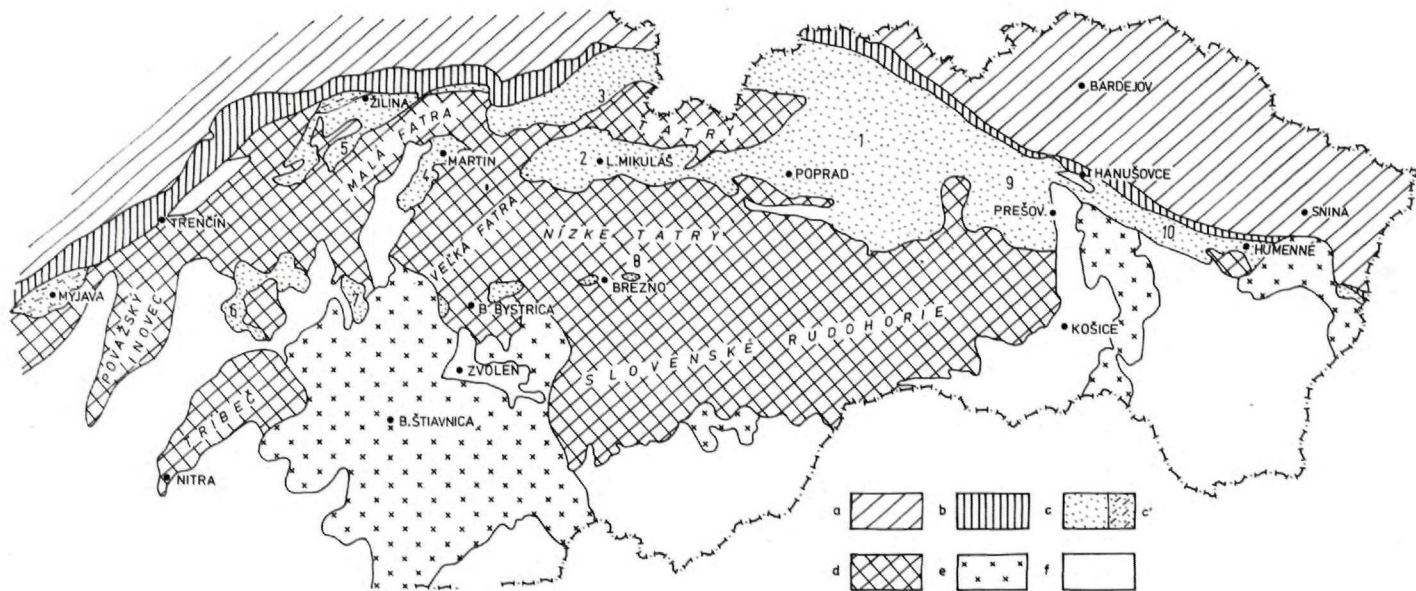
Na z. Slovensku centrálnokarpatský paleogén z oravského úseku, kde buduje Skorušinské vrchy, pokračuje až na menšie prerušenie v úzkom pruhu smerom k Žiline, kde sa opäť viac rozširuje v Žilinskej a Rajeckej kotline.

Ďalšou oblasťou, kde sa nachádzajú paleogénne sedimenty, sú Bánovská kotlina, Hornonitrianska kotlina (najmä okolie Bojníc a Handlovej) a Horehronie. Tu sa zachovali vo viacerých reliktoch v okolí Banskej Bystrice, Slovenskej Ľupče, Brezna a Polomky.

Centrálnokarpatský paleogén sa v globále vyznačuje štyrmi hlavnými litostratigrafickými jednotkami, ktoré však v celom sedimentačnom bazéne netvoría konštantné sukcesívne súvrstvia, ale do určitej miery alternujú a sú determinované početnými lokálnymi vplyvmi. Preto stanoviť postupnosť a intraregionálnu koreláciu medzi jednotlivými oblasťami na základe čisto litofaciálnych dát nie je možné s náležitou presnosťou.

V poslednom období P. GROSS – E. KÖHLER – O. SAMUEL (1984) uskutočnili reklasifikáciu centrálnokarpatského paleogénu. Sedimenty centrálnokarpatského sedimentačného cyklu paleogénu začlenili do jednej litostratigrafickej jednotky vyššieho rádu, ktorú označili ako podtatranská skupina. V rámci nej vyčlenili tieto litostratigrafické jednotky nižšieho rádu: *borovské súvrstvie* (synonymum: súľovské zlepenice, resp. súvrstvie), *hutianske súvrstvie* (synonymum: ílovcová litofácia, subflyš, piesčito-slienité flyšoidné súvrstvie, zakopanské vrstvy), *zuberské súvrstvie* (synonymum: flyšová litofácia, ílovcovo-pieskovcové súvrstvie, prechodné pieskovcové vrstvy, hájske vrstvy, chocholovské vrstvy), *bielopotocké súvrstvie* (synonymum: konské - konštianske pieskovce, levočské pieskovce).

Borovské súvrstvie z litofaciálnej stránky tvoria hruboklastické sedimenty, najmä v jeho spodnej časti. Najhojnejšími typmi hornín sú brekcie, zlepenice



Obr. 1 Schematická geologická mapa základných tektonických jednotiek

Vysvetlivky: a - flyšové pásmo, b - bradlové pásmo, c - centrálnokarpatský paleogén, c' - príbradlový paleogén, d - jednotky centrálnych Západných Karpát, e - neovulkanity, f - miocén a kvartérne sedimenty. 1 - Levočské vrchy, 4 - Turčianska kotlina, 5 - jarecká časť Žilinskej kotliny, 6 - Bánovská kotlina, 7 - Hornonitrianska kotlina, 8 - Breznianska kotlina, 9 - Šarišská vrchovina, 10 - šarišský úsek centrálnokarpatského paleogénu

a pieskovce. V menšej miere sa vyskytujú piesčité vápence, organodetritické až organogénne vápence. Tieto typy hornín sa často vertikálne i laterálne striedajú. Organické zvyšky sú najčastejšie v piesčitých vápencoch a vápencoch.

Hruboklastický horninový materiál pochádza prevažne z rozrušeného substrátu najbližšieho (predtransgresívneho) okolia. V najnižších častiach borovského súvrstvia sa celkom ojedinele vyskytujú aj nepravidelné akumulácie bauxitov, resp. brekcií s bauxitovým tmelom, ktoré sa považujú za produkty suchozemského zvetrávania.

Borovské súvrstvie sa usadzovalo v prevažnej miere v plytkom (litorálnom až neritickom) morskom prostredí miestami s biohermnými až rifovými telesami.

Spodná hranica je transgresívna, kým vrchná (hutianske súvrstvie) je ostrá vzhľadom na výraznú litofaciálnu zmenu. Hrúbka borovského súvrstvia je premenlivá od niekoľko metrov do 150 m, miestami má i viac.

Stratigrafický rozsah tohto súvrstvia je vrchný lutét až spodný priabón, pričom vrchná časť môže čiastočne alternovať s hutianskym, dokonca až zuberským súvrstvím.

Hutianske súvrstvie tvoria hrubé polohy premenlivo vápnitých (sporadicky i nevápnitých) ílovcov, ktoré sa striedajú s relatívne tenkými lavicami drobnozrnných zlepcov, pieskovcov, alebo siltovcov. Pomer pieskovcov k ílovcom je zhruba od 1 : 4 do 1 : 10, miestami i viac.

Menej časté až ojedinelé sú lavice alebo šošovky pelokarbonátov, tiež prekremených ílovcov so zvyškami šupín a kostrových elementov rýb na vrstevných plochách (ílovce menilitového typu). Vzácné sú polohy globigerinových slieňovcov. Pre toto súvrstvie je charakteristická i prítomnosť Mn-oxidovo-karbonátových rúd vytvárajúcich laminy, tenké vrstvičky, alebo aj polohy s ekonomickým významom.

Spodná hranica je v dôsledku výraznej litofaciálnej rozdielnosti oproti podložnému borovskému súvrstviu veľmi výrazná. Vrchná hranica je tiež zreteľná. Určuje ju typické flyšové zuberské súvrstvie.

Hrúbka opisovaného súvrstvia kolíše v rozsahu od niekoľko desiatok metrov až do 800 m.

Hutianske súvrstvie prechováva malé i veľké foraminifery, nanoplanktón a sporomorfy, ktoré nám indikujú vrchnoecénny vek.

Zuberské súvrstvie reprezentuje flyšový komplex centrálnokarpatského sedimentačného cyklu. Vyznačuje sa viac-menej pravidelným striedaním pieskovcov a ílovcov. Pomer uvedených zložiek v typických flyšových postupnostiach kolíše v rozmedzí 2 : 1 až 1 : 2.

Pieskovce sú charakterizované rôznymi druhmi zvrstvení, pričom najbežnejšie sa vyskytuje gradačné alebo homogénne zvrstvenie. Na spodných polohách lavíc sa nachádzajú stopy mechanického i organického pôvodu (hieroglyfy). Na vrchných plochách sa zriedkavejšie vyskytujú predovšetkým stopy organického pôvodu.

Zuberské súvrstvie sa usadzovalo v hlbších častiach sedimentačného bazénu. Spodná hranica je zreteľná vďaka litofaciálnej zmene oproti podložnému hutianskemu súvrstviu. Vrchná hranica na rozdiel od spodnej nie je taká výrazná v dôsledku veľmi pozvoľného prechodu do nadložného bielopotockého súvrstvia. Hranica medzi zuberským a bielopotockým súvrstviem sa kladie tam, kde sa začínajú objavovať hrubé polohy pieskovcov s výraznou prevahou nad ílovcovou zložkou.

Hrúbka zuberského súvrstvia dosahuje 800–1000 m. Na základe obsahu malých foraminifer, nanoplanktónu i palynomorf ich stratigrafický rozsah sa uvádza ako vrchný eocén až spodný oligocén (s maximom sedimentácie vo vrchnom priabóne).

Bielopotocké súvrstvie sa z litofaciálnej stránky výrazne líši od podložného zuberského súvrstvia, predovšetkým vývojom častých i viac metrov hrubých pieskovcových lavíc a iba sporadickým výskytom ílovcov. Ojedinele sa vyskytujú i zlepenca (podmorské zosuny) a prstovite vklinené polohy hrubého flyšu. V pieskovcoch tohto súvrstvia sú pomerne časté intraklasty (závalky ílovcov, pelokarbonátov). Pomer pieskovcov k ílovcom a ílosiltovcom je zhruba 30 : 1 a viac.

Pieskovce sú charakteristické rôznymi druhmi zvrstvenia, pričom najfrekvencovanejšie je homogénne alebo gradačné zvrstvenie, menej časté je nepravidelné a viacnásobné gradačné zvrstvenie. V monotónnom pieskovcovom súvrstvi sa miestami nachádzajú rozmyvové žľaby a amalgámové vrstvy.

Stopy mechanického pôvodu podobne ako stopy organického pôvodu, také časté v podložných flyšových sedimentoch, sa tu vyskytujú len vzácne a sú menej rôznorodé.

Bielopotocké súvrstvie je finálnym produktom paleogénneho sedimentačného cyklu v Západných Karpatoch. Najvyššie časti súvrstvia, ktoré sa usadzovali v období regresie stále sa splytčujúceho morského prostredia, sú v dôsledku ich obnaženia počas neogénu a kvartéru takmer úplne erodované.

Hrúbka bielopotockého súvrstvia veľmi kolíše od niekoľko desiatok metrov až po maximum – 3000 m (odhad F. CHMELÍKA v Levočských vrchoch). V prípadoch maximálneho rozvoja zrejme do značnej miery zastupuje aj podložné flyšové (zuberské) súvrstvie.

Na základe mikrofaunistických údajov, ako aj superpozície a palynologických výsledkov sa usudzuje, že bielopotocké súvrstvie sedimentovalo hlavne v spodnom oligocéne, pričom nevyklúčujeme ani možnosť, že najspodnejšie časti sa začali usadzovať v najvyššom priabóne.

1. Levočské vrchy

Predterciérne podložie. Levočské vrchy predstavujú najrozsiahlejšiu oblasť centrálnych Karpát, budovanú centrálnokarpatským paleogénom. Zo Z a z J sú lemované

Spišskou kotlinou (jej popradskou a hornádskou časťou). Predterciérne podložie vystupuje na povrch na Z v masíve Tatier a v ružbašskom ostrove, na J vo východnej časti Nízkych Tatier a Slovenského rudohoria, na V v Branisku a na SV v bradlovom pásme. Z Nízkych Tatier vybieha do paleogénu Hornádskej kotliny Vikartovský chrbát.

Reliéf podložia paleogénu od okrajov spomenutých orografických celkov, ktoré ohraničujú oblasť Levočských vrchov, vcelku poklesáva do stredu oblasti až do hĺbky 2800 m od hladiny mora (O. FUSÁN et al., 1987). Túto depresiu nazývame levočskou. V detailoch, zvlášť na j. a z. okraji, sú zložitejšie pomery v dôsledku tektoniky. Elevácia Vikartovského chrbta, ktorá na povrchu siaha až k Spišskému Štvrtku, pokračuje v podloží paleogénu ďalej na V až do oblasti Klčova, kde bolo vrtom Kl-1 zistené podložie paleogénu v hĺbke 135 m (A. BIELY in P. GROSS et al., 1966). Medzi Spišským Štvrtkom a Spišským Hrhovom je v tejto elevácii vyvinutá priečna depresia, kde predpokladáme podložie v hĺbke 400–600 m. Táto elevácia, ktorá sa zreteľne prejavuje na gravimetrických mapách, je v podloží paleogénu veľmi úzka a z J obmedzená v.-z. zlomom. Južne od vikartovsko-klčovskej elevácie sa tiahne úzka hornádska depresia, ktorá je na J obmedzená vystupovaním paleozoicko-mezozoického podkladu Nízkych Tatier a v. časti Slovenského rudohoria.

Vikartovsko-klčovská elevácia bola narušená mladšími zlomami, najmä sv.-jz. smeru, a jednotlivé kryhy pozdĺž nich stupňovite poklesávali. Tieto zlomy zvýraznili i priečnu depresiu medzi Spišským Štvrtkom a Spišským Hrhovom. V najvýchodnejšej časti Hornádskej kotliny medzi Spišskými Vlachmi a Spišským Podhradím je podložie porušené sv.-jz. zlomom, na ktorom sa končí vikartovsko-klčovská elevácia a podložie klesá do väčšej hĺbky. Hornádska depresia na V je voči Branisku obmedzená výrazným s.-j. zlomom, pozdĺž ktorého bolo Branisko vyzdvihnuté.

Vikartovsko-klčovská elevácia smerom na S v podloží paleogénu zasahuje s. od Popradu k Matejovciam a do priestoru Levoče. Tu v hĺbke okolo 600–1000 m je tiež pravdepodobne obmedzená z.-v. zlomom, na čo poukazuje sigmoidálny ohyb izoanomál.

Na z. strane voči Tatrám a ružbašskému ostrovu je paleogén obmedzený podtatranským zlomom, pozdĺž ktorého boli Tatry vyzdvihnuté a podložie paleogénu poklesnuté. Amplitúda skoku v predterciérnom podloží pozdĺž tohto zlomu je tu okolo 400 m. V podloží s. od Popradu sa javí depresia (mlynčeká), dosahujúca hĺbku vyše 400 m, z ktorej reliéf stúpa smerom k Tatrám a Vikartovskému chrbtu do +400 m, smerom na V do -200 m. Z v. strany je obmedzená zlomom, ktorý sleduje zhruba údolie Popradu. Od tohto zlomu na V reliéf klesá do levočskej depresie. Jej hĺbku odhadujeme na 2800 m pod hladinou mora. Je možné, že do tejto depresie pokračuje i muránska línia. V s. časti pozdĺž bradlového pásma reliéf podložia stúpa a vytvára chrbát s viacerými priečnymi depresiami a tiahne sa až na východné Slovensko, kde v Humenských vrchoch vystupuje na povrch. Túto morfológickú elevačnú štruktúru nazývame

šambronsko-humenským chrbtom, ktorý má na J zlomové obmedzenie a amplitúda skoku v podloží paleogénu v oblasti Levočských vrchov a Šarišskej vrchoviny dosahuje okolo 400 m. Tento chrbát z ružbašského ostrova z +600 m postupne poklesáva jv. smerom do priečnej depresie pri Lipanoch do hĺbky -2200 m.

O stavbe podložia tejto oblasti máme veľmi málo dát. Jedine v j. časti územia môžeme s určitou pravdepodobnosťou hovoriť o jeho charaktere. Na stavbe podložia paleogénu Hornádskej kotliny sa zúčastňujú tri tektonické jednotky prvého rádu: 1. hronikum (najmä chočský príkrov s jeho ipoltickou skupinou); 2. gemerikum (paleozoikum i mezozoikum); 3. veporikum (hlavne obalová séria). Podiel spomenutých tektonických jednotiek na stavbe podložia je nerovnomerný. V z. časti sa pod paleogén ponára ipoltická skupina chočského príkrovu. Lemuje paleogén Hornádskej kotliny z J a zo S, a to od línie Betlanovce - Spišský Štvrtok smerom na Z až po Vikartovce. Z toho môžeme usudzovať, že i podložie paleogénu v tejto časti kotliny je tvorené ipoltickou skupinou. Smerom na V nebola ipoltická skupina v podloží zistená, predpokladáme však, že pokračuje aj tam do oblasti Levoče. Južné obmedzenie chočského príkrovu predpokladáme na spojnici Hrabušice - Spišský Hrhov, na ktorej sa stýka s gemerikom. Na väčšej ploche v podloží paleogénu Hornádskej kotliny je gemerikum.

Podľa priebehu čiastkových štruktúr gemerika j. od kotliny môžeme zhruba vymedziť aj jeho priebeh pod paleogénom. Stredotriasové karbonatické komplexy Galmusa nepokračujú ďaleko od okraja paleogénu na S (s. od Hornádu). Poukazuje na to vystupovanie anisských vápencov (mierne uklonených na J) v údolí Hornádu na s. okraji Galmusa (Vítkovce), vystupovanie spodnotriasových a permských vrstiev spod paleogénu v okolí Markušoviec, Matejoviec a pri vyústení Jamníčka do Hornádu. Takto môžeme viesť s. hranicu triasového karbonátového komplexu Galmusa zhruba po línii j. od Spišských Vlách smerom na Vítkovce, Chrásť a Matejovce.

Ďalšia štruktúra tvorená hlavne spodným triasom a permom s erozívnymi zvyškami stredného triasu vystupuje na povrch medzi Novoveskou Hutou a Markušovcami na Z a Spišskými Vlachmi a Vojkovcami na V. Táto štruktúra má oblúkovitý priebeh a jej s. obmedzenie je zhruba na línii Spišská Nová Ves - Domaňovce - Katuň - Vojkovce. Ďalšou štruktúrou gemerika je mezozoikum Slovenského raja, ktoré sa norí pod paleogén medzi Smižanmi a Hrabušicami. Jej s. obmedzenie je dané kontaktom s chočským príkrovom, prípadne môže v podobe trosiek ležať i severnejšie na chočskom príkrove, ako je to pri Prímovciach, kde v podloží paleogénu ležia triasové vápence gemerika na ipoltickej skupine (J. BYSTRICKÝ in Z. PRIECHODSKÁ, 1956). Prítomnosť členov tejto štruktúry vo v. časti Hornádskej kotliny nepredpokladáme.

Posledným členom v podloží paleogénu Hornádskej kotliny v jej s. okolí je mezozoický obal veporika (Čierna hora), rozšírený z. od Braniska. Smerom na J a Z sa ponára pod vyššie tektonické jednotky, chočský príkrov a gemerikum, a tvorí tak nižšiu etáž podložia paleogénu. Prítomnosť tejto jednotky pod paleogénom bola preukázaná vrstvom Kl-1 Klčov (A. BIELY in P. GROSS et al., 1966).

V hĺbke 135 m boli zachytené dolomity, ktoré pokračovali do hĺbky 420 m. Pod nimi bola asi 35 m mocná poloha zelenkavých a svetlosivých ílovitých bridlíc a pieskocov, tektonicky zbridličnatých a mylonitizovaných. Potom nasledujú až do hĺbky 821 m vrstevnaté biele, ružovkasté a zelenkavé kremence s vrstvičkami pestrých bridlíc, patriace spodnému triasu. V ich podloží vystupujú červené a červenofialové drobnozrnité bridličnaté sericitické droby permu, v ktorých sa vrt končí. Pri porovnaní tohto profilu s obalom kryštalinika Čiernej hory a Braniska vidieť úplnú zhodu. Nejasná však zostáva príslušnosť dolomitov. Možno ich považovať za obalovú jednotku, t.j. normálne nadložie kremencov, ale nedá sa vylúčiť, že patria k inej tektonickej jednotke, v tomto prípade najskôr chočskej alebo gemeriku. Hrubá poloha silne tektonicky postihnutých hornín pod dolomitmi toto vysvetlenie pripúšťa. Hrubá poloha kremencov však už nesporne predstavuje jednotky externejšie ako gemerikum. Neprítomnosť kampilských slienitých bridlíc svedčí proti príslušnosti kremencov v chočskom príkrove. Vcelku najlogickejšie je kremencový obraz s podložím a nadložím považovať za obalovú sériu kryštalinika veporika, pokračujúcu z Čiernej hory a Braniska.

O podloží paleogénu vnútornej a s. časti Levočských vrchov nemáme žiadne dáta. O jeho charaktere môžeme usudzovať len z okrajov tohto rozsiahleho regiónu, a preto naša predstava nemusí byť úplne správna. V okolí Svitú sa pod paleogén noria dolomity chočského príkrovu a vo vrte Vrbov-1 boli pod paleogénom v hĺbke 1600 m navrátné dolomity, ktoré môžu patriť chočskému príkrovu. Z toho usudzujeme, že podložie s. od vikartovsko-klčovskej elevácie je budované hlavne stredno- a vrchnotriasovými členmi chočského príkrovu. V s. oblasti bolo podložie zastihnuté vo vrte pri Lipanoch v hĺbke cca 2600 m, a to keuper a dolomity krížňanského príkrovu (B. LEŠKO, 1978). Vo v. časti Tatier a v ružbašskom ostrove je tiež zastúpený krížňanský príkrov. Preto sa domnievame, že podložie s. časti Levočských vrchov, najmä šambronsko-humenský chrbát, je v podloží paleogénu budovaný hlavne krížňanským príkrovom.

V prospech tohto názoru hovorí aj skutočnosť, že vo vrte Šariš-1 v intervale 1080 m až do 3836 m boli navrátné prevažne karbonátové sedimenty triasu, jury a spodnej kriedy, ktoré podľa hodnotenia A. KULLMANOVEJ (in T. KORÁB et al., 1986) patria krížňanskému príkrovu. V intervale 3836–5000 m vystupuje kryštalinikum. Prítomnosť mezozoika už v hĺbke 1080 m potvrdzuje eleváciu podložia centrálnokarpatského paleogénu. Je to podstatne vyššie ako v západnejšie ležiacej štruktúre pri Lipanoch, kde bol vrtní preukázaný iba keuper, hoci táto oblasť je iba 10 km vzdialená od vrtu Šariš-1.

Rekonštrukcia rýchlosti sedimentácie. Pri doterajších výskumoch centrálnokarpatského paleogénu (porov. P. GROSS - O. SAMUEL, 1982) j. a vnútornej časti Levočských vrchov bola vymedzená bazálna transgresívna litofácia (= borovské súvrstvie), ktorá sa skladá prevažne z klastického materiálu s dominujúcimi typmi hornín bezprostredného podložia. V súvisi s borovským súvrstvom treba poznamenať, že priame biostratigrafické dôkazy o jeho stratigrafickom rozsahu nemáme. Preto pri úvahách o jeho veku sme nútení opierať sa len o celkový paleogeografický vývoj v tejto oblasti, o stratigrafickú pozíciu nadložnej litostratigrafickej jednotky - hutianskeho súvrstvia, ktorého vekový rozsah je spodný až stredný priabón. Vychádzajúc z týchto úvah potom vek borovského súvrstvia je najpravdepodobnejšie bartónsky. To znamená, že trval 3 mil. rokov. Vzhľadom na to, že borovské súvrstvie v Levočských vrchoch nevystupuje priamo na povrch a P. GROSS - O. SAMUEL (1982) jeho hrúbku neuvádzajú, opierame

Tab. 2 Rekonštrukcia rýchlosti sedimentácie centrálnokarpatského sedimentačného cyklu Levočských vrchov

Stupne		Litostratigrafické jednotky	Hrúbka v mm	Vek v mil. rokov	Rýchlosť sedimentácie v mm/100
OLIGOCÉN spodný		ZUBERSKÉ A BIELOPOTOCKÉ súvrstvie (= flyšový komplex)	2500	7,0	35,7
PRIABÓN	vrchný	HUTIANSKE súvrstvie	275	2,0	13,8
	stredný				
	spodný				
BARTÓN		BOROVSKÉ súvrstvie	120	3,0	4,0
Priemerná hodnota sedimentácie			2895	12,0	24,13

sa o údaje z Hornádskej kotliny (ktoré geneticky súvisia s Levočskými vrchmi), kde R. MARSCHALCO - P. GROSS - L. KALAŠ (1966) uvádzajú priemernú hrúbku 120 m. Pri tejto hrúbke rýchlosť sedimentácie by bola 4,0 mm za 100 rokov.

Pri výpočte nasledovnej sukcesívnej litofácie - hutianskeho súvrstvia - vychádzame z biostratigraficky doložených údajov, podľa ktorých sedimentovala v období hlavne spodného a stredného priabónu, čo by pri „trojstupňovom“ delení priabónu mohlo zhruba zodpovedať 2 mil. rokov. P. GROSS - O. SAMUEL (l. c.) odhadujú hrúbku hutianskeho súvrstvia v Levočských vrchoch na 200 až 350 m. Z uvedeného časového predpokladu a priemernej hrúbky opisovanej litostratigrafickej jednotky 275 m rýchlosť sedimentácie za 100 rokov by bola 13,8 mm.

V pôvodných prácach (porov. Geol. mapa 1 : 200 000, list Vysoké Tatry, 1964, Vysvetlivky ku geol. mape 1 : 200 000, list Vysoké Tatry, 1963, F. CHMELÍK, 1967, R. MARSCHALCO - P. GROSS - L. KALAŠ, 1966, P. GROSS - O. SAMUEL, 1982) sa sedimenty nad hutianskym (ílovcová litofácia v zmysle staršieho členenia) súvrstviem všeobecne označovali ako flyšová litofácia. Podľa pomeru zastúpenia pieskovcov a ílovcovej zložky ju autori delili na flyšovú subfáciu s pomerom pieskovcov k ílovcovi v rozsahu 2 : 1 až 1 : 2 a subfáciu s absolútnou prevahou pieskovcov. Prvá subfácia má všetky znaky typického flyšu a podľa súčasnej litostratigrafickej klasifikácie zodpovedá zuberskému súvrstviu, kým druhý typ subfácie bielopotockému súvrstviu. Hrúbku uvedených litostratigrafických jednotiek doteraz osobitne neuviedol ani jeden zo spomenutých autorov. P. GROSS - O. SAMUEL (1982) odhadujú hrúbku obidvoch litostratigrafických jednotiek v Levočských vrchoch na 2000–3000 m, čo je v podstate v súlade aj s názorom

F. CHMELÍKA (1963, 1967). Ak za základ výpočtu rýchlosti sedimentácie pokladáme priemernú hodnotu hrúbky 2500 m a vekový diapazón vrchný priabón až spodný oligocén, čo predstavuje 7 mil. rokov, tak rýchlosť sedimentácie skúmaných litostratigrafických jednotiek bola 35,7 mm.

Z uvedených údajov vyplýva, že celková priemerná hrúbka centrálno-karpatského sedimentačného cyklu v Levočských vrchoch je cca 3000 m. Hoci údaje o hrúbke boli v minulosti založené len na odhadoch vychádzajúcich z mapovacích prác, ich reálnosť v posledných rokoch potvrdili aj technické práce z okolia Lipan, kde vrty (L-1 až L-5) overili až 2800–3000 m hrúbku centrálno-karpatského paleogénu so stratigrafickým rozsahom vrchný lutét (= bartón), priabón a pravdepodobne až spodný oligocén. Za predpokladu uvedeného stratigrafického rozpätia (= 12 mil. rokov) rýchlosť sedimentácie vcelku je v podstate analogická ako v Levočských vrchoch, t.j. 24,13 mm. Z tohto pohľadu sú zaujímavé údaje o hrúbke centrálno-karpatského paleogénu, ktoré sa zistili vrtom Šariš-1 (porov. T. KORÁB - T. ĎURKOVIČ et al., 1986). Bazálne súvrstvie tu reprezentujú piesčité vápence s hrúbkou cca 50 m, kým v podložnom komplexe podľa vyhodnotenia úlomkov z výplachu (od hĺbky 500 m do 1030 m) T. ĎURKOVIČOM (in T. KORÁB - T. ĎURKOVIČ et al., 1986) v skúmanom súvrství prevládajú ílovce nad pieskovecami v pomere 1 : 8 až 1 : 10. Výrazne dominujúca ílovcová zložka je charakteristická pre hutianske súvrstvie, ktorej hrúbku v tejto oblasti odhadujeme minimálne na 500 m. Nemožno vylúčiť, že v rozsahu 0–500 m je vyvinuté (aspoň čiastočne) aj zuberské súvrstvie. Najvyššie bielopotocké súvrstvie tu nebolo preukázané najpravdepodobnejšie v dôsledku postpaleogénnej denudácie. Z hľadiska rýchlosti sedimentácie sa v porovnaní s inými oblasťami prejavuje určitá anomália jedine v hrúbke, a tým aj v rýchlosti sedimentácie hutianskeho súvrstvia.

2. Liptovská kotlina

Predterciérne podložie. Je najvýraznejšou popaleogénnou tektonickou depresiou, pretiahnutou v smere Z - V medzi dvoma mohutnými megaantiklinálami Tatier a Nízkych Tatier (M. LUKNIŠ, 1964, E. MAZÚR, 1964). Zo S voči Tatrám a Chočskému pohoriu je obmedzená podtatranským a prosečianskym zlomom, ukloneným na J (P. GROSS, 1971). Severne od Važca z úpätia Tatier vybieha na J mezozoický chrbát až do stredu kotliny, ktorý i v podloží paleogénu pokračuje malou eleváciou až k úpätiu Nízkych Tatier. Tvorí v hranicu Liptovskej kotliny, nakoľko reliéf paleogénneho podložia sa v. od tohto chrbta skláňa až do Popradskej kotliny. V reliéfe podložia paleogénu Liptovskej kotliny sa nachádzajú dve výrazné depresie; jedna v z. časti s centrom v okolí Bobrovníka (bobrovnická depresia), v ktorej vrt V-1 pri Vlachoch zastihol podložie v 1200 m od povrchu (F. CHMELÍK, 1963), druhá vo v. časti s centrom medzi Pribylinou a Vavrišovom (pribylinská depresia), s hĺbkou cca 600 m. Medzi nimi v priestore

v. od Liptovského Mikuláša je vyzdvihnuté sedlo, obmedzené zlomami sv.-jz. smeru s hĺbkou podložia cca 200 m. Západné obmedzenie bobrovníckej depresie tvorí zlom sz.-jv. smeru. Podložie pozdĺž tohto zlomu pri Bešeňovej bolo vyzdvihnuté blízko k povrchu (96 m; vrt Be-1), pričom výška skoku je v jv. časti cca 800 m. Poukazuje na to aj výsledok vrtu FGL-1 pri Pavčinej Lehote, na s. úpätí Nízkych Tatier, v ktorom bolo podložie zastihnuté v hĺbke 1255 m od povrchu (O. FRANKO, 1980) a v sz. časti cca 400 m. Pribylinská depresia je z V obmedzená zlomom sv.-jz. smeru, s výškou skoku 200 - 400 m.

Na geologickej stavbe okolia kotliny sa podieľajú všetky charakteristické jednotky pásma jadrových pohorí. Pri sledovaní transgresívnej litofácie paleogénu na j. okraji kotliny vidíme, že od Ružomberka po Lupčianku je jej bezprostredným podložíom relatívne tenký komplex triasu chočského príkrovu. Odtiaľ po Demänovku bazálne vrstvy paleogénu ležia najprv nad spodnokriedovými slienitými vápencami a smerom na V postupne už nad vrchnotriasovými sedimentmi krížňanského príkrovu. Medzi Demänovkou a Važcom podložie paleogénnych vrstiev tvoria opäť triasové komplexy chočského príkrovu (bielovážska faciálna oblasť), ale v okolí Važca bazálne zlepenca v podobe zálivov alebo denudačných trosiek prekrývajú aj nižší člen hronika - šturecký príkrov (čiernovážska faciálna oblasť).

Na severnej strane kotliny sú paleogénne sedimenty v tektonickom styku s elementmi tatrika, fatrika a hronika pozdĺž podtatranského a prosečianskeho zlomu. Transgresívna pozícia nad krížňanským a chočským príkrovom je viditeľná len za okrajovým zlomom v oblasti Martinčeka, alebo vo v. časti kotliny v oblasti Hrubého grúňa a Hrádku (s. od Važca). To však poukazuje na to, že aj na dnešnom s. okraji kotliny ležia paleogénne sedimenty nad krížňanským alebo chočským príkrovom. Svedčia o tom aj pomery na s. úpätí Chočských vrchov.

V podloží centrálnokarpatského paleogénu Liptovskej kotliny treba počítať s prítomnosťou všetkých troch tektonických jednotiek pásma jadrových pohorí, t. j. tatrika, fatrika a hronika, ktoré ležia nad sebou, ako je to aj v priľahlých pohoríach. Ich presnejšie priestorové vymedzenie je však obtiažne. Predpokladáme, že tatrikum a krížňanský príkrov sú vo viac alebo menej zložitých formách rozložené pod celou kotlinou. Na spojitosť priečnej elevácie v Nízkych Tatrách (v priestore Krížianky) a v Chočských vrchoch (v priestore Lúčok) usudzujeme zo smerovej zhody. Považujeme ju za dôležitý element ovplyvňujúci rozloženie rôznych tektonických jednotiek, a preto spojnica zhruba medzi Pavčinou Lehotou a Liptovskou Annou sa nám javí ako hranica medzi odlišne budovaným predpaleogénnym povrchom. Pre oblasť na západ od tejto čiary predpokladáme v hrubých črtách podobný geologický obraz ako v dnešnej z. časti Chočských vrchov. Podložie paleogénu je tu pravdepodobne tvorené hlavne jursko-kriedovými vrstvami krížňanského príkrovu. Na ňom budú rozptýlené drobné trosky stredotriasových vápencov a dolomitov chočského príkrovu. Takýto obraz podporujú výsledky vrtov pri Bešeňovej a Vlachoch. Väčšiu plochu zaberá chočský príkrov asi na Z od spojnice Sliač - Lúčky. Vo vrstevnom slede je tam



zrejme zachovaný aj hlavný dolomit, a preto celkovú mocnosť chočského príkrovu v strede panvy odhadujeme až na 600–800 m.

Na V od spojnice Lazisko - Liptovská Anna je podložie paleogénu pravdepodobne budované chočským príkrovom. Zo situácie známej pozdĺž podtatranského zlomu sa dá usudzovať, že v relatívne úzkom pruhu na J od kryštalinika môže v tektonických oknách vystupovať i krížňanský príkrov. Ak členy štureckého príkrovu do podložia paleogénu zasahujú, tak len v najvýchodnejšej časti kotliny, a aj to len na malú vzdialenosť.

Uvedený obraz stavby podložia paleogénu Liptovskej kotliny je odvodený z aplikácie geologických pomerov v priľahlých pohoriach. Liptovská kotlina je však rozdelená na rad väčších či menších hrastí a prepadlín. Niektoré z nich, ako tomu nasvedčujú vrty pri Bešeňovej a Vlachoch, zaznamenali od paleogénu inverziu. Načrtnutý obraz stavby predpaleogénneho podložia preto treba chápať ako hrubú schému.

Rekonštrukcia rýchlosti sedimentácie. Paleogénne sedimenty Liptovskej kotliny boli predmetom podrobného výskumu v poslednom desaťročí. Celá oblasť je zachytená po geologickej stránke do mapy v mierke 1 : 25 000 (P. GROSS), pričom biostratigrafické výsledky sú zhrnuté v monografii P. GROSSA - E. KÖHLERA et al. (1980). V opisovanej oblasti boli pôvodne na základe mapovacích a biostratigrafických prác vymedzené nasledovné litofácie: 1 - bazálna litofácia (= borovské súvrstvie), 2 - ílovcová litofácia (= hutianske súvrstvie), 3 - flyšová litofácia (= zuberské súvrstvie), 4 - neflyšový pieskovecovo-zlepencový vývoj (náplavové kužele), ktorý je „vrezaný“ do hutianskeho a zuberského súvrstvia.

Maximálnu hrúbku centrálnokarpatského paleogénu v Liptovskej kotline autori odhadujú na 1500 – 1700 m. Tieto údaje dobre korešpondujú aj s najnovšími údajmi z hydrotermálnych vrtov v Pavčinej Lehote a Liptovskom Trnenci, kde bol prevrtaný centrálnokarpatský paleogén v rozsahu 45 až 1255 m, resp. 1550 m (Liptovský Trnovec).

Vek bazálnej transgresívnej litofácie bol stanovený na základe komplexného biostratigrafického výskumu (makrofauna, peľ a spóry, foraminifery), pričom najvýznamnejším určujúcim faktorom boli veľké foraminifery. Z biostratigrafickej analýzy vyplýva, že bazálna litofácia zodpovedá bartónu až strednému priabónu. V tejto súvislosti však treba poznamenať, že vrchná časť bazálneho súvrstvia miestami alternuje so spodnou časťou ílovcovej litofácie.

Hrúbka bazálneho súvrstvia je veľmi premenlivá, pretože opisované súvrstvie vyplnilo predovšetkým nerovnosti predpaleogénneho, polaramského reliéfu. Podľa údajov uvedených autorov kolíše v rozsahu od niekoľkých metrov až do 120 m. Začiatok jeho sedimentácie nastal v bartóne, maximum dosiahla v spodnom a strednom priabóne. Vo vrchnom priabóne sa usadzovali horniny bazálnej litofácie iba vo v. časti kotliny.

Vychádzajúc z tejto skutočnosti interpretácia rýchlosti subsidencie sa nevzťahuje na najvýchodnejšiu časť Liptovskej kotliny. Za spomenutého predpokladu, že

Tab. 3 Rekonštrukcia rýchlosti sedimentácie centrálneokarpatského sedimentačného cyklu Liptovskej kotliny

Stupne		Litostratigrafické jednotky	Hrúbka v mm	Vek v mil. rokov	Rýchlosť sedimentácie v mm/100 r.
OLIGOCÉN spodný		ZUBERSKÉ A BIELOPOTOCKÉ súvrstvie (= flyšový komplex)	600	7,0	8,6
PRIABÓN	vrchný	HUTIANSKE súvrstvie	300	2,0	15,0
	stredný				
	spodný				
BARTÓN		BOROVSKÉ súvrstvie	80	5,0	1,6
Priemerná hodnota sedimentácie			980	14,0	7,0

borovské súvrstvie zodpovedá bartónu (3 mil. rokov) až strednému priabónu (podľa mechanického prepočtu spodný a stredný priabón reprezentuje 2 mil. rokov) a za základ pre výpočet rýchlosti sedimentácie berieme priemernú hrúbku 80 m (vychádza nám pri hodnote 5 mil. rokov rýchlosť sedimentácie 1,60 mm za 100 rokov).

Hutianske súvrstvie. Po sedimentácii bazálnej litofácie nastala výrazná subsidencia sedimentačného prostredia, ktorá podmienila výrazne faciálne i paleogeografické zmeny. Horniny bazálnej litofácie (borovské súvrstvie) sa usadzovali v relatívne plytkom, dobre okysličenom a presvetlenom prostredí poskytujúcom vhodné podmienky na rozvoj bentických (najmä veľkých foraminifer) foriem. V období sedimentácie hutianskeho súvrstvia nastali podstatné paleoekologické zmeny, čo sa odráža v charaktere sedimentov (vápnité ílovce s ojedinelými lavicami pieskocov, siltocov, drobnozrnných zlepcov a šošovkovitých polôh pelokarbonátov) a zložení mikrofauny (planktonické foraminifery), ktorá je do značnej miery pyritizovaná, čo svedčí o redukčnom sedimentačnom prostredí.

Podľa údajov P. GROSSA et al. (1980) hrúbka hutianskeho súvrstvia je premenlivá a kolíše v rozmedzí od niekoľkých desiatok metrov maximálne do 600 m. Za základ pre výpočet sedimentácie berieme priemernú hrúbku 300 m. Podľa mikrobiostratigrafických výskumov vekové rozpätie opisovanej litostratigrafickej jednotky je stredný až vrchný priabón, z čoho vyplýva, že jej spodná časť alternuje s vrchnou časťou borovského súvrstvia. Z časového hľadiska uvedené stratigrafické obdobie reprezentuje 2 mil. rokov. Podľa tejto hodnoty rýchlosť sedimentácie v období usadzovania hutianskeho súvrstvia reprezentuje 15,00 mm za 100 rokov.

Ďalšiu sukcesívnu litofáciu predstavuje flyšové - zuberské súvrstvie. Vyznačuje sa striedaním pieskovcov a ílovcov. Na základe ich pomerného zastúpenia P. GROSS - E. KÖHLER et al. (l. c.) vymedzili tri subfácie, a to flyš normálny, flyš s prevahou ílovcovej zložky a flyš s dominujúcim zastúpením pieskovcov. Jeho hrúbka opäť nie je konštantná, ale premenlivá. Podľa uvedených autorov v osovej časti Liptovskej kotliny kolíše v rozsahu 500 až 700–750 m. Táto hodnota dobre korešponduje aj s vrtom Vlachy-1, v ktorom zuberské súvrstvie dosahuje hrúbku 560 m. Podľa biostratigrafických údajov (planktónové foraminifery a palynomorfy) optimum sedimentácie bolo v období vrchného priabónu až spodného oligocénu, čo reprezentuje časový úsek 7 mil. rokov (vrchný priabón 1 mil., spodný oligocén 6 mil. rokov). Pri priemernej hrúbke 600 m dosahovala rýchlosť sedimentácie 8,60 mm za sto rokov.

Najvyššie bielopotocké súvrstvie v Liptovskej kotline nebolo doteraz evidentne preukázané.

3. Skorušinské vrchy

Predterciérne podložie. Územie na S od megaantiklinály Tatier a Chočských vrchov a na J od oravskej časti bradlového pásma je budované paleogénom Skorušinských vrchov. O charaktere podložia paleogénu tu nemáme žiadne priame údaje. Na základe interpretácie geofyzikálnych údajov predterciérny reliéf podložia paleogénu Skorušinských vrchov vytvára úzku, na SV sa zvažujúcu depresiu, ktorá na našom území v blízkosti poľských hraníc dosahuje hĺbku cca 1400 m pod hladinou mora. Táto depresia je z oboch strán obmedzená zlomami.

O stavbe podložia paleogénu môžeme usudzovať len na základe vystupovania jednotlivých sukcesíí v Chočských vrchoch, ktoré sa noria pod paleogén. V Chočských vrchoch vystupuje na povrch krížňanský a chočský príkrov, a preto sa domnievame, že i predpaleogénne podložie Skorušinských vrchov je budované sedimentmi týchto tektonických jednotiek.

Tento predpoklad bol najnovšie potvrdený aj vrtom OZ-2 Oravice, ktorý už v hĺbke od 420 m navrtal slienité vápence neokómu krížňanského príkrovu (ústne oznámenie J. MELLU). Styk paleogénu s bradlovým pásmom je tektonický.

Rekonštrukcia rýchlosti sedimentácie. Centrálnokarpatský sedimentačný cyklus (podtatranská skupina) je najvýraznejšie vyvinutý v Skorušinských vrchoch. Podľa najnovších výskumov P. GROSSA sú tu vyvinuté všetky štyri základné litostratigrafické jednotky, ktoré sú v úvodnej kapitole podrobnejšie charakterizované po litologicko-faciálnej stránke.

Bazálne borovské súvrstvie podrobne zdokumentoval vo viacerých profiloch P. GROSS. Vďaka tejto skutočnosti bolo možné s pomerne dostatočnou presnosťou vypočítať jeho hrúbku. Podľa údajov najmä tohto autora borovské súvrstvie dosahuje v priemere hrúbku 180 m. Podľa doterajších biostratigrafických výsku-

Tab. 4 Rekonštrukcia rýchlosti sedimentácie centrálnokarpatského cyklu Skorušinských vrchov

Stupne		Litostratigrafické jednotky	Hrúbka v mm	Vek v mil. rokov	Rýchlosť sedimentácie v mm/100 r.
OLIGOCÉN spodný		BIELOPOTOCKÉ súvrstvie	500	6,0	8,3
PRIABÓN	vrchný				
	stredný	ZUBERSKÉ súvrstvie	900	4,0	22,5
	spodný	HUTIANSKE súvrstvie	700	2,0	35,0
LUTÉT vrchný		BOROVSKÉ súvrstvie	180	3,0	6,0
Priemerná hodnota sedimentácie			2280	15,0	15,2

mov maximum sedimentácie borovského súvrstvia spadá do bartónu. Ak berieme pre výpočet rýchlosti sedimentácie spomínanú hrúbku borovského súvrstvia, t. j. 180 m a 3 milióny rokov, čo reprezentuje obdobie bartónu, počas ktorého sa toto súvrstvie usadzovalo, tak rýchlosť sedimentácie za 100 rokov je 6,00 mm.

Ďalším sukcesívnym členom podtatranskej skupiny centrálnokarpatského sedimentačného cyklu je hutianske súvrstvie. Ak vychádzame z predpokladu, že jeho priemerná hrúbka je 700 m a stratigrafický diapazón je hlavne spodný - stredný priabón (vrchná časť tohto súvrstvia alternuje s ďalším sukcesívnym členom, t. j. zuberským súvrstvom) a za základ pre výpočet rýchlosti sedimentácie berieme časový interval 2 mil. rokov (priabón = 3 mil. rokov), tak rýchlosť sedimentácie za 100 rokov je 35,00 mm.

Zuberské súvrstvie je ďalším členom, ktorého hrúbka je 800 až 1000 m. Pri priemernej hodnote hrúbky 900 m a stratigrafického rozpätia vrchný priabón (= 1 mil. rokov) až spodná časť spodného oligocénu (= spodný rupel = 3 mil. rokov) sa opisovaná litostratigrafická jednotka usadzovala v rozpätí 4 miliónov rokov, čo reprezentuje časový interval vrchného priabónu a spodného rupelu (= spodný oligocén) a rýchlosť sedimentácie za 100 rokov predstavuje 22,50 mm.

Najmladším členom centrálnokarpatského sedimentačného cyklu je bielopotocké súvrstvie. Hoci jeho stratigrafické rozpätie je najvyšší vrchný priabón až spodný oligocén, za základ pre rekonštrukciu rýchlosti sedimentácie berieme len spodný oligocén, nakoľko spodná časť alternuje s podložným zuberským súvrstvom.

Pri časovej korekcii oboch litostratigrafických jednotiek sme brali za základ obdobie maximálnej sedimentácie, t. j. vrchný priabón - spodný rupel pre zuberské súvrstvie a spodný oligocén (= rupel) pre bielopotocké súvrstvie. Podľa najnovších

chronostratigrafických údajov spodný oligocén (rupel) reprezentuje časový interval 6 mil. rokov. Ak pre výpočet rýchlosti sedimentácie berieme za základ priemernú hrúbku bielopotockého súvrstvia 500 m a časový interval 6 miliónov rokov, tak hodnota rýchlosti sedimentácie je 8,30 mm za 100 rokov.

4. Turčianska kotlina

Predterciérne podložie. Turčianska kotlina vznikla pôvodne ako výbežok bádenskej panvy Podunajskej nížiny. Bola od nej oddelená vyzdvihnutím priečnej hrasti Žiaru a vulkanitmi Kremnických vrchov (T. BUDAY - J. SENEŠ, 1967). Geneticky je viazaná na megasynklinálny prehyb v bádene. Tvorí tektonickú depresiu vklesnutú hlboko medzi Veľkou a Malou Fatrou. Je obmedzená zlomami, okrem sv. okraja voči Veľkej Fatre.

Morfológia predterciérneho podložia je pomerne jednoduchá. Sú tu vyvinuté tri depresie oddelené od seba málo vyvýšenými chrbtami. Najväčšia a najhlbšia je depresia v s. časti kotliny pri Martine, ktorá dosahuje hĺbku 1400 m od hladiny mora. Ďalšia depresia sa nachádza v strednej časti pri Ivančinnej s hĺbkou okolo 1000 m a tretia s hĺbkou tiež okolo 1000 m, ale rozsahom malá, južne od Turčianskych Teplíc. Smerom na J v podloží neovulkanitov Kremnických vrchov je priečnou hrasťou oddelená od Žiarskej kotliny. Uvedené depresie sú zo z. strany obmedzené výraznými zlomami, pozdĺž ktorých došlo k diferencovaným pohybom vo vnútri kotliny a intenzívnym zdvihom, najmä Malej Fatry (4000 - 5000 m).

Predterciérne podložie bolo dosiahnuté jedine vrtom GHŠ-1 pri Hornej Štubni, kde boli v hĺbke 1387 m zastihnuté dolomity chočského príkrovu a pod nimi v hĺbke 1480 m neokóm krížňanského príkrovu. Nakoľko v celej v. časti kotliny sa pod terciérne komplexy ponára krížňanský príkrov a dolomity chočského príkrovu, predpokladáme, že predterciérne podložie kotliny je z väčšej časti budované horninami týchto tektonických jednotiek a zrejme v ich podloží i obalovými jednotkami tatrika. Z tohto aspektu prekvapujúce údaje poskytol vrt ZGT-3 (Turiec): v podloží paleogénu namiesto všeobecne očakávaného kompletného litologického komplexu krížňanského príkrovu boli v hĺbke 2226 m navrátené tmavosivé slieňovce albu - cenomanu, interpretované podľa celkového profilu mezozoika ako sedimenty šiprunskej sekvencie.

Rekonštrukcia rýchlosti sedimentácie. Vzhľadom na prekrývajúce mladšie útvary a nedostatok technických prác (mimo najsevernejšej časti) centrálnokarpatský paleogén v tejto oblasti je z litostratigrafického hľadiska v porovnaní s inými oblasťami relatívne najmenej spracovaný. Z týchto dôvodov neboli odlišené všetky základné typy litofácií (litostratigrafických jednotiek). Preto o typickej flyšovej fáci (zuberské súvrstvie) a prevažne pieskovcovej fáci (bielopotocké súvrstvie) uvažujeme kumulatívne.

Tab. 5 Rekonštrukcia rýchlosti sedimentácie centrálneokarpatského sedimentačného cyklu Turčianskej kotliny

Stupne		Litostratigrafické jednotky	Hrúbka v mm	Vek v mil. rokov	Rýchlosť sedimentácie v mm/100 r.
OLIGOCÉN spodný		ZUBERSKÉ A BIELOPOTOCKÉ súvrstvie (= flyšový komplex)	1000	7,0	14,3
PRIABÓN	vrchný		500	2,0	25
	stredný				
	spodný				
BARTÓN		BOROVSKÉ súvrstvie	100	3,0	3,3
Priemerná hodnota sedimentácie			1600	12,0	13,3

Borovské (bazálne) súvrstvie vystupuje na povrch iba v malých odkryvoch. Vďaka vrtným prácam v s. časti kotliny však možno konštatovať, že jeho hrúbka je veľmi premenlivá a pohybuje sa od niekoľkých metrov do niekoľkých desiatok metrov. Podľa doteraz dostupných údajov sa priemerná hrúbka borovského súvrstvia odhaduje na cca 100 m. Hoci v sv. časti kotliny sa preukázalo, že sedimentácia tohto súvrstvia zasahovala až do najspodnejšieho priabónu, môžeme konštatovať, že hlavná masa sa usadzovala v období bartónu, ktorý podľa chronostratigrafických údajov reprezentuje 3 mil. rokov. Vychádzajúc z vyššie spomínaných hodnôt, t. j. 100 m hrúbky a 3 mil. rokov, rýchlosť sedimentácie borovského súvrstvia je 3,30 mm za 100 rokov.

Hrúbku hutianskeho súvrstvia (ílovcovo-pieskovcový flyš v zmysle F. CHMELÍKA, 1967) v s. časti Turčianskej kotliny niektorí autori odhadujú na cca 500 m. Vek tejto fácie (súvrstvia) bol na základe malých i veľkých foraminifer (E. KÖHLER, 1967) preukázaný ako vrchný eocén. Vychádzajúc zo stratigrafického diapazónu hutianskeho súvrstvia v iných oblastiach, ako aj z faktu, že ďalšie sukcesívne súvrstvie sa začalo usadzovať vo vrchnom priabóne, môžeme aj v tomto prípade uvažovať, že hlavná masa sedimentovala v spodnom a strednom priabóne (prípadne až v spodnej časti vrchného priabónu, čo by reprezentovalo 2 (resp. 2,5) mil. rokov. Za predpokladu, že opisované súvrstvie dosahuje hrúbku 500 m a usadzovalo sa v priebehu 2 (resp. 2,5) mil. rokov, potom rýchlosť sedimentácie je 25,00 mm (resp. 20,00 mm) za 100 rokov.

Odlišné údaje boli zistené vrtom ZGT-3 Turiec, v ktorom sa od 1027,5 m až do hĺbky 2169,5 m vyskytuje len hutianske súvrstvie (s dominujúcou ílovcovou

zložkou). Podľa biostratigrafických rozborov je pozoruhodný nielen jeho stratigrafický rozsah (priabón - spodný oligocén), ale aj hrúbka (1142 m), hoci nejde o pravú hrúbku, nakoľko súvrstvie má úklon 20–30°. Z uvedeného vyplýva, že v tejto časti opisovanej kotliny pretrvala sedimentácia tohto súvrstvia až do spodného oligocénu, kým laterálne v s. časti kotliny sedimentovalo v tomto časovom diapazóne zuberské, resp. i bielopotocké súvrstvie.

Nadložný flyšový komplex nebol doteraz rozčlenený na zuberské a bielopotocké súvrstvie. Z doterajšieho litofaciálneho opisu je však evidentné, že tzv. pieskovcovo-flyšová a prevažne flyšová fácia s prevahou pieskovcov (submolasa sensu F. CHMELÍKA, 1967) reprezentuje vlastne dve vyššie spomínané litostratigrafické jednotky. Nakoľko ani jeden autor, ktorý sa zaoberal problematikou centrálno-karpatského paleogénu, neuvádza hrúbku osobitne, ale kumulatívne, aj my v tejto práci za základ pre výpočet rýchlosti sedimentácie berieme globálnu hrúbku celého flyšového komplexu. Podľa údajov, najmä vrtných prác v severnej časti kotliny, celková hrúbka flyšového komplexu vyvinutého v nadloží hutianskeho súvrstvia sa odhaduje v priemere na 1000 m. Ako sme už uviedli, mikrobiostratigraficky bol v tomto súvrství preukázaný vrchný priabón i spodný oligocén. Ak budeme vychádzať z predpokladu, že spodná časť opisovaného flyšového komplexu nereprezentuje celý vrchný priabón, ale iba jeho určitú časť (cca 1 mil. rokov = vrchný priabón), tak za podklad pre výpočet rýchlosti sedimentácie sme brali len vrchný priabón (1 mil. rokov) a spodný oligocén (6 mil. rokov), čo predstavuje v súčte 7 mil. rokov. Rýchlosť sedimentácie pri 1000 m hrúbke je potom 14,30 mm za 100 rokov.

5. Žilinská kotlina

Predterciérne podložie. Žilinská kotlina má tvar pravouhlého trojuholníka vloženého medzi Malú Fatru, Strážovské vrchy a Kysuckú vrchovinu (E. MAZÚR, 1963). Uprostred kotliny vystupuje predterciérne podložie na povrch v ostrove Skaliek, ktorý ju delí na časť Rajeckú a Brezanskú. Voči bradlovému pásmu od Hričova na V a voči j. časti Malej Fatry má tektonické obmedzenie. Podobne i jv. strana Skaliek má tektonické obmedzenie.

V predterciérnom reliéfe kotliny sú vyvinuté dve depresie s hĺbkami okolo 1000 m pod hladinou mora. Jedna z nich sa nachádza v s. časti kotliny pri Žiline, odkiaľ reliéf smerom na J pozvoľna stúpa k „ostrovu“ Skaliek a „ostrovu“ pri Súľove. Druhá sa nachádza j. od „ostrova“ Skaliek pri Rajci, taktiež na zlomovom obmedzení, odkiaľ reliéf smerom na J a V prudko stúpa. Záliv pri Domaníži má malú hĺbku.

Predterciérne podložie (mimo úseku priliehajúceho v z. časti kotliny tesne k bradlovému pásmu) je tvorené centrálno-karpatskými príkrovmi. V prevahe v ňom vystupuje krížňanský príkrov, ktorý vychádza na povrch aj uprostred kotliny s. od Rajca, kde vytvára malú hrasť – Skalky. V podloží paleogénu môžeme

predpokladať miestami erózne zvyšky chočského príkrovu, reprezentované najmä triasovým dolomitom. V j. - domanižskej časti kotliny tvoria predterciérne podložie triasové karbonátové horniny strážovského príkrovu.

Rekonštrukcia rýchlosti sedimentácie. V súvisi s rekonštrukciou rýchlosti sedimentácie tejto oblasti treba poznamenať: v minulosti všeobecne prevládala názor, že sedimentačný cyklus centrálnokarpatského paleogénu sa aj v tejto oblasti začína vo vrchnom lutéte. Na základe mikrobiostratigrafických rozborov vrtovej RK-21 (Babkov) a RK-22 (Rajec; porov. I. ŠALAGA et al., 1976) sa evidentne preukázalo, že sedimentácia v rajeckej časti Žilinskej kotliny sa začína už v spodnom eocéne. Hrubodetritické bazálne (borovské) súvrstvie vo vrte RK-21 (Babkov) a RK-22 (Rajec) dosahuje hrúbku cca 300 m. Hoci ich vek nebol jednoznačne biostratigraficky preukázaný, môžeme sa oprávnenne domnievať (na základe superpozície), že stratigraficky zodpovedajú spodnému eocénu až najspodnejšiemu lutétu. Ak pre výpočet rýchlosti sedimentácie vezmeme časové obdobie 3,5 mil. rokov, čo z hľadiska chronostratigrafickej klasifikácie zodpovedá spodnému eocénu (kuisu = vrchný ypres), a časový interval 3 mil. rokov z obdobia lutétu (6 mil. rokov), tak pri hrúbke bazálneho (borovského) súvrstvia 300 m je rýchlosť sedimentácie 4,60 mm za 100 rokov.

Vzhľadom na to, že po litofaciálnej stránke nie je nadložný flyšový komplex rozčlenený na dve litostratigrafické jednotky (hutianske a zuberské súvrstvie), pre výpočet rýchlosti sedimentácie berieme za základ celý flyšový komplex. Vo vrte RK-22 dosahuje tento komplex hrúbku až 1000 m. Podľa odhadu Z. STRÁNIKA v žilinskej oblasti dosahuje až 1200–1600 m. Ak uvážime, že vo vrte RK-22 bol

Tab. 6 Rekonštrukcia rýchlosti sedimentácie centrálnokarpatského sedimentačného cyklu Žilinskej kotliny

Stupne		Litostratigrafické jednotky	Hrúbka v mm	Vek v mil. rokov	Rýchlosť sedimentácie v mm/100 r.
OLIGOCÉN spodný		BIELOPOTOCKÉ súvrstvie	350	7,0	5,0
PRIABÓN	vrchný				
	stredný	ZUBERSKÉ A HUTIANSKE súvrstvie (= flyšový komplex)	1400	6,0	23,3
	spodný				
BARTÓN - LUTÉT		BOROVSKÉ súvrstvie	300	6,5	4,6
KUIS					
Priemerná hodnota sedimentácie			2050	19,5	10,5

preukázaný len najspodnejší priabón a na iných profiloch (resp. plytkých vrtoch; D. ANDRUSOV - H. BYSTRICKÁ - E. KÖHLER, 1962, O. SAMUEL - J. SALAJ, 1968) aj vrchný priabón, tak priemerná hrúbka flyšového komplexu 1400 m je veľmi reálna.

Podľa biostratigrafických rozborov (hlavne na vrte RK-22) sa flyšový komplex v z. časti Rajeckej kotliny začal usadzovať až vo vrchnom lutéte, kým vrchná časť evidentne zasahuje až do vrchného priabónu. Z toho vyplýva, že flyšový komplex reprezentuje časový interval 8 mil. rokov. V tejto súvislosti treba poznamenať, že pre výpočet rýchlosti sedimentácie neberieme do úvahy celý časový interval lutétu (nie 6 mil. rokov, ale iba 3) a priabónu (3 mil. rokov), nakoľko do najspodnejšieho lutétu (cca 3 mil. rokov) zasahuje bazálne (borovské) súvrstvie a na druhej strane v najvyššom priabóne sa začalo usadzovať už bielopotocké súvrstvie. Z uvedeného vyplýva, že pri hrúbke 1400 m a časovom intervale 6 mil. rokov rýchlosť sedimentácie je 23,30 mm za 100 rokov.

Bielopotocké súvrstvie v rajeckej časti Žilinskej kotliny vystupuje na povrch jedine medzi obcami Kónská, Kľače a Kamená Poruba. Má všetky litologické znaky charakteristické pre opisovanú litostratigrafickú jednotku, takže ho možno bez väčších problémov odlišiť od predchádzajúceho flyšového komplexu, ktorý je ekvivalentom zuberského i hutianskeho súvrstvia v iných oblastiach centrálno-karpatského sedimentačného cyklu.

Stratigrafický rozsah bielopotockého súvrstvia v rajeckej časti bol preukázaný na základe mikrofauny ako najvyšší priabón až spodný oligocén, pričom hrúbka v spomínanej oblasti je cca 200 m. V tejto súvislosti však treba poznamenať, že bielopotocké súvrstvie v tejto oblasti nereprezentuje celú hrúbku. Najvyššie členy, ako ani styk s podložným súvrstvom v študovaných profiloch nie je možné pozorovať. Preto treba predpokladať, že primárna hrúbka bielopotockého súvrstvia aj v opisovanej oblasti je väčšia ako 200 m. Za predpokladu, že bielopotocké súvrstvie predstavuje 350 m hrúbku usadzujúcu sa v rozpätí časového intervalu 7 mil. rokov (6 mil. rokov = spodný oligocén + 1 mil. rokov = vrchný priabón pri trojdielnom členení), potom rýchlosť subsidencie predstavuje 5,00 mm za 100 rokov.

6. Bánovská kotlina

Predterciérne podložie. Bánovská kotlina predstavuje s. časť topoľčianskeho zálivu. Je vklinená medzi pohorie Považský Inovec, ktorý ju obmedzuje na Z a južné výbežky Strážovských vrchov, ktoré ju obmedzujú na V. Zo S ju ohraničujú Strážovské vrchy, zatiaľ čo smerom na J prechádza do višňovskej prehĺbeniny. V morfológii predterciérneho podložia je od vlastného topoľčianskeho zálivu oddelená priečnou eleváciou tiahnuťou sa medzi Bielicami na V a Prašicami na Z, ktorej stredná časť sa nachádza v hĺbke 800–1000 m. Smerom na S morfológia podložia klesá do Bánovskej kotliny až na úroveň 2600 m pod hladinou mora. Západné svahy bánovskej depresie sú veľmi strmé, zlomové, zatiaľ čo v. smerom predterciérne podložie stúpa k j. výbežkom Strážovských vrchov pozvoľnejšie.

Paleogénne súvrstvie vystupuje vo východnej časti kotliny j. od Suchého a v. od Bánoviec nad Bebravou až po Veľké Kršteňany. Je pravdepodobné, že je zachované v celom rozsahu Bánovskej kotliny pod neogénnymi sedimentmi, ako o tom svedčí výskyt paleogénu na sz. úpätí Tríbeča pri Brodzanoch a na v. úpätí Považského Inovca pri Záhrade.

V podloží paleogénu vystupujúceho na povrch treba očakávať karbonáty chočského príkrovu, ako aj horniny ipoltickej skupiny. Jedine j. od Suchého sa noria pod paleogénne sedimenty elementy krížňanského príkrovu. Ich rozšírenie v podloží však nebude mať veľký rozsah.

Rekonštrukcia rýchlosti sedimentácie. Stratigrafický rozsah centrálnokarpatského sedimentačného cyklu v Bánovskej kotline je vrchný lutét až spodný oligocén (porov. O. SAMUEL - J. SALAJ, 1968). Vzhľadom na široké prekrytie mladšími útvarmi nebolo možné doteraz rozčleniť flyšový komplex na zuberské a bielopotocké súvrstvie. Preto pri výpočte rýchlosti sedimentácie berieme za základ kumulatívnu hodnotu hrúbky celého flyšového komplexu.

Bazálne - borovské súvrstvie vystupuje na povrch na viacerých miestach. Jeho hrúbku viacerí autori udávajú v rozsahu 100 až 200 m. Ak za základ pokladáme priemernú hodnotu hrúbky 150 m a stratigrafický rozsah vrchný bartón, t. j. 3 mil. rokov, tak rýchlosť sedimentácie predmetnej litostratigrafickej jednotky je 5,00 mm za 100 rokov. Podľa odhadu nadložné hutianske súvrstvie dosahuje až 300 m hrúbku. Maximum sedimentácie tohto súvrstvia bolo v spodnom a strednom priabóne. Toto obdobie je základom výpočtu rýchlosti sedimentácie, t. j. 2 mil. rokov.

Tab. 7 Rekonštrukcia rýchlosti sedimentácie centrálnokarpatského sedimentačného cyklu Bánovskej kotliny

Stupne		Litostratigrafické jednotky	Hrúbka v mm	Vek v mil. rokov	Rýchlosť sedimentácie v mm/100 r.
OLIGOCÉN spodný		BIELOPOTOCKÉ A ZUBERSKÉ súvrstvie (= flyšový komplex)	600	7,0	8,6
PRIABÓN	vrchný				
	stredný	HUTIANSKE súvrstvie	300	2,0	15
	spodný				
BARTÓN		BOROVSKÉ súvrstvie	150	3,0	5,0
Priemerná hodnota sedimentácie			1050	12,0	8,8

Podľa uvedených hodnôt (300 m hrúbka a 2 mil. rokov) rýchlosť sedimentácie je 15,00 mm za 100 rokov.

Flyšový komplex, ktorý reprezentuje (ako sme už uviedli) zuberské a bielopotocké súvrstvie, dosahuje hrúbku cca 600 m. Stratigraficky zodpovedá vrchnému priabónu až spodnému oligocénu, čo predstavuje interval 7 mil. rokov. Pri uvedených hodnotách rýchlosť sedimentácie tohto komplexu predstavuje 8,60 mm za 100 rokov.

7. Hornonitrianska kotlina (oblasť Bojníc)

Predterciérne podložie. Hornonitrianska kotlina je vyvinutá medzi Strážovskými vrchmi, pohorím Žiar a Vtáčnikom. Na J pri Oslanoch prechádza úzkym hrdlom do topoľčianskeho zálivu ako výbežku podunajskej panvy. Reliéf predterciérneho podložia kotliny z v. strany od pohoria Vtáčnik pozvoľna klesá na Z a SZ až do hĺbky 1600 m (od hladiny mora) v priestore Prievidze. Obmedzenie kotliny voči Žiaru a j. výbežkom Strážovských vrchov (Malá Magura) je tektonické. Preto i svahy predterciérneho reliéfu kotliny sú tu strmé, tektonického rázu. Najstrmšie sú voči malej Magure, kde skok v predterciérnom podloží je minimálne 1200 m.

O stavbe predterciérneho podložia tu máme veľmi málo údajov. Predterciérne podložie bolo zastihnuté len vo vrtoch Š-1NB, NB-1 a Š-2NB, kde boli zistené horniny mezozoika (dolomity, vápence). Na tomto základe a najmä vychádzajúc zo stavby okolia kotliny predpokladáme, že väčšia časť predterciérneho podložia kotliny (s. časť) je budovaná vnútrokarpatskými mezozoickými elementmi, pod ktorými sa nachádza kryštalinikum tatrika. V j. časti kotliny, zhruba od Novák na J, bezprostredné podložie terciéru tvorí najpravdepodobnejšie ipoltická skupina chočského príkrovu. Usudzujeme tak podľa výsledkov vrto v pohorí Vtáčnik a vystupovania ipoltickej skupiny z. od Novák a j. od Oslan.

Geologickou stavbou substrátu tejto oblasti sa podrobnejšie zaoberá A. BIELY - O. FUSÁN (in O. FUSÁN - A. BIELY et al., 1987, str. 55-57).

Rekonštrukcia rýchlosti sedimentácie. Jednou z najpreskúmanejších oblastí centrálnokarpatského paleogénu je tzv. bojnická oblasť, ktorá bola predmetom štúdia P. GROSSA - O. FRANKU - O. SAMUELA (1970). Na základe početných plytkých i hlbokých vrto, ako aj podrobného geologického mapovania vyčlenili štyri litofaciálne celky: bazálnu transgresívnu litofáciu, okrajovú litofáciu, ílovcovú litofáciu a flyšovú litofáciu. Z hľadiska súčasnej litostratigrafickej klasifikácie prvé dva celky korešpondujú s definíciou borovského súvrstvia, tretí celok s hutianskym súvrstvom a štvrtý celok so súvrstvom zuberským.

Borovské súvrstvie leží transgresívne na morfológicky silne rozčlenenom podloží. Je zložené hlavne z brekcií a konglomerátov, pričom priestorové rozšírenie brekcií je väčšie ako rozšírenie konglomerátov. Úlomky a valúny v spodnej časti bazálneho súvrstvia sú homogénne a málo opracované. Väčšinou ide o monomiktne

Tab. 8 Rekonštrukcia rýchlosti sedimentácie centrálnokarpatského paleogénu Hornonitrianskej kotliny

Stupne		Litostratigrafické jednotky	Hrúbka v mm	Vek v mil. rokov	Rýchlosť sedimentácie v mm/100 r.
OLIGOCÉN spodný		BIELOPOTOCKÉ súvrstvie	?	?	?
PRIABÓN	vrchný	ZUBERSKÉ súvrstvie	300	3,0	10,0
	stredný				
	spodný	HUTIANSKE súvrstvie	400	2,0	20,0
BARTÓN		BOROVSKÉ súvrstvie	300	7,0	4,3
Priemerná hodnota sedimentácie			1080	12,0	8,7

brekcie pochádzajúce výlučne alebo prevažne z bezprostredného podložia. Vo vyššej časti súvrstvia začína pribúdať i materiál zo vzdialenejších oblastí. Okrem brekcií i konglomerátov súčasťou bazálneho súvrstvia sú aj numulitové vápence, ktoré sa spravidla nachádzajú v podobe izolovaných šošoviek buď priamo na substráte, alebo ako vložky v hruboklastickom súvrství.

Stratigrafický rozsah borovského súvrstvia bol stanovený na základe veľkých (M. VAŇOVÁ, 1969) a malých foraminífer ako bartónsky.

Hrúbka bazálneho súvrstvia, ako vidieť z vrtovej, je v okolí Bojníc veľmi premenlivá. V. ČECHOVIČ (1959) uvádza pri v. okraji Handlovskej uhoľnej panvy na styku s pohorím Žiar hrúbku 50–100 m.

Vo výverovom území bojnických teriem, teda pri z. okraji Handlovskej uhoľnej panvy, bola vrtom Š2-NB zistená hrúbka 16,7 m a vrtom P-14 pri jz. okraji výverového územia 25 m. V bojnickej vysokej kryhe (jz. od výverového územia) bola vo vrte NB-1 zistená hrúbka 129 m a vo vrte NB-2 dokonca až 210 m, pričom súvrstvie nebolo prevrtané až do podložia. V kotline, t. j. v strede uhoľného ložiska pri obci Koš, bola zistená až 400-metrová hrúbka.

Z analýzy vyplýva, že hrúbka bazálnej litofácie je veľmi rozdielna. Vo výverovom území bojnických teriem dosahuje iba 17–25 m, zatiaľ čo smerom do panvy sa hrúbka zväčšuje až na 400 m. To znamená, že pozdĺž okrajového zlomu (resp. zlomového systému) na v. obmedzení malej Magury dochádzalo už počas sedimentácie bazálnej litofácie k subsidencii vnútornej časti kotliny s rozdielnou intenzitou. Ak spočítame hrúbku sedimentov bartónu v okrajovej a vnútornej časti

kotliny, môžeme konštatovať, že v okrajovej časti je priemerná hrúbka cca 80 m, kým vo vnútornej časti kotliny cca 300 m. Ak vychádzame z úvahy, že bartón trval 7 mil. rokov, rýchlosť sedimentácie v okrajovej časti bola 1,15 mm za 100 rokov, kým vo vnútornej časti 4,30 mm za 100 rokov.

Hutianske súvrstvie je v porovnaní s predchádzajúcou litostratigrafickou jednotkou (borovské súvrstvie) zložené prevažne z premenlivo vápnitých, kompaktných ílovcov. Vo vrtoch NB-2 a Š1-NB sú prerušované polohami pieskovcov i lavicami brekcií. Z hľadiska stratigrafického zodpovedajú najvyššiemu bartónu až spodnému a strednému priabónu. Hrúbka hutianskeho súvrstvia je taktiež premenlivá. Napr. vo vrte Pa-14 je hrúbka len 20 m, kým vo vrte NB-1 je to 372 m, vo vrte NB-2 dosahuje 192 m a vo vrte Š1-NB 320 m.

Vo výverovom území („bojnická vysoká kryha“) bojnických teriem má priemerná hrúbka spodnopriabónskych sedimentov cca 40 m, vo vnútornej časti kotliny až 400 m. Podľa medzinárodnej časovej škály spodný a stredný priabón trval 2 milióny rokov. Vychádzajúc z uvedených údajov rýchlosť sedimentácie bola vo „výverovej“ oblasti 2,00 mm a vo vnútornej časti kotliny 20,00 mm za 100 rokov.

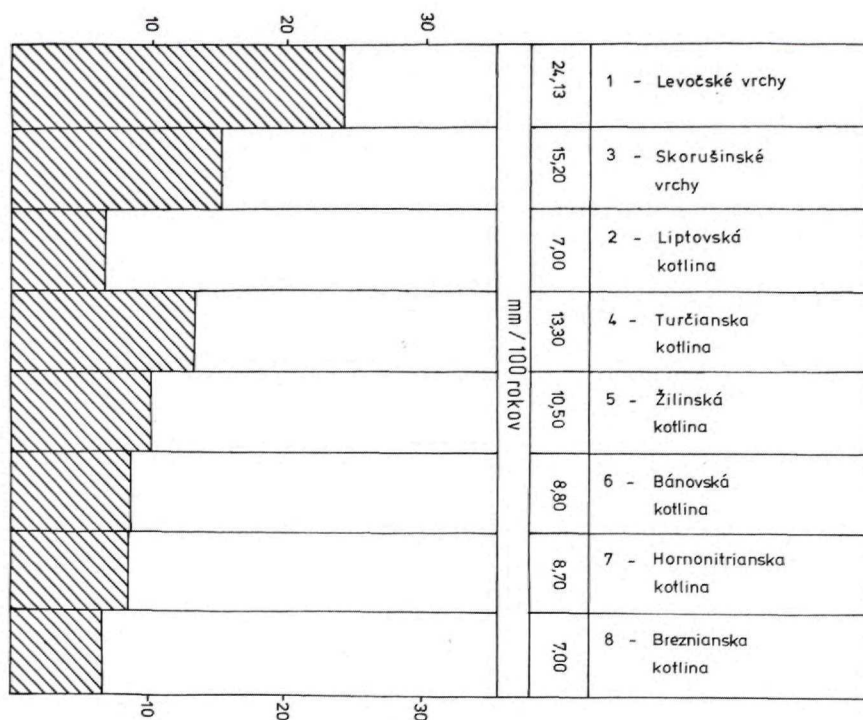
Ďalším litostratigrafickým členom podtatranskej skupiny v Hornonitrianskej kotline je zuberské súvrstvie, tvorené typickým flyšom, analogickým v iných oblastiach. Súvrstvie vystupuje na povrch jednak v bojnickej vysokej kryhe, jednak bolo zachytené vo všetkých skúmaných vrtoch (porov. P. GROSS - O. FRANKO - O. SAMUEL, 1970). Stratigraficky zodpovedá vrchnému priabónu až spodnému oligocénu. Pri výpočte rýchlosti sedimentácie zuberského súvrstvia berieme do úvahy jedine vnútornú časť kotliny, nakoľko o hrúbke v okrajových častiach nemáme dostatočné podklady.

Vychádzajúc z údajov z vrtu NB-1 a NB-2 priemerná hrúbka zuberského súvrstvia je cca 300 m. Z toho vyplýva, že za predpokladu časového intervalu 1 mil. rokov (=vrchný priabón) a 2 mil. rokov reprezentujúcich najspodnejší oligocén, ako aj vyššie uvedenej hrúbky, priemerná hodnota sedimentácie za 100 rokov predstavuje 10,00 mm.

Najvyššia litostratigrafická jednotka - bielopotocké súvrstvie - nie je v tejto oblasti jednoznačne preukázané. Výslovne pieskovcové súvrstvie vystupuje pri východnom okraji obce Kocúrany, ako aj v oblasti Veľkej a Malej Čausy. Nakoľko jeho vzťah k centrálnokarpatskému sedimentačnému cyklu nie je dodnes náležite objasnený a neexistujú ani hodnoverné údaje o hrúbke, nezaobráame sa výpočtom rýchlosti jeho sedimentácie.

Korelácia rýchlosti sedimentácie jednotlivých oblastí

Z vyššie uvedenej analýzy rýchlosti sedimentácie vyplýva, že bazálne - borovské súvrstvie v Skorušinských vrchoch má najväčšiu hodnotu rýchlosti sedimentácie (6,00 mm/100 rokov), kým v Levočských vrchoch, rajeckej časti Žilinskej kotliny, Hornonitrianskej a Bánovskej kotline sa pohybuje v rozsahu 4-5 mm/100 rokov.



Obr. 2 Synoptická tabuľka rekonštrukcie rýchlosti subsidencie centrálnokarpatského paleogénu

Najnižšiu hodnotu má v Liptovskej a Breznianskej kotline (1,6 mm, resp. cca 1 mm/100 rokov), teda v oblastiach, kde transgresia centrálnokarpatského paleogénu je mladšia ako bartón (východná časť Liptovskej kotliny, Breznianska kotlina). Určitú výnimku tvorí vyzdvihnutá kryha výverovej časti termálnych vôd, kde borovské súvrstvie v období bartónu dosahuje len 1,1 mm/100 rokov. Domnievame sa, že rozdielna rýchlosť sedimentácie bazálnej transgresívnej litofácie (borovské súvrstvie) je podmienená nielen rozdielnou hodnotou subsidencie, ale do značnej miery závisí aj od morfológie predpaleogénneho substrátu a od koincidencie súše (zdrojových oblastí) a formujúceho sa centrálnokarpatského sedimentačného bazénu.

V období spodného a spodnej časti vrchného priabónu sa usadzovala ílovcová fácia (hutianske súvrstvie) a sčasti zuberské súvrstvie (flyšová fácia). Rýchlosť sedimentácie vo všetkých oblastiach výrazne narastá. Ak porovnáme jednotlivé oblasti, na rozdiel od vrchného lutétu (borovské súvrstvie) hodnota sedimentácie medzi jednotlivými oblasťami v tomto období je 3,8 mm/100 rokov. Viac ako dvojnásobnú hodnotu má rýchlosť sedimentácie v Skorušinských vrchoch (35,0 mm/100 rokov).

Temer rovnakú hodnotu má rýchlosť sedimentácie v období sedimentácie hutianskeho súvrstvia v oblasti Levočských vrchov, Liptovskej kotliny (15,00 mm/100 rokov), ako aj Bánovskej kotliny (15,00 mm/100 rokov). Z ďalších oblastí sa k tejto hodnote najviac približuje rýchlosť sedimentácie v Hornonitrianskej kotline (20,00 mm/100 rokov).

Z uvedeného vyplýva, že v období sedimentácie ílovcovej litofácie má viac-menej rovnakú hodnotu rýchlosti sedimentácie oblasť Levočských vrchov, západná časť Liptovskej a Bánovskej kotliny. O niečo vyššiu hodnotu má Hornonitrianska a priľahlá Turčianska kotlina. Maximálnu rýchlosť sedimentácie dosahuje oblasť Skorušinských vrchov (porov. obr. 2). V období sedimentácie hutianskeho súvrstvia sa transgresia rozšírila na J a zaplavila i s. časti „paleorudohoria“ (rudohorská kordiléra). Svedčia o tom sedimenty breznianskej kotliny, kde rýchlosť sedimentácie má vcelku najnižšiu hodnotu (8,00 mm/100 rokov).

Je zaujímavé, že hodnoty rýchlosti sedimentácie počas vrchnej časti priabónu a spodného oligocénu, v ktorého období sa usadzovalo hlavne zuberské a bielopotocké súvrstvie (partim), sú vcelku diferencované podľa jednotlivých oblastí. Najvýraznejšia rýchlosť sedimentácie sa prejavuje v Levočskom pohorí, kde dosahuje hodnotu až 35,7 mm/100 rokov, zatiaľ čo v susednej oblasti (z. časť Liptovskej kotliny) sa rýchlosť sedimentácie spomalila na 1,56 mm/100 rokov. Túto skutočnosť môžeme vari dávať i do súvisu so vznikom hlbinného veporského zlomu. V oblasti Skorušinských vrchov sa rýchlosť sedimentácie v tomto období približuje k hodnote v oblasti Levočských vrchov (30,8 mm/100 rokov). Naproti tomu v Turčianskej kotline sa podstatne znížila (14,3 mm/100 rokov), čo bolo asi podmienené vznikom zlomu na východnom okraji Malej Fatry. V rajeckej časti Žilinskej kotliny (5,0 mm/100 rokov), ďalej v Bánovskej (8,6 mm/100 rokov) a Hornonitrianskej kotline (10,0 mm/100 rokov) tiež pozorujeme zníženie rýchlosti sedimentácie a jej hodnoty sa pohybujú od 5,0 mm do 10 mm za 100 rokov.

Veľké rozdielnosti v rýchlosti sedimentácie vo vrchnej časti vrchného priabónu a spodného oligocénu sú najpravdepodobnejšie spôsobené nerovnomerným zdvíhaním, resp. poklesom substrátu.

Z doterajšej analýzy študovaných oblastí vyplýva, že sedimentačný priestor centrálnokarpatského paleogénu môžeme rozdeliť na tri sedimentačné oblasti s približne rovnakým režimom rýchlosti sedimentácie. Najvýraznejšiu sedimentáciu majú Levočské vrchy (priemerná hodnota 24,2 mm/100 rokov), takže môžeme túto oblasť vymedziť ako samostatnú. Druhou oblasťou s pomerne vysokou hodnotou sedimentácie (15,2 mm/100 rokov) je oblasť Skorušinských vrchov, ku ktorej sa najviac približuje Turčianska kotlina (13,3 mm/100 rokov) a rajecká časť Žilinskej kotliny (10,5 mm/100 rokov). To by znamenalo, že oblasť Levočských vrchov tvorila v paleogéne osobitnú sedimentačnú panvu s najväčším režimom sedimentácie. Druhú oblasť s viac-menej rovnakou hodnotou rýchlosti sedimentácie predstavuje Turčianska kotlina, ako aj rajecká časť Žilinskej kotliny. Kotlina Liptovská, Hornonitrianska, Bánovská i Breznianska tvoria tretiu sedimentačnú oblasť, v ktorej sa hodnoty sedimentácie pohybujú pod 10,00 mm za 100 rokov.

Z uvedenej analýzy rýchlosti sedimentácie môžeme dedukovať, že centrálné Karpaty nesubsidovali v období sedimentácie centrálneokarpatského sedimentačného cyklu rovnomerne ako celok, ale s rozdielnym trendom a intenzitou v jeho jednotlivých častiach. Ich hrubé ohraničenie indikujú oblasti, ako sme ich vyššie vymedzili, pričom vychádzame z predpokladu, že hrúbka sedimentov je do značnej miery determinovaná rýchlosťou subsidencie substrátu.

Literatúra

- ANDRUSOV, D., 1931: Geologický výzkum vnútorného bradového pásma v Západných Karpatech. I-II. - Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ. 6, Praha, 1-167.
- ANDRUSOV, D., 1965: Geológia Československých Karpát III. - Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1-392.
- ANDRUSOV, D. - BYSTRICKÁ, H. - KÖHLER, E., 1962: Globigerinový horizont v centrálneokarpatskom paleogéne. - Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied 13, 2, Bratislava, 179-182.
- ANDRUSOV, D. - BYSTRICKÝ, J., 1959: O význame subhercýnskej fázy vrásnenia v Západných Karpatoch. - Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied 10, 2, Bratislava, 324-326.
- ANDRUSOV, D. - KÖHLER, E., 1963: Nummulites faciès et développement tectonique des Karpates occidentales centrales au Paléogène. - Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied 14, 1, Bratislava, 175-192.
- ANDRUSOV, D. - KUTHAN, M., 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska. List Žilina (4361/2) v mierke 1 : 25 000. - Práce St. geol. Úst. 10, Bratislava, 1-196.
- BANDY, O. L., 1964: Cenozoic planktonic Zonation. - Micropaleontology 12, 1, New York, 1-17.
- BERGGREN, W. A., 1971: Tertiary boundaries and correlations. Woods Hole Oceanographic Institution Contribution 2016. - Cambridge University Press, 693-809.
- BIEDA, F., 1957: Fauna veľkých foraminifer vrchného eocénu Slovenska. - Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied 8, 1, Bratislava, 28-71.
- BIEDA, F., 1959b: Paleontologická stratygrafia eocena tatranského i fliszu podhalaňského. - Biul. Inst. geol., 149, 5, Warszawa, 215-224.
- BIEDA, F., 1963: Dužé otvornice eocenu tatranského. - Prace Inst. geol., 37, Warszawa, 1-215.
- BIELY, A. - SALAJ, J., 1966: K problematike vrchnokriedových uloženín na Horehroní. - Geol. Práce, Spr. 40, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 172-174.
- BORZA, K., 1966: Étude lithologique et pétrographique des conglomérats de la zone des Klippes. Pétrographie des roches sédimentaires. - Náuka o Zemi, Sér. Geol. 2, Bratislava, 3-68.
- BUDAY, T. - SENES, J., 1967: in Region Geol., ČSSR, II, 2-Západ. Karpaty (Ed T. Buday et al.) - Ústř. Úst. geol., Praha, 1-651.
- Contributions to The Time Scale. Pap. given at the Geol. Time Scal Sym. 1066, 25 th Internat. - Geol. Congr. Sydney, Australia, August 1976.
- ČECHOVIČ, V., 1959: Geológia trefohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. - Geol. Práce, Zoš. 53, Bratislava, 5-58.
- FRANKO, O., et al., 1980: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGL-1 v Pavčinej Lehote. - Manuskript - archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FUSÁN, O. - BIELY, A. - IBRMAJER, J. - PLANČAR, J. - ROZLOŽNÍK, L., 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. - Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1-125.
- GIDAI, L., 1971: Les relations stratigraphiques de la région nord-est de la Transdanubie. - Ann. Inst. geol. publ. hung. 54, 4, Budapest, 361-369.
- GOLAB, J., 1952: Tektonika Podhala. - Geol. Bull. Inform. 1, Warszawa.
- GOLAB, J., 1959: Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. - Biul. Inst. Geol. 149, 5, Warszawa, 225-239.
- GROSS, P., 1971: Geológia západnej časti Liptovskej kotliny. - Geol. Práce, Spr. 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 109-124.
- GROSS, P., 1978: Paleogén pod stredoslovenskými neovulkanitmi. - In Konfer., symp., semin. „Paleogeografický vývoj Západných Karpát“. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 121-145.
- GROSS, P. et al., 1966: Vyhodnotenie štruktúrneho vrhu Klčov-1. - Geofond, Bratislava.
- GROSS, P. - FRANKO, O. - SAMUEL, O., 1970: Geology of Central Carpathian Paleogene Near Bojnice Thermae. - Geol. Práce, Spr. 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 19-35.
- GROSS, P. - KÖHLER, E. et al., 1980: Geológia Liptovskej kotliny. - Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1-242
- GROSS, P. - KÖHLER, E. - SAMUEL, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. - Geol. Práce, Spr. 81, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103-117.

- GROSS, P. - SAMUEL, O., 1982: Geológia a stratigrafia južnej a centrálnej časti Levočských vrchov. - Geol. Práce, Spr. 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 87-102.
- HANZLÍKOVÁ, E., 1959: Mikrobiostratigrafické pomery Čerhovských hor a západní bardějovské časti Ondavské vrchoviny. - Zpr. geol. Výzk. v r. 1957, Praha, 57-64.
- CHMELÍK, F., 1959: Zpráva o geologických výzkumech centrálně-karpatského paleogénu v Šariši medzi Šambrobem a Sabinovom. - Zpr. geol. Výzk. v r. 1957, Praha, 81-83.
- CHMELÍK, F., 1963: in Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXVII, Vysoké Tatry. - (Ed. O. FUSAN et al.), Bratislava, 1-215.
- CHMELÍK, F., 1967: in Region Geol. ČSSR, II, 2 - Západ. Karpaty. - Ústř. Úst. geol., Praha, 1-651.
- CHMELÍK, F., 1967: Paleogén centrálních Karpat. In Region. Geol. ČSSR, II, 2 - Západ. Karpaty; (T. Buday a kol.) - Ústř. Úst. Geol., Praha, 1-651.
- CHMELÍK, F. et al., 1963: Opěrná vrtba Vlachy-1. - Práce Výzk. Úst. čs. naft. Dolů, 20, Praha, 1-92.
- KOPEK, G., 1980: A Bakony hegység EK-i résznek eocénje. - Ann. Inst. geol. publ. hung., 63, 1, Budapest, 1-176.
- KOPEK, G. et al., 1972: Essai comparatif sur la paléogéographie éocène de la Transdanubie et de la Slovaquie du Sud. - Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty 17, Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava, 147-164.
- KÖHLER, E., 1961: Vefké foraminifery v rífových vápencoch Brezovského pohoria. - Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied 1, 1, Bratislava, 17-28.
- KÖHLER, E., 1965: Paleontologické a stratigrafické zhodnotenie veľkých foraminifer v paleogéne Rajeckej a Turčianskej kotliny. - Geofond, Bratislava.
- KÖHLER, E., 1966a: Stratigrafia paleogénu Rajeckej a Turčianskej kotliny na základe veľkých foraminifer. - Geol. Práce, Spr. 40, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55-63.
- KÖHLER, E., 1966b: Les Alvéolines du Paléocène de la zone des Klippes de la Valée de Váh. - Geol. Sbor., Geol. carpath. 17, Bratislava 265-270.
- KÖHLER, E., 1967: Grossforaminiferen und Stratigraphie des Paleogäns des Rajec- und Turiec-Kessels (Westkarpaten). - Náuka o Zemi, Sér. Geol. 3, 5, Bratislava, 1-87.
- KORÁB, T. - ĐURKOVIČ, T. - KULLMANOVÁ, A., 1986: Záverečné naftovo-geologické zhodnotenie oblasti na základe vrtu Šariš-1. Výskum vnútrokarpatského paleogénu a jeho podložía v Šarišskej vrchovine a v Levočskom pohorí. - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KULP, J. L., 1961: Geological Lime scale. - Science, 133, 1, 105-114.
- LEŠKO, B., 1978: Čiastková záverečná správa za rok 1979. Oporný vrt Lipany-1, záverečné geologické a naftovo-geologické vyhodnotenie. - Manuskript - archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LEŠKO, B. - SALAJ, J. - SAMUEL, O., 1963: Paleogene of Slovak Carpathians Klippen Belt. Assoc. geol. Karpát. - Bal. VI. - Congr. Resum. des communical., Warsovie-Cracovie, 87-89.
- LEŠKO, B. - SALAJ, J. - SAMUEL, O., 1964: Geológia bradlového pásma pri Podhorodí. - Geol. Práce, Spr. 31, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95-102.
- LUKNIŠ, M., 1964: Pozostatky starších povrchov zarovnávania reliéfu v československých Karpatoch. - Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied, 16, 3, Bratislava, 289-298.
- MAHEL, M. et al., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 - list Žilina. - Bratislava, 1-272.
- MARSCHALCO, R., 1966: Geology and Sedimentologie of Marginal Lithofacies (Šarišská hornatina Mts.). - Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, Bratislava, 7-102.
- MARSCHALCO, R., 1968: Facies Distributions, Paleocurrents and Paleotectonics of the Paleogene Flysch of Central West-Carpathians. - Geol. Zbor. Geol. carpath. 19, 1, Bratislava, 69-94.
- MARSCHALCO, R. - GROSS, P., 1970: Deep submarine erosion in turbidite sequences, Central Carpathian Flysch, Levočské pohorie. Mts. - Geol. Zbor. Geol. carpath. 21, 1, Bratislava, 167-174.
- MARSCHALCO, R. - GROSS, P. - KALAŠ, L., 1966: Paleogén a kvartér Hornádskej kotliny. - Geol. Práce, Zpr. 39, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95-104.
- MARSCHALCO, R. - RADOMSKI, A., 1960: Preliminary results of investigations of current directions in the basin of the Central Carpathians. - Roczn. Pol. Tow. geol., 30, 3, Kraków, 259-272.
- MARSCHALCO, R. - SAMUEL, O., 1960: Predbežná správa o nálezoch oligocénu v paleogéne Centrálnych Karpát. - Geol. Práce, Spr. 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 89-97.
- MARSCHALCO, R. - SAMUEL, M., v tlači: Sedimentológia a genéza súfiovských zlepcov. - Západ. Karpaty, sér. Geol. 17, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava (in druck).
- MARSCHALCO, R. - VOLFOVÁ, J., 1960: Podmorský zosuv a jeho makrofauna v paleogéne Centrálnych Karpát. - Geol. Práce, Spr. 19, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95-108.
- MATĚJKA, A., 1924: Příspěvky k poznání paleogénu a mezozoika v kotlinách turčianské a handlovské na Slovensku. - Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. 4, Praha, 43-100.
- MATĚJKA, A., 1925: Předběžná zpráva o geologickém mapování v okolí Ružomberka na Slovensku. - Věst. Stát. geol. Úst. Čs. Republ., 1, Praha.
- MATĚJKA, A. - HANZLÍKOVÁ, E., 1962: O paleogénu od obce Kňažie na Oravě. - Zpr. geol. Výzk. v r. 1961, Praha, 194-196.
- MAZÚR, E., 1963: Žilinská kotlina a príľahlé pohorie. - Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1-196.
- MAZÚR, E., 1964: Geomorfologické vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 200 000, list Banská Bystrica. - Geofond, Bratislava.

- MAZÚR, E. - LUKNÍŠ, M., 1978: Regionálne geografické členenie SSR. - Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied, 30, 20, Bratislava, 101-125.
- ODIN, G. S. - ODIN, CH., 1990: Geochronique. Soc. géol. de France. - Bureau de Recherches géologiques et Minières.
- PAUTOT, G. - PICHON, X. LE, 1973: Résultats scientifiques du programme JOIDES. - Bull. Soc. géol. France 7-e, 15, Paris, 403-425.
- PETTIJOHN, F. J., 1975: Sedimentary rocks, 3rd ed. - Harper Row. Publishers, New York, 1-628.
- PICHA, F., 1964: Výsledky sedimentologického výskumu v paleogénu centrálných Karpát. - Sbor. geol. Vied, Rad ZK, 2, Bratislava, 77-125.
- PLANDEROVÁ, E. - PULEC, M. - SAMUEL, O. - VAŇOVÁ, M., 1963: Poznámky k litologicko-stratigrafickým pomerom Banskobystrickej a Zvolenskej kotliny. - Geol. Práce, Spr. 30, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 147-159.
- POTFAJ, M. - KÖHLER, E. - ĐURKOVIČ, T. - GROSS, P., 1991: Pribradlový flyš terchovskej a oravskej oblasti. - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PRIECHODSKÁ, Z., 1956: Predbežná správa o geologických pomeroch širšej oblasti Hozelca. - Geol. Práce, Zpr. 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 162-167.
- REMŠÍK, A. - FRANKO, O., 1979: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGL-1 v Pavčinej Lehote. - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SALAJ, J., 1962: Mikrobiostratigrafia dánu gosauskej kriedy a centrálného paleogénu Myjavskej pahorkatiny. - Geol. Práce, Zpr. 24, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 199-204.
- SALAJ, J., 1963: Doplnky k stratigrafii kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny a bradlového pásma na liste Myjava. - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SAMUEL, O., 1961: Some remarks on the Paleogene of Klippezzone and on the stratigraphicbiofacial position of the „Maľcov“ and Šariš beds in the East-Slovakia. - Geol. Práce, Zoš. 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 137-148.
- SAMUEL, O., 1962: Mikrobiostratigrafia vonkajšieho a vnútorného flyšu východného Slovenska, paleogénu bradlového pásma a centrálnokarpatského paleogénu (kandidátska dizertačná práca). - Manuskript - Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SAMUEL, O., 1964: Mikrobiostratigrafia paleogénu okolia Bojníc. - Zpr. geol. Výsk. v r. 1963, 2 - Slovensko. Bratislava, 230-232.
- SAMUEL, O., 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. - Geol. Práce, Spr. 59, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 285-298.
- SAMUEL, O., 1972b: Biostratigrafia paleogénu Západných Karpát Slovenska (doktorská dizertačná práca). - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SAMUEL, O. - BORZA, K. - KÖHLER, E., 1972: Microfauna and Lithostratigraphie of the Paleogene and adject Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). - Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1-246.
- SAMUEL, O. - FUSÁN, O., 1982: Rekonštrukcia rýchlosti subsidencie vnútrokarpatského paleogénu. - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SAMUEL, O. - SALAJ, J., 1961: Niekoľko poznámok k mikrobiostratigrafii „dánu“ - paleocénu. - Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 12, 2, Bratislava, 165-174.
- SAMUEL, O. - SALAJ, J., 1963: Contribution to Paleogene of Myjavska pahorkatina, Vicinity of Považská Bystrica, Žilina and Eastern Slovakia. - Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 14, 1, Bratislava, 149-163.
- SAMUEL, O. - SALAJ, J., 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. - Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1-232.
- SAMUEL, O. - SALAJ, J. - BEGAN, A., 1980: Litostratigrafická klasifikácia vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny. - Západ. Karpaty, Sér. Geol. 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 81-111.
- ŠALAGA, I. - BORZA, K. - KÖHLER, E. - SAMUEL, O. - SNOPKOVÁ, P., 1976: Hydrogeologické vrchy v rajeckej a súľovskej oblasti. - Region. Geol. Západ. Karpát 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1-85.
- TAEGER, H., 1909: A. Vérteshegység földtani viszonyai. - Földt. Int. Évk. 17, Budapest.
- UHLIG, V., 1903: Bau und Bild der Karpathen (in Bau und Bild Österreichs), Wien-Leipzig, 651-911.
- VAN EYSIGNA, F. W. B., 1975: Geological Time Table, 3. vyd.
- VAŇOVÁ, M., 1962: Veľké foraminifery z centrálnokarpatského paleogénu z lokalít Huty pri Zuberci, Nižná Šuňava, Tokárňa, Sedlice a Miklušovce. - Geol. Práce, Zoš. 63, Bratislava, 85-92.
- VAŇOVÁ, M., 1963: Veľké foraminifery zo širšieho okolia Bojníc - kúpeľov. - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŇOVÁ, M., 1963b: Zpráva o vyhodnotení numulitov z lokalít Priechodská Píla, Slovenská Lupča a z vrtoch (P-4, P-16). - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŇOVÁ, M., 1964: Veľké foraminifery z okolia Pružiny. - Zpr. geol. Výsk. v r. 1963, 2, Slovensko. Bratislava, 124-125.
- VAŇOVÁ, M., 1969: Numulity Hornonitrianskej, Horehronskej kotliny a budinského vývoja paleogénu v oblasti Štúrova (kandidátska dizertačná práca). - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŇOVÁ, M., 1972: Nummulites from the area of Bojnice, the upper Hron Depression, and the Budín Paleogene around Štúrovo. - Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty 17, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5-104.
- VASS, D. - KONEČNÝ, V. - ŠEFARA, J. - PRISTAŠ, J. - ŠKVARKA, L., 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. - Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1-239.

Reconstruction of subsidence and sedimentation of Central-Carpathian Paleogene

Summary

During the Paleogene a mountain ridge (the cordillera of the Slovenské rudohorie Mts.) spread on the central part of the Inner West Carpathians. It probably formed during the Upper Cretaceous and roughly resembled in some features to the present Slovenské rudohorie Mts. It extended eastwards into the present East-Slovakian Lowlands and westwards into the Danube Lowlands. The southern part of the present Malé Karpaty Mts. might have also been incorporated in the mountain ridge. It separated the depositional area of the Inner-Carpathian Paleogene on the north from the depositional area of the Pannonian (Buda Paleogene) on the south, and extended to the Lower Miocene.

The Paleogene sea from the Klippen- and peri-Klippen Zones transgressed over different parts of the Inner-Carpathian nappes on the peneplaned basement, eroded to variable depths, north of the Slovenské rudohorie cordillera (including the present core mountain ranges), and gradually changing into a depositional basin.

The oldest Paleogene sediments are in the peri-Klippen zone. The most extensive transgression proceeded in the Lutetian when the sea flooded the entire northern part of the Inner West Carpathians up to the Slovenské rudohorie cordillera.

At present the pre-Upper Cretaceous Alpine nappe structure of the Inner West Carpathians is unevenly covered with Paleogene sediments. The sediments built up the Levočské vrchy Mts., Šarišská vrchovina upland, Spišská Magura Mts., Skorušinské vrchy Mts. The sediments also preserved in inner depressions Liptovská, Turčianska, Žilinská, Hornonitrianska, Breznianska in Horehronie. The sediments also built up the northern part of the East-Slovakian Basin.

Some remains of sediments preserved in the northern part of the Malé Karpaty Mts., Považský Inovec Mts., Trábeč Mts. in the area of the Hodruša - Vyhňa island, in the surroundings of Banská Bystrica and in the basement of the Neogene in the area of Trnava.

At present, the sediments of the Inner-Carpathian Paleogene are ranged to a higher-order lithostratigraphic unit, denoted as the Sub-Tatran Group. Following are lithostratigraphic units of a lower order: 1 - the Borové Fm. (synonym: the Súľov conglomerates or Fm.), 2 - the Nová Huta Fm. (synonym: claystone lithofacies, subflysch, sandy-marly flyschoid sequence, Zakopané Member), 3 - Zuberec Fm. (synonym: flysch lithofacies, claystone-sandstone sequence, intermediary sandstone beds, Haj beds, Chocholov Member), 4 - the Biely potok Fm. (synonym: Konské - Konšťa sandstones, Levoča sandstones); (P. GROSS - E. KÖHLER - O. SAMUEL, 1984, Fig. 2).

The subsidence rate was calculated according to the international chronologic scale (see the table enclosed). We have used the radiometric scale according to G. S. ODIN - CH. ODIN (1990).

The analysis of subsidence rate shows that the highest rate (6.0 mm per 100 years) is in the basal Borové Fm. in the Skorušinské vrchy Mts. in contrast to 4-5 mm per 100 years in the Levočské vrchy Mts., the Rajec part of the Žilinská kotlina basin, in the Hornonitrianska and Bánovská kotlina basins. The lowest subsidence rates (1.6 mm and about 1 mm per 100 years) are in the Liptovská and Breznianska kotlina basin, i. e. in the areas of transgression of the Central-Carpathian Paleogene, younger than Bartonian (the eastern part of the Liptovská kotlina basin, the Breznianska kotlina basin). The elevated block in a discharge area of thermal waters is an exception: there the sedimentation rate of the Borové Fm. is only 1.1 mm per 100 years in the Bartonian. We assume, that differences in the rates of sedimentation of the basal transgressive lithofacies (Borové Fm.) are controlled not only by differences in subsidence but also by morphology of the pre-Paleogene substratum and by coincidence of dry land (source areas) with the forming depositional basin.

The claystone facies (N. Huta Fm.) and partly the flysch facies (Zuberec Fm.) deposited in the Lower Priabonian and in the lower part of the Upper Priabonian. The sedimentation rate in all areas increases prominently. In contrast to the Upper Lutetian (Borové Fm.) differences in sedimentation values are much greater in single areas. In that period the sedimentation rate in the Levočské vrchy Mts. is 3.8 mm per 100 years. The sedimentation rate in the Skorušinské vrchy Mts. is much higher (35.0 mm per 100 years).

In the time of deposition of the N. Huta Fm. the sedimentation rate was almost the same in the areas of the Levočské vrchy Mts., Liptovská kotlina basin (15.00 mm per 100 years), Bánovská kotlina basin (15.00 mm per 100 years). The value of sedimentation rate in the Hornonitrianska kotlina basin is very close to the previous values (20.00 mm per 100 years).

In the period of the deposition of the claystone lithofacies the sedimentation rate values are more-or-less equal in the area of the Levočské vrchy Mts. in the western part of the Liptovská and Bánovská kotlina basins. The values are somewhat higher in the Hornonitrianska kotlina basin and in the adjacent Turčianska kotlina basin. The maximum sedimentation rate is in the area of the Skorušinské vrchy Mts. During the deposition of the Huta Fm. the transgression extended southwards and flooded the northern parts of the "paleomountains" (the Slovenské rudohorie cordillera). It is evidenced by sediments of the Breznianska kotlina basin. There is the lowest sedimentation rate (0.8 mm per 100 years).

Interestingly, the values of sedimentation rates. On the upper part of the Priabonian and in the Lower Oligocene during the deposition of the Zuberec and Biely potok formations (partim) are differentiated according to particular areas. The sedimentation rate is highest in the Levočské pohorie Mts. - 35.7 mm per 100 years, whereas in the adjacent area (western part of the Liptovská kotlina basin) the sedimentation slowed to 1.50 mm per 100 years. It may be associated with the formation of the deep Vepor fault. In the area of the Skorušinské vrchy Mts. the sedimentation rate was close to the rate in the area of the Levočské vrchy Mts. (30.8 mm per 100 years) in that time. On the contrary, the sedimentation rate decreased markedly (14.3 mm per 100 years) in the Turčianska kotlina basin. It was perhaps due to the formation of a fault on the eastern margin of the Malá Fatra Mts. The sedimentation rate also decreased (0.5 mm - 10 mm per 100 years) in the Rajec part of the Žilinská kotlina basin (0.5 mm per 100 years), in the Bánovská kotlina basin (0.86 mm per 100 years) and in the Hornonitrianska kotlina (10.0 mm per 100 years).

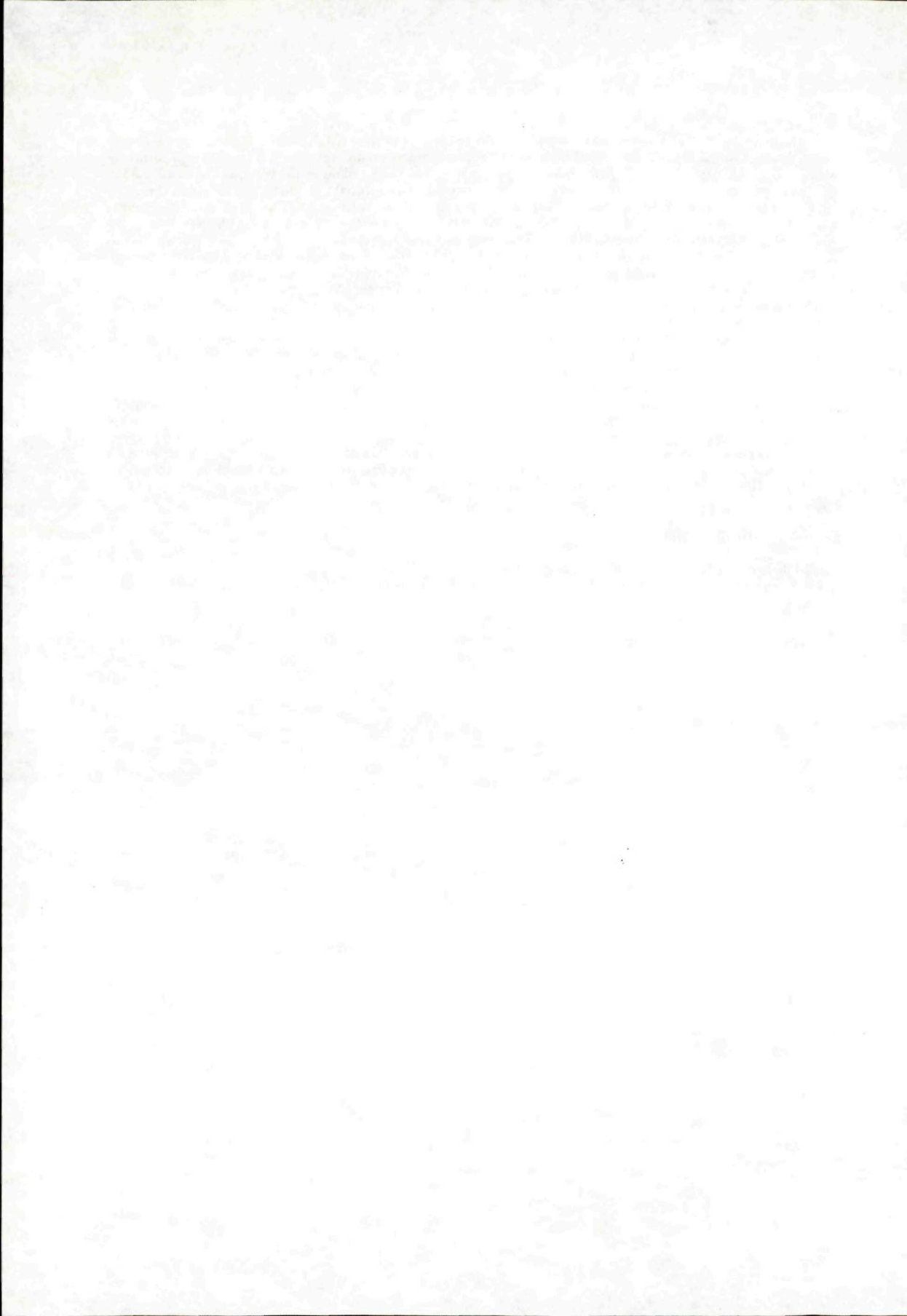
The prominent differences in the sedimentation rate in the upper part of the Upper Priabonian and Lower Oligocene are most probably caused by uneven uplift or collapse of the substratum.

The existing results of the analysis of areas studied enable the division of the depositional area of the Central-Carpathian Paleogene into three depositional areas with the approximately equal sedimentation rate. The Levočské vrchy Mts. may be distinguished as a separate area because there is the highest sedimentation rate (the average value is 24.2 mm per 100 years). The area of the Skorušinské vrchy Mts. is the second area of a relatively high sedimentation rate (15.2 mm per 100 years), the next is the Turčianska kotlina basin (13.3 mm per 100 years), followed by the Rajec part of the Žilinská kotlina basin (10.5 mm per 100 years). That means that the area of the Levočské vrchy Mts. in the peri-Klippen belt represented a separate depositional zone with the highest sedimentation rate. Another zone with more-or-less equal sedimentation is represented by the Turčianska kotlina basin and the Rajec part of the Žilinská kotlina basin. The Liptovská, Hornonitrianska, Bánovská and Breznianska kotlina basins represent the third depositional area with the sedimentation rate below 10.10 mm per 100 years.

Explanations of Figures 1 - 2

Fig. 1 Lithostratigraphic column of Central-Carpathian Paleogene

Fig. 2 Synopsis of reconstruction of subsidence rate in Central-Carpathian Paleogene



MILAN MIŠÍK

Pieniny Klippen Belt in relationship with Mesozoic and Tertiary volcanism

(5 figs., slovak summary)

Abstract. Pyroclastic admixture of acid volcanics has exceptionally been noted in Oxfordian radiolarites of the Pieniny Klippen Belt (PKB) in the West Carpathians. Basic volcanics of Berriasian - Albian age are associated exclusively with the East Carpathian segment of PKB. The East Carpathian volcanic centres produced slight pyroclastic admixture in PKB outcrops and pebbles of younger conglomerates in the easternmost segment of the West Carpathians. Abundant acid and basic volcanics from pebbles of PKB Cretaceous conglomerates, whose isotopic ages are Jurassic - Lower Cretaceous, probably originate from a volcanic arc in place of a later Pieniny exotic ridge. Intercalations of Senonian and Paleogene tuffites are of intrabasinal origin - from exotic ridges of the Flysch Belt. Neogene volcanics rarely occur in western PKB, and in its eastern segment they are confined to PKB marginal lineament. Spatial and temporal distribution of Carpathian neovolcanic rocks suggests that the lavas were associated with a Pannonian mantle diapir, whereas melting of subducting Outer Carpathian units had only insignificant synergetic effects.

Mesozoic volcanics

In the Pieniny Klippen Belt (PKB in the following text), Mesozoic volcanics are fairly abundant only in the East Carpathian segment (Ukrainian territory). In the West Carpathian portion, they only form small outcrops and/or occurrences of pyroclastic admixture in Jurassic and Cretaceous sediments (Fig. 1).

It is noteworthy, however, that outcrops near Vienna, which were earlier regarded as a western termination of PKB, are now considered as a separate zone Ybbsitz Klippen Belt (Ybbsitz - Kieselkalkzone, S. PREY, 1975) - an external zone of the Magura unit. Abundant Albian and/or Upper Cretaceous picrites occur in the Vienna area. Similarly, occurrences near Poiana Botizii, Rumania, formerly regarded as an eastern tip of PKB are in fact a more external unit (G. BOMBIȚA and G. POP, 1989) whose position is analogical with that of the Ybbsitz Klippen Belt. This area also contains significant occurrences of basic volcanics, but these are Oxfordian in age.

A special problem is represented by acid and basic volcanic pebbles in PKB and near-Klippen Belt conglomerates whose isotopic ages correspond to the Upper Jurassic - Lower Cretaceous. Valuable information came from pyroclastic admixture in limestone pebbles containing identifiable fossils.

Prof. M. Mišík, Department of Geology and Paleontology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovakia

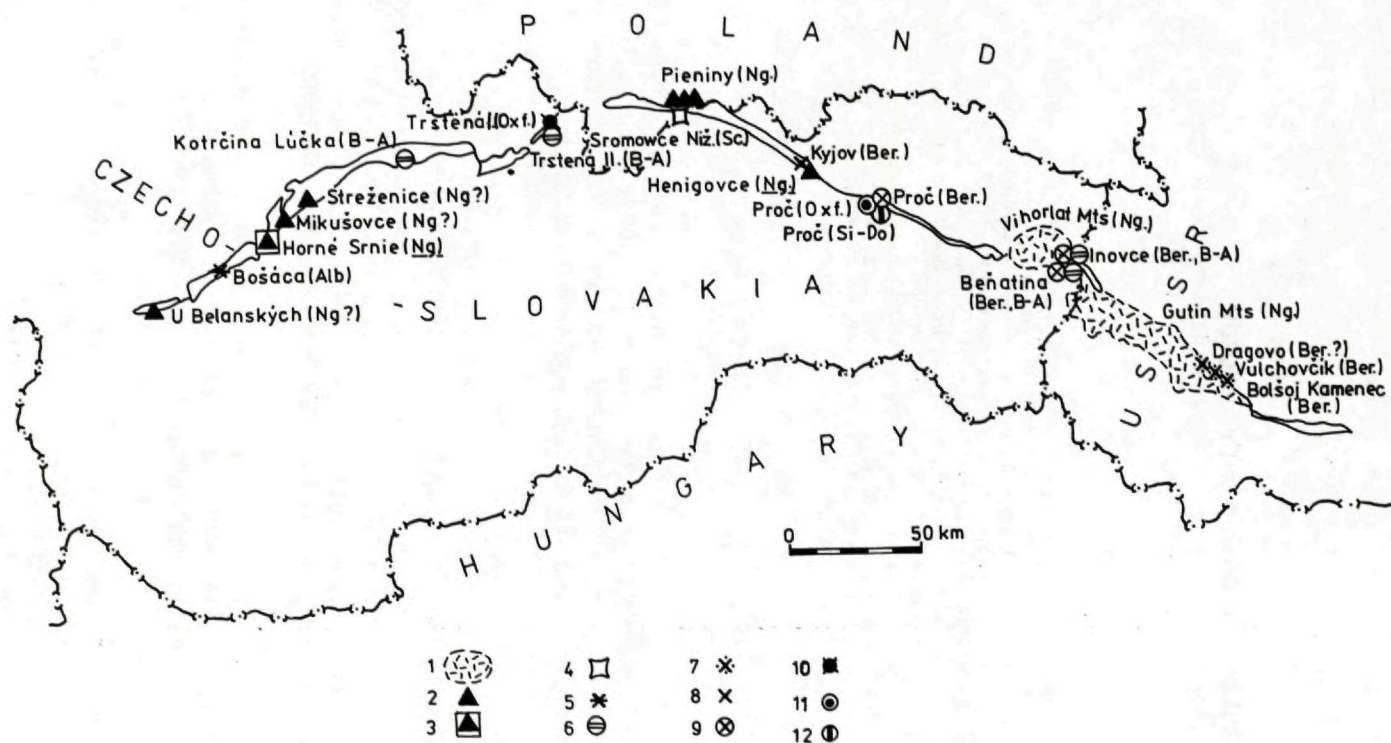


Fig. 1 Manifestations of volcanic activity in Pieniny Klippen Belt

1 - 3 Neogene: 1 - andesite flows and agglomerates (Ng), 2 - andesite dykes and volcanic breccias (Ng), 3 - andesite dyke in drillhole (Ng), 4 - 9 Cretaceous: 4 - tuffitic intercalations in Senonian (Campanian) (Sc), 5 - basic volcanics exposed in klippes (Albian), 6 - Barremian - Aptian limestone pebbles with pyroclastic admixture (B-A), 7 - Berriasian volcanics exposed in klippes (Ber), 8 - pyroclastic admixture in Berriasian limestones with pyroclastic admixture (Ber), 9 - pebbles of Berriasian limestones with pyroclastic admixture (Ber), 10 - 12 Jurassic: 10 - pyroclastic admixture in Oxfordian radiolarites exposed in a klippe (Oxf), 11 - pebble of Oxfordian limestone with pyroclastic admixture (Oxf), 12 - pebble of Sinemurian - Domerian limestone with pyroclastic admixture (Si-Do)

Known occurrences and traces of volcanic activity in PKB will be described within individual stratigraphic horizons. Occurrences of equal age in adjacent tectonic units will also be briefly mentioned.

Sinemurian - Domerian

A pyroclastic admixture of this age has been noted by us in the form of basic volcanic fragments up to 1 cm large in a pebble over 10 cm in diameter of pink mud limestone with *Spiriferina* cf. *obtusata* at the locality Proč - II - y (M. MIŠÍK - M. SÝKORA - R. MOČEK - J. JABLONSKÝ, 1991, p. 23, 57). Because the nearest volcanic activity in that period took place as far as in South Carpathians, this pebble of the Proč Conglomerates in the PKB Paleocene is regarded exotic.

Callovian - Oxfordian - Kimmeridgian

PKB: 1. In allodapic laminae (distal turbidites) in Oxfordian radiolarites of the Pieniny succession at the locality Trstená - kolkáreň, we have identified pyroclastic admixture of acid volcanics: pumice fragments up to 4 mm large as well as orthoclase and andesine crystalloclasts (M. MIŠÍK et al., 1991). We assume that the volcanics owe their origin to acid volcanism in the Eastern Alps near today's Salzburg where Oxfordian radiolarites in the Tirolicum were found to contain crystalloclastic tuff layers as much as 2 m thick.

2. W. SIKORA and T. WIESER (1979) describe a bentonite intercalation only 1.5 cm thick in shales associated with Oxfordian radiolarites of the Pieniny succession at Staré Bystré. The two authors assume that the bentonite was formed by the decomposition of basalt hyaloclastic tuffs.

3. In the Proč Conglomerates of the PKB Paleocene in eastern Slovakia at the locality Proč-II-e, we have noted pyroclastics in the form of basic volcanic fragments (up to 2 mm large) in a pebble (25 cm diameter) of Oxfordian red nodular limestone with *Protoglobigerina* and *Colomisphaera* sp. (M. MIŠÍK et al., 1991b, p. 27, 38).

Adjacent zones: In the Krynica subzone of the Flysch Belt (fringing the outer margin of PKB), the Eocene Strihovce Conglomerates were found to contain a radiolarite pebble (with Callovian - Oxfordian radiolaria) bearing signs of postvolcanic activity represented by quartz-albite veinlets (locality Mičakovce-y, M. MIŠÍK et al., 1991a, p. 23-24, 50).

No volcanics of this age have been described in the Ukrainian segment of the Pieniny Klippen Belt, but they are abundant in the adjacent Flysch Belt subzones. In the Rachov unit, M. G. LOMIZE (1968) describes the Trosteneč volcanic formation with volcanic breccias and amygdaloidal porphyrites as much as 200 m thick. Ammonites in the tuffaceous layers suggest Oxfordian age, whereas the upper horizons with tuffaceous conglomerates contain ammonites of Upper Tithonian age. Another belt of volcanic occurrences, the 50 km long Chivčín (Čivčín) volcanogene-sedimentary formation is also part of the Rachov unit. The volcanics include spilitized porphyroids and tuffbreccias of andesite composition 100 - 250 m thick. Associated lenses of bioherm limestones contain Oxfordian - Kimmeridgian fossils.

In klippen near Poiana Botizii, Rumania, which had formerly been regarded as a termination of PKB, G. BOMBITA and H. SAVU (1985) described tuffs up to 9 m thick immediately underlying Callovian - Oxfordian radiolarites. The two authors consider them as tuffs related to island-arc basaltic andesites. Later, G. BOMBITA and G. POP (1990, Fig. 1, 3)

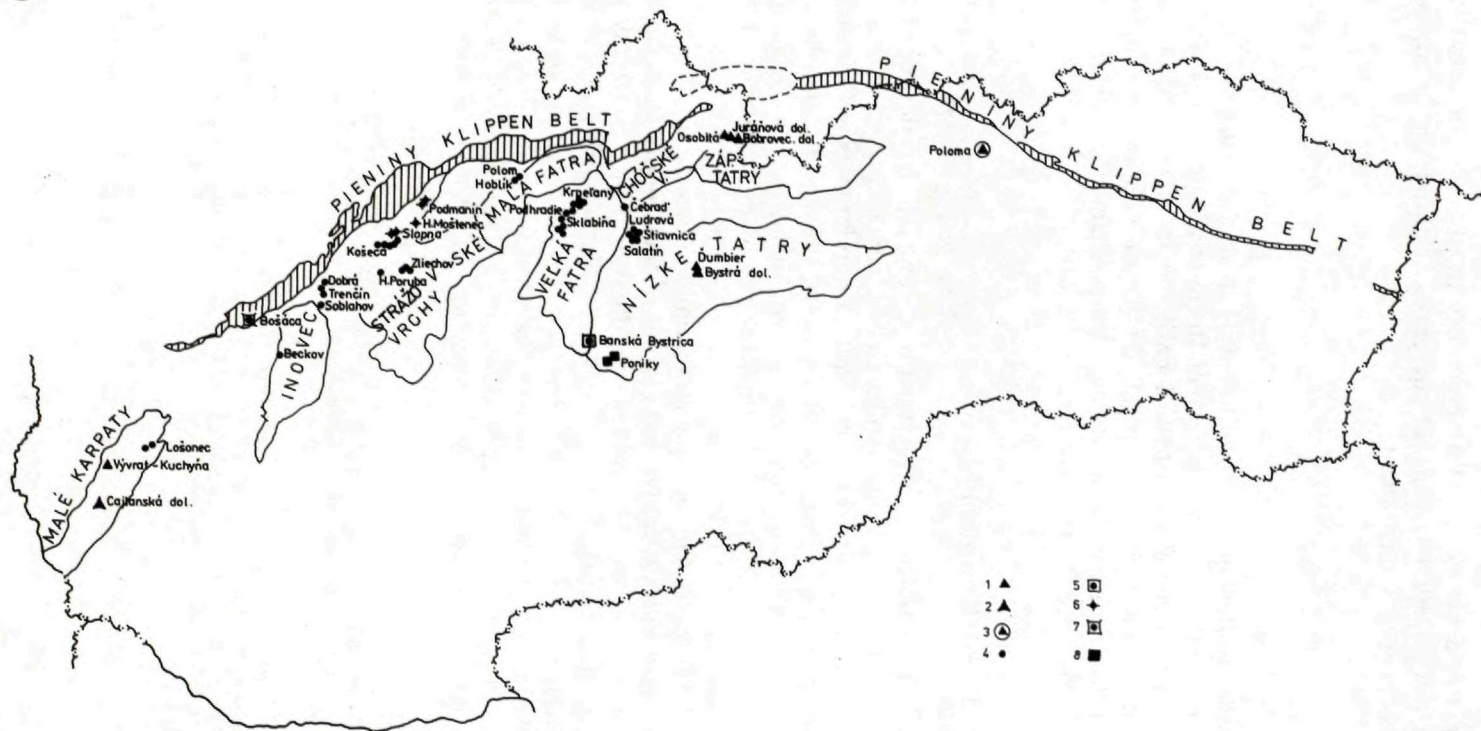


Fig. 2 Basic volcanic occurrences in the Lower Cretaceous of the Central West Carpathians

1 - Tatricum (in sedimentary rocks), 2 - Tatricum (in granites), 3 - pebble in Paleogene conglomerates originating from the Tatricum, 4 - Križna nappe, 5 - Križna nappe (picrites in drillholes), 6 - Manín unit, 7 - Drietoma succession (folded into the Pieniny Klippen Belt), 8 - Choč nappe (picrites in drillholes).

assigned the tuff layer into the Callovian, radiolarites into the Callovian - Oxfordian and the overlying calciturbidites with ophiolite detritus (Petricea Formation) into the Oxfordian. According to K. BIRKENMAJER (1986, p. 21), the rocks belong into the PKB Magura succession, Grajcerek unit. BOMBIŤA and POP (1991) distinguished Poiana Botizii as a subzone of the Magura Flysch Belt. This subzone is more external than the above mentioned Grajcerek unit and is not part of PKB which either pinches out or lies further west buried under Baia Mare volcanics and Neogene. The Poiana Botizii extent, be regarded as an equivalent of the Ybbsitz zone. Both these zones of the Magura belt suggest that continental or oceanic crust here was thinned during the Malm - Lower Cretaceous period.

Berriasian - Valanginian

Ukrainian segment - PKB. All volcanic centres of this period were situated in the Ukrainian territory. D. ANDRUSOV (1945, p. 35) described a quarry on Bolshoy Kamenec hill at Novoselica in which the Czorsztyn succession was exposed. Pink stylolitic limestone with crinoid calyxes (dominant part of the so-called Neresnica Marble) is overlain by basic rocks and the crinoid calyxes were preserved owing to the synchronous Tithonian volcanism. This occurrence was earlier described by A. MATĚJKA (1930) who classed the basic rocks as andesite tuffs and breccias filling subsurface fissures. He regarded them as analogous with a volcanic breccia near Štepnica (I describe it in the paragraph on neovolcanics), the latter rock, however, containing more biotite.

Three localities were later described: Bolshoy Kamenec, valley of Vulkhovchik brook (both near Novoselica) and near the village of Drahovo. The latter occurrence was characterized by E. K. LAZARENKO et al. (1963) as potassic diabases amidst limestones and Púchov Marls. The occurrences can thus be traced for some 20 km. The first two localities were described in more detail by M. G. LOMIZE (1968). Their Berriasian - Valanginian age was confirmed by findings of *Calpionella alpina* and ammonites identified by V. I. SLAVIN (1963). He terms the rocks sub-alkaline porphyrites and related tuffs. L. G. TKACHUK et al. (1977, p. 14), however, regard the rocks as potassic diabases, amygdaloids and agglomerates. According to E. K. LAZARENKO et al. (1964, p. 64), the maximum thickness of the agglomerates at the Bolshoy Kamenec quarry is more than 30 m.

Adjacent zones: Volcanic activity during the Upper Tithonian - Valanginian was intensive in the more external units (S. M. SPITKOVSKAYA, 1985, p. 95, Fig. 8), e. g. in the Marmarosh Klippen belt at the localities Bolshaya and Malaya Ugolka. Andesite-basalts and related tuffs in the Marmarosh zone were also noted by L. G. TKACHUK et al. (1977, p. 14) in Kamenný potok valley. At the Čierna-hora / Dukla-zone boundary there are outcrops of effusives and related pyroclastic rocks in the Teresva and Čierny Čeremoš basins. Found xenoliths indicate their Upper Jurassic - Valanginian age. Upper Aptian to Albian ammonites, however, were found in tuffs near Vypchinka brook. This volcanic formation attains its maximum thickness near Trostenec (L. G. TKACHUK et al., 1977, p. 15).

The location of all above-mentioned volcanic occurrences is given by M. G. LOMIZE (1966, Fig. 1). Their abundance is associated with a deep-seated fault - the principal East Carpathian ophiolite suture which probably is a continuation of the West Carpathian Peripieniny lineament.

Eastern Slovakian segment - PKB. 1. Extremely fine-dispersed pyroclastic material was noted by us in Lower Berriasian limestones with *Crassicollaria* and *Calpionella alpina* exposed on klippe Pusté Pole - 14 (fragments up to 0.15 mm) and Kyjov - Pusté Pole, sample 19 (up to 0.13 mm). We derive the origin of the

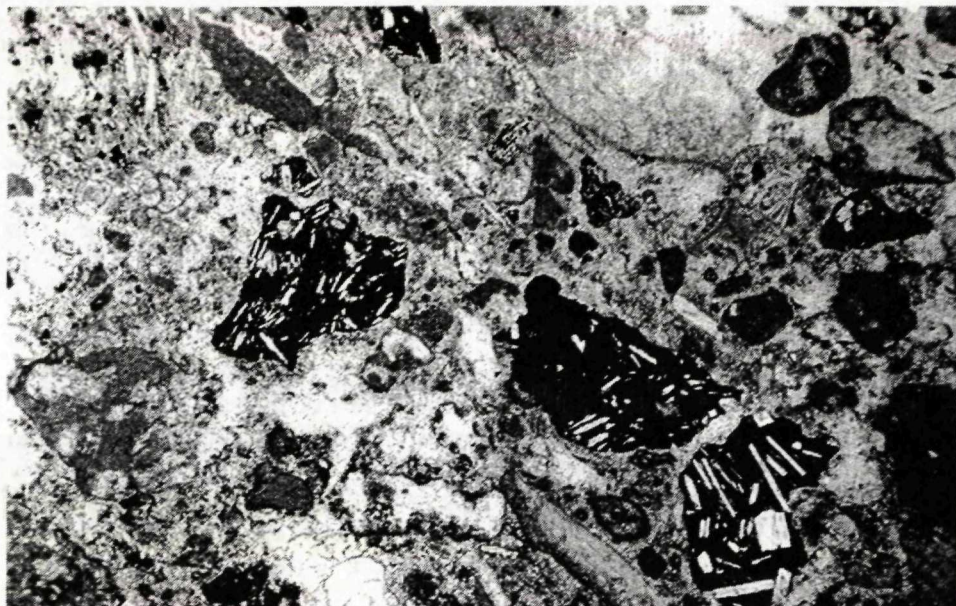


Fig. 3 Fragments of basic volcanics forming pyroclastic admixture in Lower Berriasian pelagic limestone with *Calpionella alpina*. A pebble from the Proč Conglomerates of PKB Paleocene, Prosačov-k, magn. 48x.

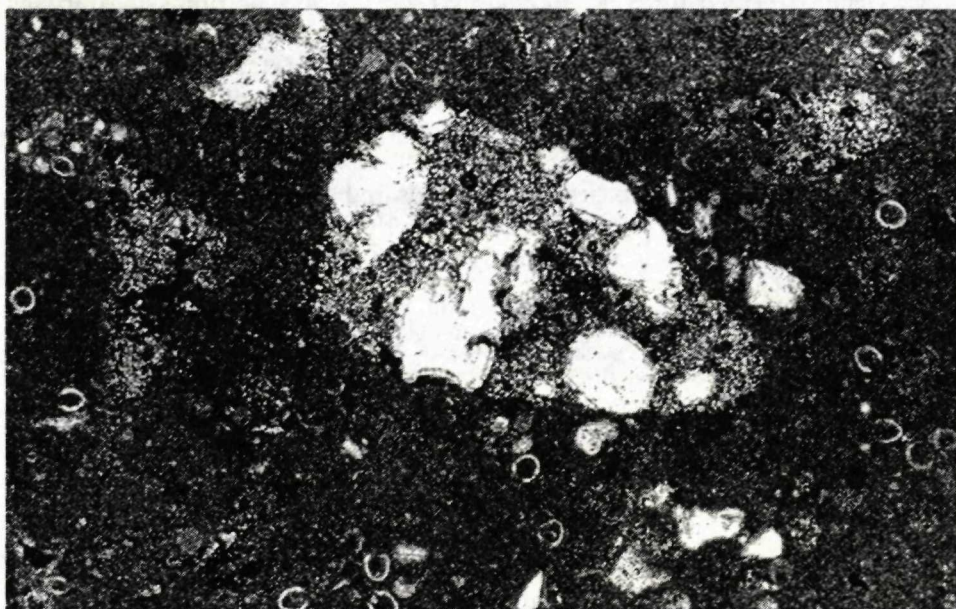


Fig. 4 Fragments of synchronous volcanics in Barremian - Aptian near-bioherm limestone. A pebble from the Proč Conglomerates of the PKB Paleocene, Beňatina-II-91, magn. 48x.

pyroclastic material from the above-mentioned volcanic centres in the Ukrainian territory.

2. Volcanic activity of this period is also reflected by the presence of pyroclastic admixture (fragments up to 0.5 cm) in pebbles of Lower Berriasian limestone with *Calpionella alpina* from the Proč Conglomerates of the PKB Paleogene at the locality Prosačov-k (Fig. 2) The volcanism was particularly intensive during the Upper Berriasian, which is proved by the fact that three out of five pebbles with *Calpionellopsis simplex* (Beňatina-II-69, Proč-II-r, Inovce-28, M. Mišík et al., 1991b, p. 58–59) contained pyroclastic admixture.

Adjacent zones: In the Eocene Strihovce Conglomerates in the adjacent Krynica subzone of the Magura Flysch Belt, we have also found a pebble of Lower Valanginian limestone with *Calpionellites darderi* containing pyroclastic admixture which, however, was very fine-grained - some 0.10 mm, at the locality Majdanské 13 (M. Mišík et al., 1991a, p. 29, 50).

In the Vysoké Tatry (High Tatras) zone adjacent to PKB from the internal side there occur Berriasian limburgites (and picrobasalts or hyalobasanites) near Mt. Osobitá in the Západné Tatry Mts. (a belt about 3 km long). They are likely to continue eastward under the Levočské vrchy Central-Carpathian Paleogene where, at the locality Poloma, a pebble of Berriasian limestone with *Calpionella alpina* and pyroclastic admixture was noted (M. Mišík in R. MARSCHALCO et al., 1976, p. 71, Tab. XXVIII, Fig. 4, 5).

Barremian - Aptian

Eastern Slovakia segment of PKB. Volcanic admixture was only exceptionally noted in Urgonian Limestone pebbles with *Palorbitolina lenticularis* from the Paleocene Proč Conglomerates - in one case in Inovce-20 and in the other case in Beňatina-III-15 in near-bioherm facies (Fig. 4) in the form of volcanic fragments and crystalloclasts up to 0.7 mm large (M. Mišík et al., 1991a, p. 59).

Western Slovakia segment of PKB. Feldspar and beta-quartz crystalloclasts were exceptionally observed in Upper Barremian - Lower Aptian pebbles of the Cretaceous "Upohlav" Conglomerates - in only two pebbles from a total of 129 (Kotrčina Lúčka-d, Trstená-b), which suggests erosion of unconsolidated pyroclastic deposits (M. Mišík and M. SÝKORA, 1981, p. 62).

Adjacent zones. Berriasian - Albian occurrences in the Central Carpathians will be summarized. Unlike the West Carpathian segment of PKB (Czechoslovakia, Poland, with the only occurrence of Albian age which is described below), the internal units host abundant small volcanic bodies of this age. These occurrences were first summed up by V. ZORKOVSKÝ (1949) and later described in a monography by D. HOVORKA and J. SPIŠIAK (1988). The further data are provided by J. FOJTÍK (1989) and J. SPIŠIAK et al. (1991). The spatial distribution of these volcanics is shown in Fig. 2.

A number of such occurrences were noted in the front parts (i. e. predominantly near the northern margin) of the Križna nappe in the Nízke Tatry Mts. (Štiavnička - Ludrová area), Veľká Fatra Mts. (Krpelany, Nolčovo, Sklabiňa areas), exceptionally in the Chočské vrchy Mts. (Čebraď near Ružomberok). A few occurrences lie in the malá Fatra Mts. (Polom - Varín), but mainly in the Strážovské vrchy Mts. (Zliechov - Poruba area) including the Manín unit s. s. (Podmanín - Praznov) and s. l. (Dobrá - Trenčín), exceptionally in the Inovce (Beckov) and Malé Karpaty Mts. (Lošonec).

Volcanic occurrences of this age in the Tatricum are rare and comprise those in the Malé Karpaty (Vývrat - Aptian), they penetrate also into crystalline rocks in Čajla valley (Albian isotopic age), in the Nízke Tatry (dykes penetrating the Dúmbier crystalline - in Bystrá valley and near of Dúbrava are probably of this age) as well as the above-mentioned 3-km long belt of Berriasian hyalobasanites (limburgites) in the Západné Tatry (Mt. Osobitá and Bobrovecká dolina valley).

There are dozens of small occurrences represented by extrusions-intrusions of basic magma into Lower Cretaceous pelagic carbonate sediments. Some of them are denuded supply channels - dykes cutting mostly Triassic carbonate rocks. The basic rocks are undifferentiated intrabasinal basalts ascending through extension fissures in a thinned crust. A different rock type - picrites was ascertained by drilling in the southern part of the Křížna nappe and possibly also in the Choč nappe near Banská Bystrica. The picrites here are interpreted by D. HOVORKA and J. SPIŠIAK (1988) as rapid intrusions of an upper mantle melt.

Albian

Western Slovakia segment of PKB. In the Drietoma - Bošáca succession, which is regarded as part of the Křížna or Manín nappe folded into the Klippen Belt, there is an occurrence near Bošáca (A. KULLMANOVÁ and J. VOZÁR, 1980, D. HOVORKA and J. SPIŠIAK, 1988, p. 92-95). K. BORZA et al. (1980) assigned these occurrence into the Manín succession. It is composed of hyaloclastites of alkali-basalt composition, and microfauna identified in the surrounding rocks attests to their Albian age.

Adjacent zones. The above-described occurrences of basic volcanics in the Central Carpathian Lower Cretaceous sediments (Fig. 2) have mostly been assigned into the Albian.

In Lainzer Tiergarten and near St. Veit on the outskirts of Vienna there occur picrites amidst red Albian shales (S. PREY, 1975, p. 59, Fig. 1). A. TOLLMANN (1972, 1985), largely after R. JANOSCHEK et al. (1956), mentions about 30 occurrences of Albian as well as Cenomanian - Turonian picrites (including dykes) and related tuffs in this area. Five drillholes in the Austrian part of the Vienna Basin intersected picrites.

In the Czechoslovak part of the basin, the drillhole near Gbely revealed picrites (F. SLAVÍK, 1930, E. BENEŠOVÁ, 1957) which metamorphose surrounding Albian rocks (equivalent to the Buntmergelserie). The latter author assumes that these rocks are upper parts of the Hluk beds of the Magura Flysch Biele Karpaty unit. A. MATĚJKA (in T. BUDAY et al., 1963, *Vysvetlivky k listu Gottwaldov*, p. 135) mentioned the picrite also from the drillhole near Kúty.

The Lainzer Tiergarten - St. Veit Klippen Belt is no longer considered a PKB continuation. In fact it is a Mesozoic substratum of the Kahlenberg nappe equivalent to the Biele Karpaty unit (convincing evidence is given by S. PREY, 1975). The picrites are thus confined to the Albian formation of the Flysch Belt innermost subzone.

Picrites and teschenites are abundant in the much more external Silesian nappe. These rocks are stratigraphically older (largely Barremian, partly also Aptian according to a later synthesis by B. ŠMÍD in E. MENČÍK, 1983).

The question of the Jurassic - Lower Cretaceous age of acid and basic volcanic pebbles in the "Upohlav" and Proč Conglomerates

Petrographic descriptions of volcanic pebbles are given by M. ŠÍMOVÁ (1985), J. BIRKENMAJER and A. SKUPIŇSKI (1989) as well as K. BIRKENMAJER and T. WIESER (1990). Isotopic dating indicates their Jurassic - Cretaceous age. Eight samples of acid volcanic rocks (M. RYBÁR and J. KANTOR, 1978, M. MIŠÍK and M. SÝKORA, 1981, p. 61) are 121 - 138 m. y. old (i. e. Tithonian - Valanginian according to Odin's, 1982, time scale or Valanginian - Barremian according to scale introduced by HARLAND et al., 1981). Isotopic dating of albitophyry from Ukrainian territory showed its Cretaceous age (V. G. ČERNOV, 1973). Seven samples of basic volcanics (also M. RYBÁR and J. KANTOR, 1978) were found to be 124 - 179 m. y. old (Bajocian - Valanginian or Bajocian - Hauterivian). K. BIRKENMAJER and T. WIESER (1990, p. 49) noted that a block of basic volcanic rock had yielded the age of 140 m. y. Except for one sample, all pebbles were collected in the western tract of the Klippen Belt

where, however, with only a few exceptions of Barremian - Aptian limestones, no pyroclastic admixture was found in limestone pebbles of equal age. It means that synchronous volcanism cannot be proved in this way. In the eastern segment of the Klippen Belt, we have found such pyroclastic admixture in limestone pebbles (see preceding text). Here, however, Berriasian-Valanginian volcanic centres are clearly indicated by basic volcanics of this age exposed mainly in the adjacent zones.

It is noteworthy that no analysed volcanic rock from PKB pebbles was of Permian or older age, whereas the only analysed acid volcanic pebble (quartz porphyry) from Badenian conglomerates of the foredeep near Kojetín yielded Permian age (M. RYBÁR and J. KANTOR, 1978). The obtained results can hardly be invalidated by the fact that particularly the basic rocks contain abundant secondary minerals because they resulted from simultaneous autometamorphic alterations.

The absence of pyroclastic admixture in the strata within the klippen (Pieninicum) as well as in rocks present in pebbles in the western segment cannot be explained by the absence of explosive volcanism as the investigated samples also included ignimbrites and tuff pebbles. This controversy could have resulted from the fact that the pyroclastic admixture might have been present in clayey facies (incapable of providing pebbles) of supposed Upper Lias - Doggerian and/or Upper Aptian - Albian age.

We remind that Cretaceous conglomerate pebbles from PKB and adjacent internal zones are derived by nearly all authors from an exotic ridge (Pieniny cordillera or ANDRUSOV ridge formed by scales of various rock in subduction zone) subsequently uplifted. These exotic-ridge products were deposited near the southern margin of the PKB's basin of deposition, i. e. internally relative to the Kysuca and transient zones (for details see e. g. M. Mišík and R. MARSCHALCO, 1988). Volcanics make up a significant part of the conglomerate pebbles (they form about one-fifth of all pebbles, their relative shares are given by R. MARSCHALCO, 1986, Tab. 6) and are evenly distributed for over 200 km and therefore we might assume the existence of a volcanic arc of Upper Jurassic - Lower Cretaceous age in the area of the future exotic ridge. However, the question still remains unresolved.

Senonian

The West Carpathian segment of PKB. An intercalation of Campanian tuffites of intermediate composition was noted in the Pieniny succession of Poland by I. GUCWA and T. WIESER (1972) as well as J. MORGIEL and W. SIKORA (1974, p. 440). Rocks from Sromowce Niżne yielded isotopic ages of 65.3 ± 7 m. y. (T. WIESER, 1985, p. 32) corresponding to Maastrichtian.

Adjacent units. In the Magura unit, Turonian and Lower Senonian intermediate tuffites were noted by K. BIRKENMAJER and T. WIESER, 1956, the rocks here were formerly regarded as post-Maastrichtian and assigned into PKB (K. BIRKENMAJER and S. GEROCH, 1961, p. 210). A tuffite layer at the Coniacian / Santonian boundary of the Magura belt Rača unit was bored by Jarošov-1 drillhole (E. HANZLÍKOVÁ, 1976, p. 159).

In the Silesian unit, in the upper parts of the Godula beds in the Moravsko-sliezske Beskydy Mts., Z. ROTH (1969) mentioned a Lower Senonian tuffite layer of great stratigraphic importance. M. ELIAŠ (1970) noted tuffite intercalations in the Godula beds s. s. and Istebné beds (Senonian), and derived their origin from submarine volcanism in the vicinity of the Silesian cordillera.

In the Cretaceous of the platform cover of Poland, numerous bentonitized occurrences predominantly of Lower Campanian, exceptionally Upper Campanian and Maastrichtian tuffites, were noted by RUTKOWSKI (in S. SOKOŁOWSKI, 1973, p. 647). The pyroclastic material presumably originated from the "Outer Carpathian geosyncline" where such pyroclastic intercalations are abundant.

East Carpathian segment of PKB. In Ukrainian territory there are pyroclastic intercalations, agglomerates and fairly small lava flows from submarine effusions of potassic diabbases accompanied by the Púchov Marls and Lower Cretaceous limestones exposed in test pits near the village of Drahovo (E. LAZARENKO, 1960, L. G. TKAČUK et al., 1977, p. 17). Some authors consider them as Lower Cretaceous, equivalent to the Bolshoy Kamenec occurrence, but, on the other hand, their Senonian or post-Senonian age cannot be excluded, if they really cut the Púchov Marls.

Adjacent zones. The Dukla but mainly Čierna hora units contain Turonian - Coniacian andesite crystalloclastic tuffs as much as 1.5 m thick (L. G. TKAČUK et al., 1977, p. 16).

Tertiary volcanics

Paleogene

West Carpathian segment of PKB. No pyroclastic admixture is known in Paleogene formations of this area.

Adjacent units. In the Krynica subzone of the Magura belt, tuffites intercalated in Upper Eocene variegated shales yielded isotopic ages of some 40 m. y. (OSZCYPKO et al., in K. BIRKENMAJER, 1985, p. 176). Bentonitic intercalations formed by the decomposition of tuffites in the Krynica zone are described by B. LEŠKO et al. (1959, p. 32). Oligocene tuffites in the Magura unit are noted by W. SIKORA and T. WIESER (1961). In synthetic table, T. WIESER (1985, p. 30) distinguished eight pyroclastic layers (no. 21-28) in the Flysch Belt Paleogene formations and applied zircon typology for their correlation.

In the adjacent Central Carpathian area of Orava, two intercalations of Priabonian tuffaceous sandstones probably related to dacite volcanism were described by P. GROSS (1986). As far as the Polish territory is concerned, the Paleogene Podhale formations, namely the Chocholov beds, contain 17 tuffite occurrences (A. MICHALIK and T. WIESER, 1959). G. PIENKOWSKI et al. (1986, Fig. 6B) illustrated a total of 9 layers in a map.

East Carpathian segment of PKB. Paleogene formations of the so called interreef flysch contain tuffobreccias some 30 m thick (Alexandrov horizon) in the Terebla basin (L. G. TKAČUK et al., 1977, p. 17-18).

Adjacent units. In the Magura unit (Tura basin) and Marmarosh Klippen Belt (Rika basin) there occur thin intercalations of Paleogene and Eocene tuffites. Upper Eocene tuffites were noted in the Magura, Dukla and Silesian units as well as in drillholes in the Transcarpathian basin. The Oligocene formations here host abundant fine ash rhyolite tuffites (as many as four horizons in the Menilite Formation). Their volcanic centres were allegedly situated on the NE periphery of the Klippen Belt (for more details see L.G. TKAČUK et al., 1977). Paleogene tuffite layers are plentiful also in the Flysch Belt of Rumania. The volcanic centres of this Paleogene volcanism are unknown but they are likely to have been situated on exotic ridges of the Flysch Belt sedimentary area.

Neogene

Neogene volcanics rarely occur in the western Slovakian segment of PKB (Fig. 1), but are fairly abundant in the central (Polish) and very abundant in the eastern tract where they make up the Vihorlat-Gutin andesite mountains.

Western Slovakia segment of PKB. 1. Drillhole C-104 near Horné Srnie intersected an andesite dyke cutting across Neocomian marls (E. JABLONSKÝ and M. SÝKORA, 1979). The andesite contains zonal plagioclase phenocrysts and yielded isotopic ages 12 m. y., i. e. Sarmatian (J. KANTOR et al., 1984). This occurrence lies about 20 km away from a dyke swarm of Neogene volcanics (andesites with exceptional basalt) cutting across the Magura unit Flysch Belt in the Bojkovice - Bánov - Luhačovice area.

2. An occurrence of volcanic pipe breccia (and a subsurface sill) of andesite composition cutting the Senonian Púchov Marls has long been known south of Streženie near the village of Štepnica (D. ANDRUSOV - V. ZOUBEK, 1929).

3. A volcanic breccia occurrence SW of Mikušovce was described by V. ZORKOVSKÝ (1949, p. 31, Fig. 11). The rock here is termed augitite. This author, however, also applied the same term to designate the above-mentioned andesite rock near Streženie whose common signs include hexagonal biotite flakes and columnar apatite.

4. Another small occurrence of an analogous rock with biotite and columnar apatite was found by us W of the community U Belanských (S of Turá Lúka). According to Prof. RNDr. D. HOVORKA, DrSc., it is an intermediate neovolcanic rock like that near Streženie.

The age of the volcanic rocks from localities no. 2-4 has not been verified by isotopic analyses. These rocks mostly cut the Senonian Púchov Marls and therefore are regarded as Neogene. Nevertheless, their Paleogene age cannot be ruled out.

PKB in Poland. Three mutually closely situated swarms of neovolcanic dykes occur in PKB and the adjacent stretch of the Flysch Belt: N of Czorsztyn, between Kroscienko and Szczawnica, and SW of Jaworki (K. BIRKENMAJER, 1984, 1985, Fig. 2). Only in the latter site cut the dykes across PKB rocks, namely the Laramian Grajcarek Group (K. BIRKENMAJER, 1985). The only basalt, mentioned by earlier works in the natural reserve Biała Woda (K. BIRKENMAJER, 1958, vol. IV., p. 53), which had formerly been regarded as a Tertiary intrusion - volcanic pipe, later turned out to be an exotic olistolith in the Jarmut Conglomerates as isotopic dating revealed its age of 140 m. y. (K. BIRKENMAJER and T. WIESER, 1990, p. 58).

Birkenmajer distinguishes older-stage andesites which are probably Karpatian near Kroscienko and Jaworki, and may be Lower Badenian W of Czorsztyn as is suggested by paleomagnetic measurements (K. BIRKENMAJER and A. E. M. NAIRN, 1968). According to the above-mentioned author, the older andesites were bound to longitudinal dislocations formed as a result of right-hand rotation, i. e. strike-slip

faults during late orogenic stages of the Styrian strain phase. These dykes and sills of older andesites were disrupted by oblique dislocations (shear).

Andesite dykes of the younger stage are exceptional (Mt. Wzar). They are post-tectonic, associated with oblique (transversal) faults and are not disrupted by dislocations. Only these younger andesites have been reliably isotopically investigated yielding the age of 12.6 m. y., i. e. Sarmatian (K. BIRKENMAJER et al., 1987). This author notes that the so called andesite line is diagonal relative to PKB and represents a continuation of the Odra fault (K. BIRKENMAJER et al., 1987, Fig. 5). He does not explain the controversial right-hand displacement along the Pieniny andesite line and left-hand displacements near both PKB margins. Almost all authors now accept left-hand rotation of the Outer Carpathians relative to the Central Carpathians (results of IGCP Project no. 197). According to K. BIRKENMAJER, the Pieniny andesite line was formed as a result of rupture and local rotation of the down-buckled North European Plate.

A few interesting attempts aimed at explaining the origin of these volcanics took place in the past. R. NEY (1975) derived them from a vertical subduction zone of the Klippen Belt. M. KSIĄŻKIEWICZ (1977) proposed a highly improbable theory according to which oceanic crust in the Mecsek area flatly subducted from the north beneath the Central Carpathians (i. e. in the opposite direction as is assumed by other authors), and partial melting of this subducted plate allegedly created the Pieniny andesites.

Half-a-meter thick bentonite layer of Upper Sarmatian or Pannonian age in the Slovak part of the Orava - Nowy Targ Basin near Bobrov (F. BELEŠ, 1974) might be derived from a volcanic source in Pieniny. The above author notes that the bentonite has its chemical composition similar to that of bentonite near Hrochof which was formed by the decomposition of andesite tuffs. Its age corresponds to that of the Pieniny younger andesites. Another datum from the Polish part of this basin concerns a layer of Sarmatian bentonitized rhyolite tuff (with beta-quartz crystalloclasts) 1 to 2 m thick (W. SIKORA and T. WIESER, 1974). The two authors assume that the layer was deposited from an eruptive cloud coming from the Central Slovakian neovolcanic mountains. Such a great thickness of tuff deposited at least 100-120 km away from the volcanic centres would be surprising. The famous 1912 Mt. Katmai explosion gave rise to an ash layer only 30 cm thick in the distance of 150 km. Trachybasalt-basanite tuff at Staré Bystré is also derived by T. WIESER (1985, p. 36) from the central Slovakian volcanic centres. This only representative of final volcanism yielded the isotopic age of $8,7 \pm 0,6$ m. y.

In the Neogene Foredeep and Vienna Basin, J. KRYSZEK (1959) noted intercalations of rhyolite and/or rhyodacite tuffites in at least five stratigraphic horizons but he did not mention their thicknesses. They allegedly originated from centres in the Kremnické vrchy Mts.

Eastern segment of PKB. A single dyke of biotite-pigeonite andesite cutting the Klippen Belt near Haligovce was described by A. MATĚJKA and F. FIALA (1964).

The occurrence lies approximately 17 km away from the nearest neovolcanics in the Slanské pohorie Mts.

The Vihorlat - Popričný and Gutin Mts. are places where the Klippen Belt is massively disrupted and covered by Neogene andesites. The volcanic activity in the Vihorlat started and essentially also ended in the Sarmatian. The Gutin volcanics are partly Pannonian but largely as late as Pliocene in age (M. KALIČIAK and L. POSPIŠIL, 1990, p. 12). If the horizontal displacement (rotation) of the Central West Carpathians relative to the Outer Carpathians continued until the present-day, the "disruption" of the Vihorlat volcanics and sedimentary filling of the Orava - Nowy Targ Basin would be visible on satellite images. The fact that the Vihorlat and Gutin Mts. lie parallel to PKB shows that their lavas ascended along a discontinuity - a division separating the Carpathian external units from internal ones.

Spatial and temporal relationship between the neovolcanics and PKB. Badenian andesites buried S and SE of Bratislava lie about 80 km away from PKB (Fig. 5). A single swarm of andesite dykes near Luhačovice is even external relative to PKB, and small occurrences near Horné Slnie, Streženice are located directly within PKB. The margins of Vtáčnik andesites lie some 50 km away from PKB, whereas those of the Kremnické vrchy are some 45 km, Poľana 55 km and Fabova hoľa are

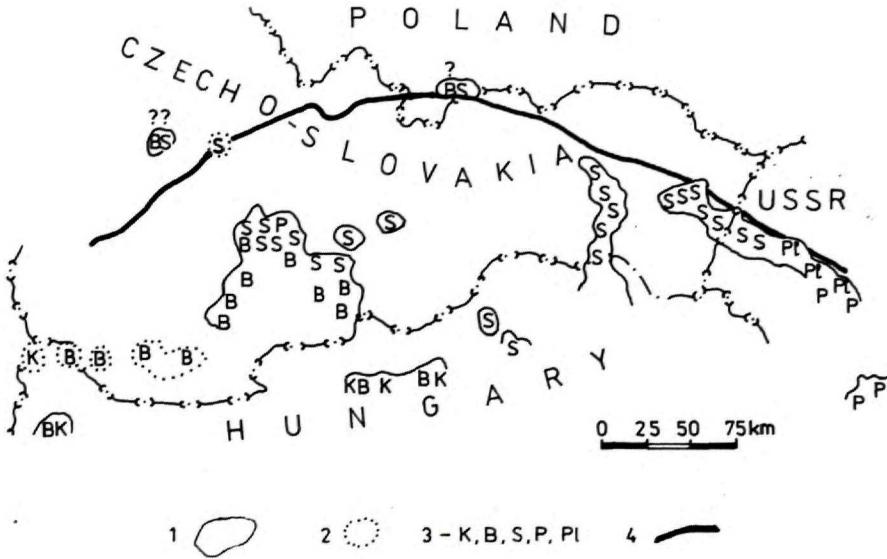


Fig. 5 Spatial and temporal distribution of neovolcanics relative to the Pieniny Klippen Belt after M. KALIČIAK and L. POSPIŠIL, 1990, modified
 1 - neovolcanics exposed on the surface (including dyke swarms), 2 - neovolcanics at depth (intersected by drilling, contours indicated by geophysical survey), 3 - Karpatian, Badenian, Sarmatian, Pannonian, Pliocene, 4 - extent of the Pieniny Klippen Belt.

60 km away from PKB (in this radius, however, andesite dykes of Pieniny are directly in PKB). After a break, the next nearest volcanics are as much as 90 - 100 km away - north of Miskolc (but an andesite dyke directly cuts PKB rocks near Haligovce), and then there is only a 5-km distance separating PKB from the last tips of the Slanské vrchy andesites. The Vihorlat and Gutin andesites cover a part of the Klippen Belt. The spatial distribution of the neovolcanics therefore does not suggest their link with a united subduction front of the Outer Carpathians beneath the Central Carpathians.

It has been noted long ago that the flysch belt in the Alps is much smaller than that in the Carpathians and, unlike the Carpathians, the Alps lack neovolcanic mountains (small volumes of neovolcanic rocks occur in Styria, i. e. in a radius within which the Rhine-Danube flysch begins in the Eastern Alps whose direct continuation is represented by the Carpathian Flysch Belt). Both these facts were put together to make conclusions particularly after the lithospheric plates theory had been worked out (a summary of these opinions is given by M. KALIČIAK and L. POSPÍŠIL, 1990). Since the Oligocene, the Flysch Belt and PKB were being subducted beneath the Central West Carpathians, and melting of the margin of this deeply plunged plate produced neovolcanic lavas.

The most distal areas of volcanic mountains in Hungary are Karpatian to Badenian in age. They are situated 300 - 400 km away from PKB, which means that the subducting front advanced more than 400 km in 13 m. y. giving an average subduction rate of 3 cm/year. However, exceptional neovolcanics of Karpatian age occur much closer - between Bratislava and Vienna (Orth drillhole) and near Prešov.

It is known that the age of the volcanic rocks decreases from the west towards the east (buried volcanics east of Bratislava and volcanics in the Vtáčnik are Badenian in age, volcanics in the Kremnické vrchy, Poľana, Fabova hoľa, Slanské pohorie, Vihorlat are Sarmatian and those of the Gutin Mts. are of Pliocene age). This corresponds with the constantly younger age of the Flysch Belt overthrusting onto the Foredeep (Badenian in Moravia, Sarmatian in Poland, Pannonian in Ukraine and Rumania). Both these phenomena coincide in some way indicating that subduction may have played a role in the origin of the volcanic rocks.

The temporal and spatial distribution of the neovolcanics, however, has no link with the course of PKB (Fig. 5) and so an alternative explanation by a mantle diapir under the Pannonian Basin seems more acceptable. Some evidence contradicting the assumption that the Carpathian neovolcanics represent a subduction-generated volcanic arc was given by J. LEXA and V. KONEČNÝ as early as in 1979. At best it is possible to speculate on synergetic effect of both these phenomena, the decisive role, however, being played by the mantle diapir.

The swarm of Miocene andesites cutting the Flysch Belt near Luhačovice and mainly small andesite occurrences in PKB (e. g. near Horné Srieň) as well as small occurrences of Lower Cretaceous basic volcanics located very far away from one

another might be explained by the coincidence of faults and formation of "thermal traps" due to differences in thermal conductivity of different rock types.

Translated by L. Böhmer

References

- ANDRUSOV, D., 1945: Geological investigation of the Inner Klippen Belt in the West Carpathians, Part IV-V. - *Práce Št. geol. Úst.*, 13, Bratislava, 1-176.
- ANDRUSOV, D. - ZOUBEK, V., 1929: Occurrence of the augite breccia near Štepnica West of Púchov in the Klippen Belt of Váh valley. - *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ.*, 5, Praha, 183-189.
- BELEŠ, F., 1974: Occurrence of the bentonite in Orava. - *Miner. slov.*, 6, 2, Bratislava, 156-157.
- BENEŠOVÁ, E., 1957: Substratum of the Neogene in the borehole H-6 near Gbely. - *Zpr. geol. Výz. v r. 1955*, Praha, 15-16.
- BIRKENMAJER, K., 1958: Geological guide through the Pieniny Klippen Belt. Vol. I-IV. - *Wydaw. geol.*, Warszawa, 135+72+88+55.
- BIRKENMAJER, K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. - *Stud. geol. pol.*, 45, Warszawa, 1-158.
- BIRKENMAJER, K., 1984: Interrelation of Neogene tectonics and volcanism in the Pieniny Klippen Belt of Poland. - *Acta geod. geophys. montan.*, 19, Budapest, 1-2, 37-48.
- BIRKENMAJER, K. (ed.), 1985a: Main Geotraverse of the Polish Carpathians (Cracow-Zakopane). Guide to excursion 2, Carpatho-Balkan Geol. Assoc. XIII Congress, Cracow, Poland. - *Wydaw. geol.*, Warszawa, 1-188.
- BIRKENMAJER, K., 1985b: Major strike-slip faults of the Pieniny Klippen Belt and the Tertiary rotation of the Carpathians. - *Publ. Inst. Geophys.*, Ser. A-16, 175, Warszawa, 101-115.
- BIRKENMAJER, K., 1986: Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. - *Stud. geol. pol.*, 88, 6, Warszawa, 7-32.
- BIRKENMAJER, K. - DELITALA, M. C. - NICOLETTI, M. - PETRUCCIANI, C., 1987: K-Ar dating of andesite intrusions (Miocene), Pieniny Klippen Belt, Carpathians. - *Bull. pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 35, 1, Warszawa, 11-19.
- BIRKENMAJER, K. - GEROCH, S., 1961: On the age of variegated beds (shales) in the Pieniny Klippen Belt. - *Bull. pol. Acad. Sci. géol. géogr.*, 9, 4, Warszawa, 231-238.
- BIRKENMAJER, K. - NAIRN, A. E. M., 1968: Paleomagnetic studies of Polish rocks. III. Neogene igneous rocks of the Pieniny Mountains, Carpathians. - *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 38, 4, Kraków, 475-489.
- BIRKENMAJER, K. - SKUPIŃSKI, A., 1989: On some volcanic and plutonic rock fragments from the Upper Cretaceous of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. - *Stud. geol. pol.*, 92, 9, Wrocław, 69-78.
- BIRKENMAJER, K. - WIESER, T., 1956: Tuffites from variegated beds of the Pieniny Klippen Belt mantle, Central Carpathians. - *Acta geol. pol.*, 6, Warszawa, 1-14.
- BIRKENMAJER, K. - WIESER, T., 1990: Exotic rock fragments from Upper Cretaceous deposits near Jaworki, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. - *Stud. geol. pol.*, 97, 9, Wrocław, 7-67.
- BOMBIȚA, G. - POP, G., 1991: Mesozoic formations from Poiana Botizii, Pieniny Klippen Belt of Romania. - *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 42, 3, Bratislava 139-146.
- BOMBIȚA, G. - SAVU, H., 1985: Sur les roches volcanique associées aux klippen piénines de Poiana Botizii (Maramouresh Romaine). - *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 56, Wrocław, 337-348.
- BORZA, K. - KOHLER, E. - BEGAN, A. - SAMUEL, O., 1980: Occurrence of the Belá Group west of Bošáca. - *Geol. Práce, Spr., Geol. Úst. D. Štúra*, 74, Bratislava, 57-63.
- ČERNOV, V. G., 1973: Paleogene conglomerates in the Pieniny Klippen Zone of the Soviet Carpathians and their paleogeographical importance. - *Sov. Geol.*, 5, Moskva, 144-152.
- ELIAŠ, M., 1970: Lithology and sedimentology of Silesian unit in Moravian-Silesian Beskydy Mts. - *Sbor. geol. Věd., Geol.*, Praha, 7-99.
- FOJTIK, I., 1989: New findings of basic volcanite bodies in the Krížna nappe in NW part of the Vefká Fatra Mts. - *Spr. geol. Výsk. Region. Geol. Západ. Karpát* 25, *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava, 103-108.
- GROSS, P., 1986: Tuffite sandstone in Inner Carpathian Paleogene of Orava. - *Geol. Práce, Spr.* 84, *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava, 157-164.
- GUCWA, I. - WIESER, T., 1972: About volcano-clastic rocks in the surrounding of Sromowce Niżne (Pieniny Klippen Belt). - *Kwart. geol. Warszawa*, 490-491.
- HANZLIKOVÁ, E., 1976: Stratigraphy of the Cretaceous and Paleogene flysch in the borehole Jarošov-I. - *Věst. Ústř. Úst. geol.* 51, Praha, 153-162.
- HOVORKA, D. - SMIŠIAK J., 1988: Mesozoic volcanism of the Western Carpathians. - *Veda, vyd. Slov. Akad. Vied*, Bratislava, 1-224.
- JABLONSKÝ, E. - SÝKORA, M., 1979: Occurrence of volcanic rocks in the Kysuca succession of the Klippen Belt. - *Miner. slov.* 11, 2, Bratislava, 187-188.

- JANOSCHEK, R. - KÜPPER, H. - ZIRKL, E. J., 1956: Beiträge zur Geologie des Klippenbereiches bei Wien. - Mitt. Geol. Gesell. Wien, 47.
- KALIČIAK, M. - POSPIŠIL, L., 1990: Neogene magmatism in Transcarpathian depression: geological and geophysical evaluation. - Miner. slov. 22, 6, Bratislava 481-498.
- KANTOR, J. - REPČOK, I. - ĐURKOVIČOVÁ, J. - ELIAŠOVÁ, K. - WIEGNEROVÁ, A., 1984: Radiometric data from some areas of the Western Carpathians. - Manuscript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KRYSTEK, I., 1959: Petrography of tuffitic rocks from the Vienna basin. - Geol. Práce, Zpr. 54, Bratislava, 127-144.
- KSIAŻKIEWICZ, M., 1977: Hypothesis of plate tectonics and the origin of Carpathians. - Ann. Soc. géol. Pol. 47, 3, Kraków, 329-353.
- KULLMANOVÁ, A. - VOZÁR, J., 1980: Hyaloclastic lava in marly sequence of Lower Albian age in the middle Váh valley, Western Slovakia. Miner. slov., 12, 1, Bratislava, 53-62.
- LAZARENKO, E. K. - LAZARENKO, E. A. - BARYŠNIKOV, E. K. - MALYGINA, O. A., 1963: Mineralogy of Transcarpathian region. - Izd. Lvov. Univ., Lvov, 1-614.
- LEŠKO, B. - ĐURKOVIČ, T. - ČIČEL, B., 1959: Traces of Paleogene volcanism of Eastern Slovakia. Geol. Práce, Zpr., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 16, 131-142.
- LEXA, J. - KONEČNÝ, V., 1979: Relationship of the Carpathian volcanic arc to the geodynamic evolution of the Pannonian basin. In V. BABUŠKA and J. PLANČÁR (ed.): Geodynamic investigation in Czechoslovakia. - Veda, vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 231-235.
- LOMIZE, M. G., 1966: About the volcanic activity in the geosyncline of the Flysch Carpathians. - Dokl. Akad. Nauk SSSR, 170, 1, Moskva.
- LOMIZE, M. G., 1968: Upper Cretaceous volcanism in the Eastern Carpathians. - Vest. Mosk. Univ. 6, Moskva, 42-58.
- MARSCHALCO, R., 1986: Evolution and geotectonic significance of the Klippen Belt Cretaceous Flysch in the Carpathian megastructure. Veda, vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1-137.
- MARSCHALCO, R. - MIŠÍK, M. - KAMENICKÝ, L., 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktionen ihrer Ursprungszonen (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei). - Západ. Karpaty, Sér. Geol., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7-124.
- MATĚJKA, A., 1930: Some remarks on the Inner Klippen Belt near Novoselica, Transcarpathian Ukraina. - Věst. Stát. geol. Úst. 5, Praha, 353-358.
- MATĚJKA, A. - FIALA, F., 1964: Dyke of andesite with biotite and pigeonite in the Klippen Belt near Hanigovce. - Zpr. geol. Výzk. za r. 1963, Ústř. Úst. geol. Praha, 266-268.
- MICHALIK, A. - WIESER, T., 1959: Tuffites in the Podhale Flysch. - Kwart. geol. 3, 2, Warszawa, 378-389.
- MIŠÍK, M. - JABLONSKÝ, J. - OŽVOLDOVÁ, L. - HALÁSOVÁ, E., 1991: Distal turbidites with pyroclastic admixture in Malm radiolarites of the Pieniny Klippen Belt. - Geol. Zbor. Geol. carpath., Bratislava, 42.
- MIŠÍK, M. - MARSCHALCO, R., 1988: Exotic conglomerates in Flysch sequences: examples from the West Carpathians. In M. RAKÚS, J. DER COURT and A. E. M. NAIRN (ed.): Evolution of the Northern Margin of Tethys, vol. I. - Mém. Soc. géol. France 154, Paris, 95-113.
- MIŠÍK, M. - SÝKORA, M., 1981: Pieniny exotic ridge reconstructed from the pebbles of carbonate rocks in the Cretaceous conglomerates, Klippen Belt and Manín unit. - Západ. Karpaty, Sér. Geol. 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7-111.
- MIŠÍK, M. - SÝKORA, M. - JABLONSKÝ, J., 1991a: Strihovce conglomerates and the South-Magura exotic ridge (West Carpathians). - Západ. Karpaty, Sér. Geol. 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7-72.
- MIŠÍK, M. - SÝKORA, M. - MOČEK, R. - JABLONSKÝ, J., 1991b: Paleogene Proč conglomerates of the Klippen Belt in the West Carpathians, material from Neopieninic exotic ridge. - Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. 46, Bratislava, 9-101.
- MORGIEL, J. - SIKORA, W., 1974: Cenomanian facies in the surroundings of Sromowce Niżne (Pieniny Klippen Belt). - Kwart. geol. 18, 2, Warszawa, 439-440.
- NEY, R., 1975: Tectogenesis of the Carpathians in the light of new tectonics of the Earth's globe. - Publ. Inst. Geophys. 82, Warszawa, 95-110.
- ODIN, G. S., 1982: The Phanerozoic time scale revised. - Episodes, UNESCO, 3, 3-9.
- PIENKOWSKI, G. - WESTWALEWICZ-MOGIELSKA, E., 1986: Trace fossils from the Podhale Flysch Basin, Poland - an example of ecologically-based litho-correlation. - Lethaia 19, 1, Oslo, 53-65.
- PREY, S., 1975: Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens im Wien (Österreich). In M. Mahel (ed.): Tectonic problems of the Alpine system. - Veda, vyd. Slov. Akad. Vied., Bratislava, 57-68.
- ROTH, Z., 1969: Investigation of the fordeep substratum and western part of the Flysch Belt in Czechoslovakian Carpathians. - Věst. Ústř. Úst. geol. 44, 3, Praha, 163-164.
- RUTKOWSKI, J., 1973: Magmatism (Cretaceous). In S. Sokolowski (ed.): Budowa geologiczna Polski, T. I. Stratygrafia, cz. 2, Mezozoik. - Wydaw. geol., Warszawa, 644-647.
- RYBÁR, M. - KANTOR, J., 1978: Radiometric data from the West Carpathians; ages of eruptive rocks from Uphlav conglomerates, Klippen Belt (I). - Manuscript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SIKORA, W. - WIESER, T., 1974: Pyroclastic rocks in the Neogene of the Orava - Nowy Targ intramontane basin. - Kwart. geol. 18, 2, Warszawa, 441-443.
- SIKORA, W. - WIESER, T., 1979: Origin of the basic magmatic rocks in the Sokolica Radiolarite Formation (Pieniny Klippen Belt). - Kwart. geol. 23, 2, Warszawa, 495.

- SLAVÍK, F., 1930: Picrite in the substratum of oil-bearing Neogene near Gbely. - *Příroda* 23, 10, Praha, 371-373.
- SLAVIN, V. I., 1963: Triassic and Jurassic sediments of the Eastern Carpathians and Pannonian median massif. - *Gostoptechizdat*, Moskva.
- SOKOLOWSKI, S. (edit.), 1973: Budowa geologiczna Polski., T. I. Stratygrafia, cz. 2, Mezozoik., Wyd. Geol. (Warszawa), 1-806.
- SPIŠIAK, J. - ARVENŠIS, M. - LINKEŠOVÁ, M. - PITOŇÁK, P. - CAŇO, F., 1991: Basanite dyke in granitoids near Dúbrava, Nízke Tatry Mts., Central Slovakia. - *Miner. slov.* 23, 4, Bratislava, 339-345.
- ŠPITKOVSKAJA, S. M., 1985: Magmatism. In S. S. Kruglov et al. (ed.): *Geodinamika Karpat.* - Naukova Dumka, Kijev, 75-82.
- ŠIMOVÁ, M., 1985: Magmatic rocks of the Cretaceous conglomerates in the western part of the Klippen Belt and Manín unit. - *Západ. Karpaty, Sér. Min. Petrogr. Geoch. Metalogen.* 10, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 9-110.
- ŠMÍD, B. - MENČÍK, E., 1983: Těšinite volcanism of the silesian unit. In E. Menčík et al. (ed.): *Geology of the Moravsko-slezské Beskydy Mts. and Podbeskydská pahorkatina Upland.* - Ústř. Úst. geol., Academia Praha, 69-73.
- TKAČUK, L. G. - LOZYNJAK, P. JU. - REIFMAN, L. M. - ŠPITKOVSKAJA, S. M. - DANILOVIČ, JU. P., 1977: Piroklastičeskije porody karpatskogo regiona. In L. G. Tkačuk (ed.): *Ukrainian pyroclastic rocks.* - Naukova Dumka, Kijev, 4-69.
- TOLLMANN, A., 1972: Der karpatische Einfluss am Ostrand der Alpen. - *Mitt. Geol. Gesell.* 64, Wien, 173-208.
- TOLLMANN, A., 1985: *Geologie von Österreich.* Bd. 2. F. Deuticke, Wien, 1-710.
- WIESER, T., 1963: Nouveaux horizons de tufs dans les Carpates Polonaises et leur importance stratigraphique. - *Assoc. Géol. Carpat-Balk., V. Congr., 1961, Bucaresti*, 3.
- WIESER, T., 1985: The teschenite formation and other evidences of magmatic activity in the Polish Flysch Carpathians and their geotectonic and stratigraphic significance. In T. Wieser (edit.) „*Fundamental research in the western part of the Polish Carpathians*“. Guide to excursion I, Carp.-Balk. Geol. Assoc. XIII. Congress, Cracow, Poland. - *Wyd. Geol. Warszawa*, 23-36.
- ZORKOVSKÝ, V., 1949: The basic eruptives in the Mesozoic of western and central Slovakia. - *Práce Št. geol. Úst.*, 26, Bratislava, 1-44.

MILAN MIŠÍK

Pieninské bradlové pásmo vo vzťahu k mezozoickému a terciérenmu vulkanizmu

Resumé

V jurských a kriedových súvrstviach pieninského bradlového pásma (v ďalšom PBP) sú východy vulkanitov len v jeho východokarpatskom sektore (SNŠ, oblasť Boľšoj Kamenec). Ide o bázické a sčasti intermediárne vulkanity veku berias-valangin v plytkovodnej čorštynskej sukcesii. Súveká intenzívna vulkanická činnosť bola v externejších jednotkách (marmarošská zóna, magurská zóna pri Poiana Botizii, kde sú známe oxfordské bázické vulkanity). Jemnú vulkanickú prímes zo zdrojov v Karpatskej Ukrajine sme ojedinele zistili v spodnoberiaských vápencoch čorštynskej jednotky pri Kyjove (východné Slovensko), ako aj vo valúnoch vápencov z pročských zlepcov východoslovenského sektoru PBP: ojedinele v sinemúrsko-lotarinských, spodnoberiaských, hojne vo vrchnoberiaských a ojedinele v barémsko-aptských vápencoch.

V západoslovenskom sektore PBP bola pyroklastická prímes zistená len ojedinele, a to v súvrství oxfordských rádiolaritov pri Trstenej. Dopravená bola z kyslých vulkanitov Východných Álp od Salzburgu distálnymi turbiditnými prúdmi. Celkom ojedinele sa našla prímes z bázických vulkanitov vo valúnoch barémsko-aptských vápencov z upohlavských zlepcov kriedového veku. Kontrastuje to s hojnou valúnov kyslých a bázických vulkanitov, ktoré tvoria približne päťtinu materiálu týchto kriedových zlepcov (klapská, ale aj kysucká jednotka patriaca k PBP). Výsledkom rádiometrickej analýzy (doteraz 16) valúnov je vek jura - spodná krieda. Možno teda usudzovať o jestvovaní vulkanického oblúka v tomto období pri vnútornom (južnom) okraji budúceho PBP, a to v priestore pieninskej transformy (klapského oceánu). Významný spodnokriedový vulkanizmus Východných Karpát možno azda spájať so subdukciou kóry oceánskeho typu (meliatský oceán) pod okraj východoeurópskej platformy (severoeurópskeho kontinentu). Na rozdiel od početných drobných výskytov bázických vulkanitov v centrálnych Karpatoch (tatrikum, krížňanský príkrov, manínska sukcesia), je v PBP známy len jeden albský výskyt pri Bošáci (drietomská jednotka). V externejšej zóne Ybbsitz-Kieselkalkzone, ekvivalentnej bielokarpatskej podzóna, sú pri Viedni hojné žily albských pikritov.

Počas vrchnej jury a spodnej kriedy jestvoval teda na vonkajšej strane budúceho karpatského oblúka magurský trog s bázickými eruptívami, oddelený niekoľko kilometrov dlhou elevačnou čorštynskou zónou od ďalšieho, kysucko-pieninského trogu bez bázických eruptív. Ten bol na vnútornej strane lemovaný vulkanickým oblúkom generovaným z litosférickej subdukcie, jeho materiál sa zachoval v akrečnej prizme, ktorej časť bola vyzdvihovaná nad morskú hladinu v podobe pieninského exotického valu.

Zo senónskych súvrství sú známe vložky tufitov v Poľsku, SNŠ i v ČSFR, a to v PBP, ale najmä vo flyšovom pásme. Z flyšového pásma sú známe vložky tufitov (hlavne ryolitových, oligocénnych) z územia Poľska, východného Slovenska, SNŠ a Rumunska. V oboch prípadoch sa vulkanické centrá nachádzali vnútri flyšovej panvy.

Neogénne vulkanity v západoslovenskom sektore PBP sú nepatrne zastúpené (vrt Horné Slnie, komínové brekcie pri Streženiciach a Mikušovciach). V magurskej jednotke vystupuje roj andezitových žíl pri Luhačovicích, rozsiahle roje andezitových žíl sa nachádzajú v poľských Pieninách v magurskej jednotke, čiastočne zasahujú aj jednotku Grajarka v PBP. Andezity Vihorlatu a Gutinského pohoria prerážajú východný sektor PBP a sú viazané na plochu diskontinuity medzi externidami a internidami Karpát, na vnútorné zlomové obmedzenie PBP. Ak by predpokladaný horizontálny posun (favostranná rotácia) centrálnych Karpát voči vonkajším Karpatom pokračoval do súčasnosti, malo by byť viditeľné roztrhávanie Vihorlatu a sedimentačnej výplne oravsko-novotargskej panvy na družicových snímkach.

Priestorové a časové rozloženie neogénnych vulkanitov Západných Karpát neukazuje súvis s nejakým jednotným frontom subdukcie flyšového pásma a PBP pod centrálnu Karpaty. Subdukcia mohla mať iba lokálny synenergetický účinok pri generovaní neovulkanitov plášťovým diapírom.

Vysvetlivky k obrázkom

Obr. 1 Prejavy vulkanickej činnosti v pieninskom bradlovom pásme 1 - 3 neogén: 1 - andezitové prúdy a aglomeráty (Ng), 2 - dajky a vulkanické brekcie andezitov (Ng), 3 - andezitová dajka vo vrte (Ng), 4 - 9 krieda: 4 - tuftické vložky v senóne (kampáne) (S_c), 5 - východy bázických vulkanitov v bradlách (alb), 6 - valúny vápencov barému-aptu s pyroklastickou prímiesou (B-A), 7 - východy beriasových vulkanitov v bradlách (Ber), 8 - pyroklastická prímies vo vápencoch beriasu bradiel (Ber), 9 - valúny vápencov beriasu s pyroklastickou prímiesou, 10 - 12 jura: 10 - pyroklastická prímies v rádiolaritoch oxfordu v bradle (Oxf), 11 - valún oxfordského vápence s pyroklastickou prímiesou (Oxf), 12 - valún vápence sinemúru - doméru s pyroklastickou prímiesou (Si-Do)

Obr. 2 Výskyty bázických vulkanitov v spodnej kriede v centrálnych Západných Karpatoch 1 - tatrikum (v sedimentárnych horninách), 2 - tatrikum (v granitoch), 3 - valún v paleogénnych zlepenkoch pochádzajúci z tatrika, 4 - krížňanský príkrov, 5 - krížňanský príkrov (pikrity vo vrtoch), 6 - manínska jednotka, 7 - drietomská sukcesia (zavrásnená do pieninského bradlového pásma), 8 - chočský príkrov (pikrity vo vrtoch)

Obr. 3 Úlomky bázických vulkanitov - pyroklastická prímies v pelagickom vápenci spodného beriasu s *Calpionella alpina*. Valún z pročských zlepenčov paleocénu PBP, Prosačov-k, zväčš. 48x

Obr. 4 Úlomky synchronných vulkanitov v pribiohermnom vápenci barému - aptu. Valún z pročských zlepenčov paleocénu PBP, Beňatina-II-91, zväčš. 48x.

Obr. 5 Priestorové a časové rozmiestnenie neovulkanitov vzhľadom na pieninské pribradlové pásmo (podľa M. KALIČIAKA - L. POSPIŠILA, 1990, doplnené) 1 - neovulkanity na povrchu (vrátane žilných rojov), 2 - neovulkanity pod povrchom (zistené vrtmi, ohraničené geofyzikálne), 3 - karpat, báden, sarmat, panón, pliocén, 4 - pribeh pieninského bradlového pásma

LUBOMIL POSPÍŠIL - TIBOR BUDAY - OTO FUSÁN

Neotektonické pohyby v Západných Karpatech

(8 obr., angl. resumé)

Abstract. Young Alpine movements (Sarmatian - Quaternary) shaped the present-day form of the West Carpathian segment of the Alpine belt. Their detailed study resulted from the need to compile a suitable basis for a seismotectonic map.

All available geomorphological data (geological, geophysical, geodetic and geomorphological) were used for this purpose. Remote sensing provided us with verification and unification data. The article presents a specified model of the West Carpathian neotectonic blocks, model of recent lithosphere, basic classification, designations and kinematics of principal fault systems and delineates a few key problems concerning the West Carpathian tectogeny - equivocation and differences in the submitted interpretations of the West Carpathian structure: - diverse criteria for the West Carpathian tectonic models; - relationship between Young Alpine active faults and older systems.

Úvod

Účelem této práce je shrnout podklady pro sestavení tektonické mapy Západních Karpat, která zachycuje a dokumentuje geodynamický vývoj této části alpíd v jejím nejmladším období sarmat - kvartér a dokumentuje hlavní údaje a výsledky o těchto procesech, které poskytují geologické, geofyzikální a geodetická pozorování.

Obdobím neotektonických pohybů definujeme v tomto článku časový úsek (sarmat - kvartér), který následuje po posledních projevech vrásových a příkrovových pohybů. Tento časový úsek není však v Západních Karpatech (ostatně v žádném horstvu) současný po celém území větší jednotky. V Západních Karpatech vidíme, že v moravském úseku vyznívají pohyby v badenu, a proto zlomy aktivní v sarmatu můžeme tam zařadit již mezi projevy neotektoniky. Naopak na východě teprve probíhá vrásnění a hlavně nasouvání vnějších jednotek na předhlubeň až v období posarmatském.

V zájmu jednotnosti pro celé Západní Karpaty a s přihlédnutím k faktu, že jeden z nejvýznamnějších produktů neotektonické etapy, t. j. soustava mezi-horských pánví, přešel na rozhraní sarmatu a panonu do termální fáze pánvového vývoje, následné období pokládáme v tomto článku za začátek neotektonické etapy.

RNDr. L. POSPÍŠIL, CSc., Geofyzika, s. p., Ječná 29a, 612 46 Brno,

RNDr. T. BUDAY, DrSc., Geofyzika, s. p., Ječná 29a, 612 46 Brno,

Člen korespondent SAV O. FUSÁN, DrSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Tato mapa spolu se souborem dalších geofyzikálních map bude sloužit jako podklad k sestavení seismotektonické mapy Západních Karpat a Panonského bazénu a později seismotektonické mapy Evropy. Tento poslední výstup byl navržen a koordinován pracovní skupinou ESC (European Seismological Commission - N. PAVONI, 1985).

Paleogeografie

Paleogeografické poměry jsou význačným indikátorem tektonických pohybů, a to jak jejich intenzity - barometrem je především rychlost sedimentace, tak i umístění - rozsah a umístění pánví. Pro účely tohoto článku nás zajímají především poměry pobádenské, resp. posarmatské. Nicméně krátká analýza rychlosti sedimentace a mocností i facie sedimentů ukazují (viz např. D. VASS, 1989), že na karpatské neogenní pánve nelze zdaleka nahlížet z hlediska vývoje jako na jednotný celek. Zřetelně se projevuje migrace rychlosti sedimentace i typu pánví od Z (resp. JZ) k V (resp. VSV). Západní pánve (čelní hlubina, Vídeňská pánev) mají maximální subsidenci v karpatu, intenzita se postupně zmlazuje směrem na V, VSV a dosahuje maxima ve východoslovenské pánvi v sarmatu. Tento fakt je nutno vzít v úvahu při všech strukturně tektonických řešeních. Pro období nás především zajímaví je důležitý vývoj sedimentace v období pozdní molasy, t. j. v pliocénu a kvartéru (obr. 1). Pro toto období je typické postupné přenášení mocnosti vrstev (t. j. rychlost sedimentace z vnější strany Karpat na vnitřní, kde je zcela markantní naprostá převaha pliocénních sedimentů a kde rychlost sedimentace v mezihorských pávních řádově přesahuje rychlost v pánvích vnitrohorských, resp. v čelní hlubině (viz D. VASS, 1989).

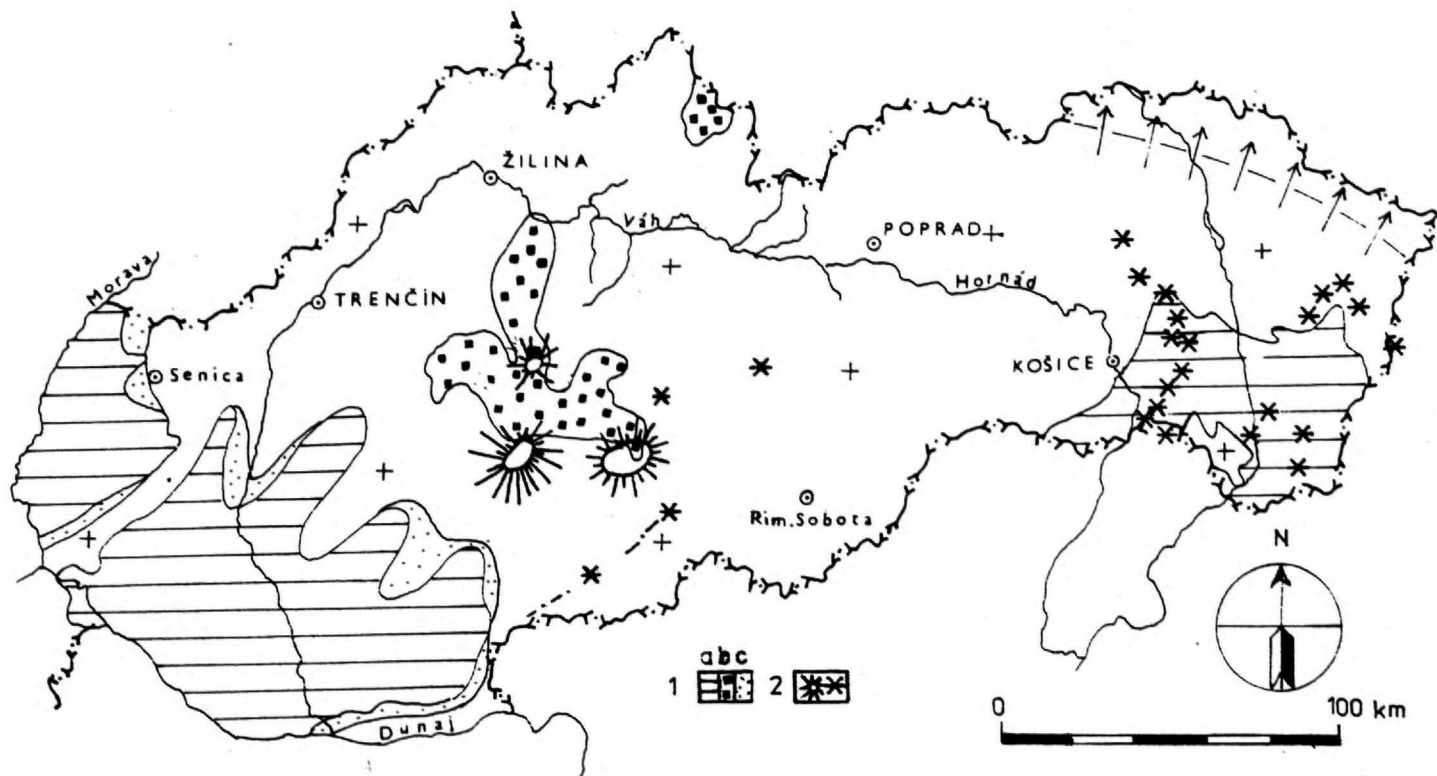
Tuto situaci dokresluje i vývoj vulkanismu. Intermediální vulkanismus má stejnou migrační charakteristiku od Z (karpatský - spodní, báden - podunajská, Vídeňská, ale i grazská pánev) k V (panón - pliocén transkarpatské deprese). V období sarmat-kvartér andezitový vulkanismus postoupil ze středního úseku Z. Karpat (středoslovenské neovulkanity) na východní úsek, resp. až do prostoru V. Karpat (Gutinské pohoří a Calimani-Hargita v Rumunsku). Pouze v pliocénu a kvartéru se objevuje bazaltový vulkanismus, který završuje vulkanickou aktivitu tohoto období.

Neotektonické bloky a litosféra Západních Karpat

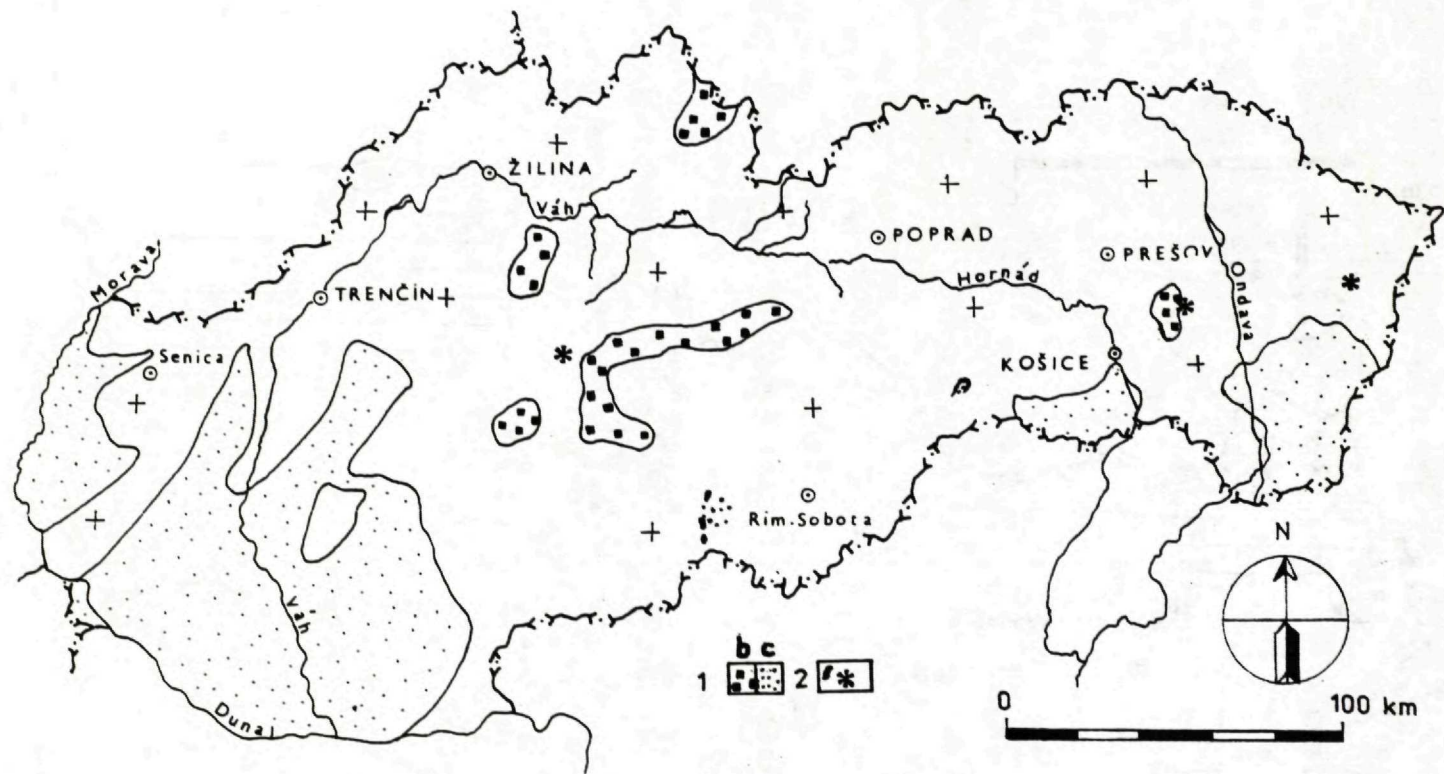
Bloky Západních Karpat

V Západních Karpatech v souladu s názory O. FUSÁNA et al. (1979, 1981) lze vydělit následující základní (hlavní) bloky (obr. 2):

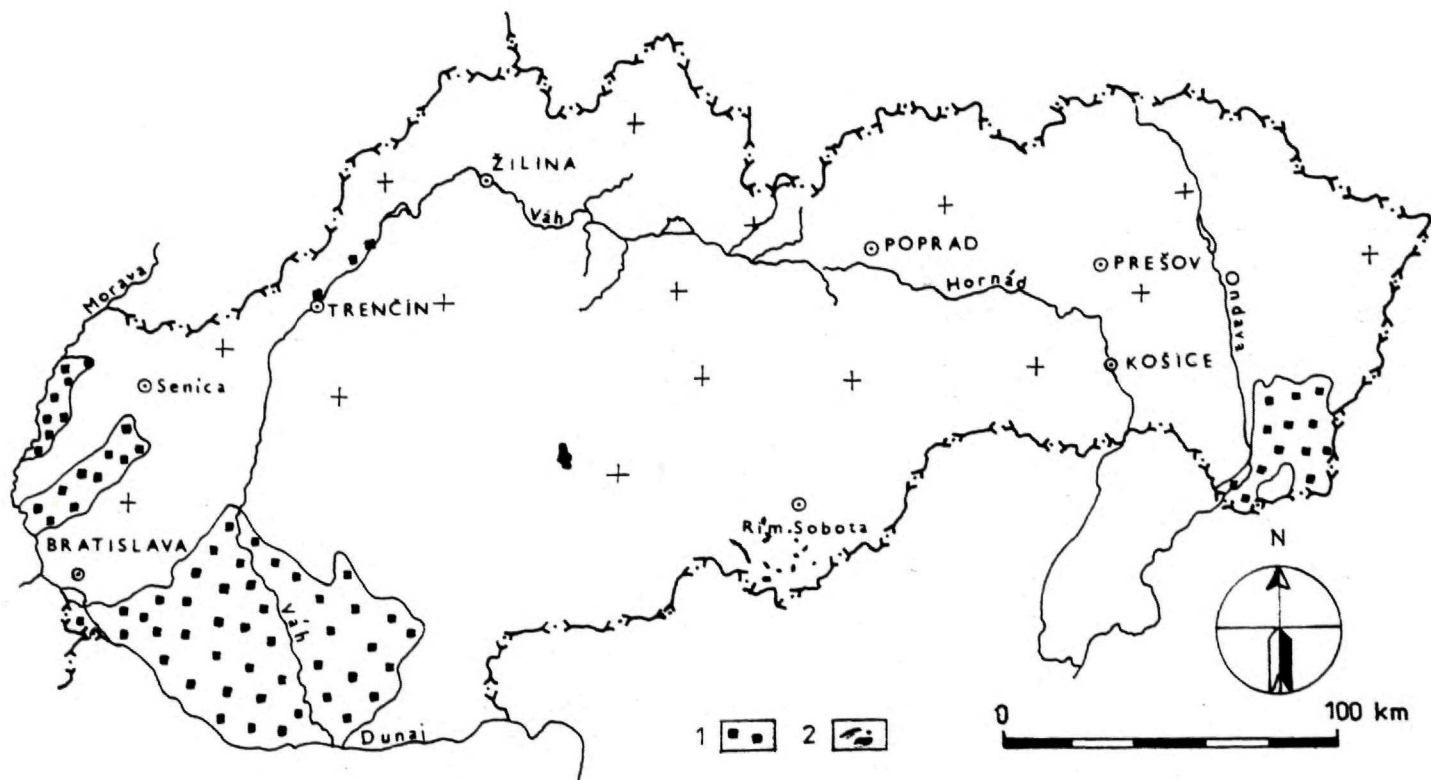
- A/ slovensko-slezský,
- B/ moravsko-slovenský,



Obr. 1a Paleografická schéma rozšíření sedimentů a vulkanismu v prostoru Západních Karpat (podle J. SENEŠE, 1982 a M. KOVÁČE et al., 1989; D. VASS, 1987, upraveno)
 1a - sarmat, 1 - rozšíření sedimentů, 2 - vulkanická centra



Obr. 1b - panon - pont, 1 - rozšíření sedimentů, 2 - vulkanická centra



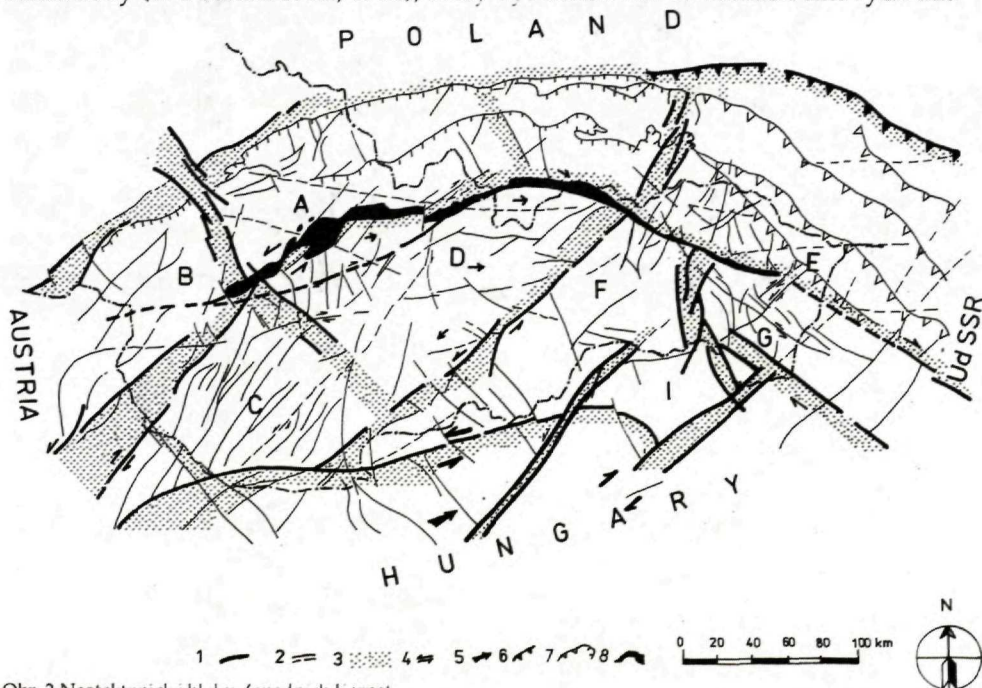
69 Obr. 1c - dák - roman, 1 - rozšíření sedimentů, 2 - basalty (a - brakický vývoj, b - limnický vývoj, c - předpokládané rozšíření)

- C/ dunajský,
- D/ fatransko-tatranský,
- E/ beskydsko-bukovinský,
- F/ jihoslovenský,
- G/ potiský.

U většiny bloků byl prokázán vztah mezi anomálními prvky zemské kůry (MOHO, tepelné toky aj.) a mladoalpínskými procesy v prostoru Z. Karpat.

Na základě mikrostrukturních analýz (Mineralia slovaci, 1., 1990), komplexního strukturně tektonického zhodnocení geofyzikálních dat z prostoru Z. Karpat (J. ŠEFARA et al., 1987, L. POSPÍŠIL et al., 1988 in press) bylo blokové dělení doplněno a zpřesněno (detailizováno) o další mladoalpínsky aktivní bloky. Především vymezení hronského a myjavsko-podtatranského rozhraní, směru VSV - ZJZ (např. S. DOKTÓR et al., 1985, L. POSPÍŠIL et al., 1986), aktivního i v kvartéru a v současnosti, zpřesnilo členění fatransko-tatranského bloku.

Seismologické zhodnocení provedli V. SCHENK et al., 1985. Zásadní změna se dotýká hranice mezi fatransko-tatranským, dunajským a jihoslovenským blokem, kde je upřednostňován význam muráňsko-rábské transkurentní tektonické zóny (L. POSPÍŠIL et al., 1981), který byl definován na základě tíhových dat.



Obr. 2 Neotektonické bloky Západních Karpat

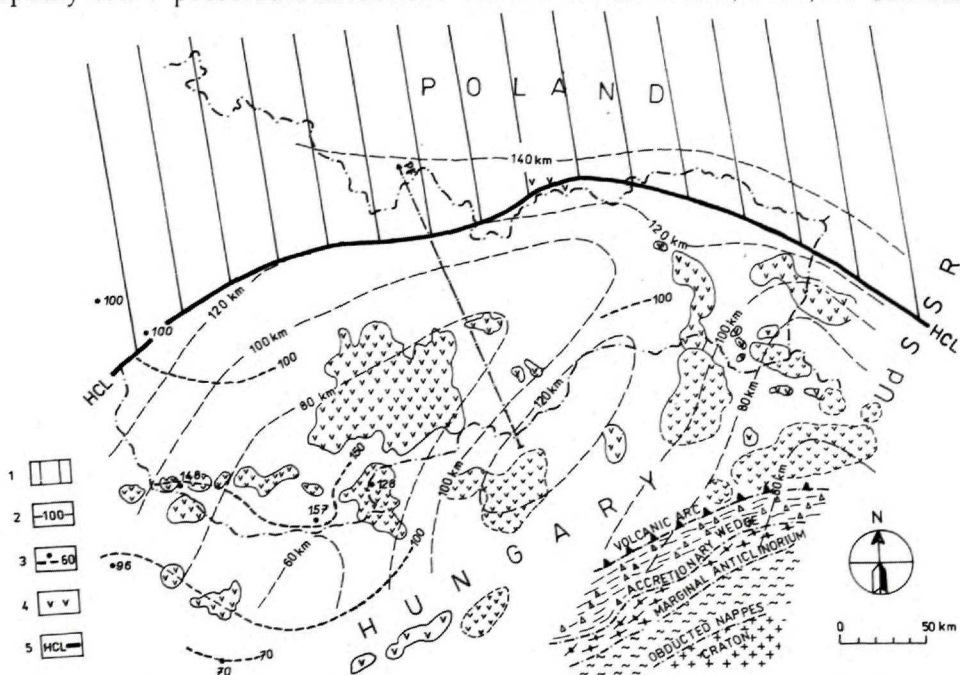
1 - významné mladoalpínsky aktivní tektonické systémy, 2 - méně významné zlomy, 3 - hranice neotektonických bloků, 4 - vyznačení pohybu na zlomu, 5 - směr pohybu bloků, 6 - násuny a přesmyky mladoalpínsky aktivní, 7 - násuny starší, 8 - bradlové pásmo, A - J - označení bloků

Významné změny je možné očekávat i v dělení slovensko-slezského bloku. V této oblasti byly zjištěny nové regionální zlomové systémy (J. KADLEČÍK et al., 1988, L. POSPÍŠIL, 1988), které odráží různé stupně dynamického postihu bloku, ale současně umožňují tento blok podrozdělit na menší celky.

Recentní litosféra Západních Karpat

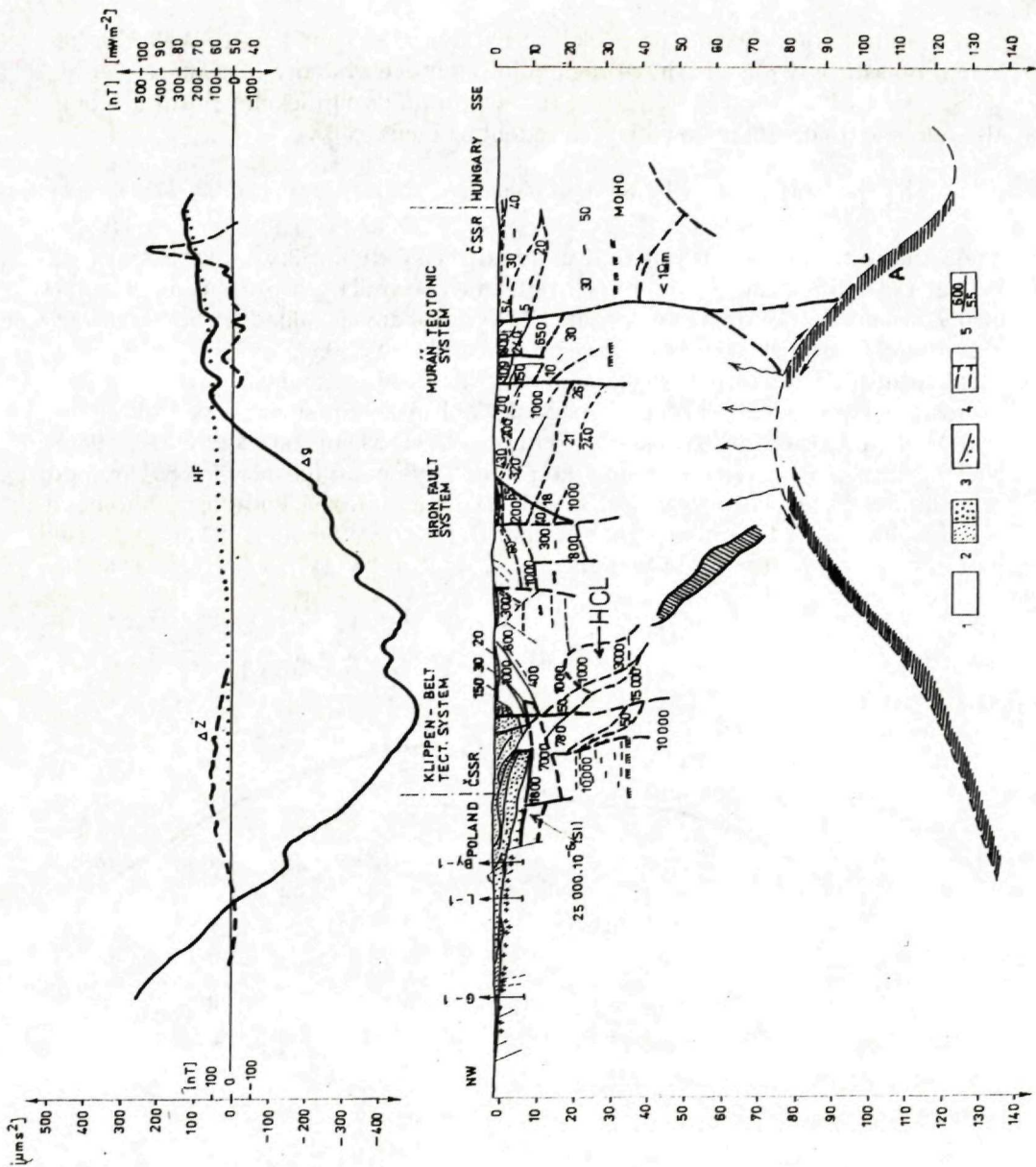
Zcela nové trendy pro posouzení mladoalpínské dynamiky bloků Západních Karpat poskytují údaje z hlubinných reflexních seismických profilů, magnetoteluriky, seismologická data i geotermika. Tyto údaje dávají základní obraz o recentní litosféře v karpatsko-panonském segmentu alpid (obr. 3).

Základním dominantním prvkem stavby litosféry je ztenčení kůry i litosféry v prostoru Panonského bazénu a upadání všech rozhraní směrem pod okraj epi-variské platformy (A. ADAM - L. POSPÍŠIL, 1984, M. BLIŽKOVSKÝ et al., 1986). Nejvýznamnější litosférickou anomálií je dílčí vyklenutí litosféry (na 80 km) pod centrálními ZK (P. PAJDUŠÁK et al., 1987). Další je výrazná vodivostní anomálie podél styku epi-variské platformy a Karpat (J. JANKOWSKI et al., 1980 aj.). Výrazný tepelný tok v prostoru Panonského bazénu (P. HORVÁTH, 1979, V. ČERMÁK -



Obr. 3 Mocnost litosféry Západních Karpat stanovena na základě seismologických a magnetotelurických údajů (P. PAJDUŠÁK, et al., 1988, A. ADAM - L. POSPÍŠIL, 1985) a vyznačením reliktu subdukční jizvy (Z. BALLA, 1988)

1 - Epi-variská platforma, 2 - mocnost litosféry 100 km podle seismologických údajů, 3 - mocnost litosféry 60 km podle interpretace magnetotelurických měření, 4 - produkty intermediárního vulkanismu, 5 - vysokovodivostní zóna (J. JANKOWSKI et al., 1979)



Obr. 4 Recentní geologicko-geofyzikální model litosféry Západních Karpat sestavený na základě geofyzikálních měření podél profilu 2T (Č. TOMEK et al., 1989, G. VARGA - F. LÁDA, 1988)

1 - neogén, 2 - flyš, 3 - platforma, 4 - reflexní horizonty, 5 - odporová rozhraní. Šipky označují susceptibilitu interpretovaného tělesa ($25\,000 \cdot 10^{-6} \text{ SI}$) a pozici vysokovodivostního prostředí (HCL), L - litosféra, A - astenosféra

F. HURTING, 1985), přítomnost ofiolitových komplexů a rozsáhlého vulkanismu a minimální mocnost litosféry (50–60 km) v této oblasti jasně signalizuje anomálnost a význam této části karpatského segmentu.

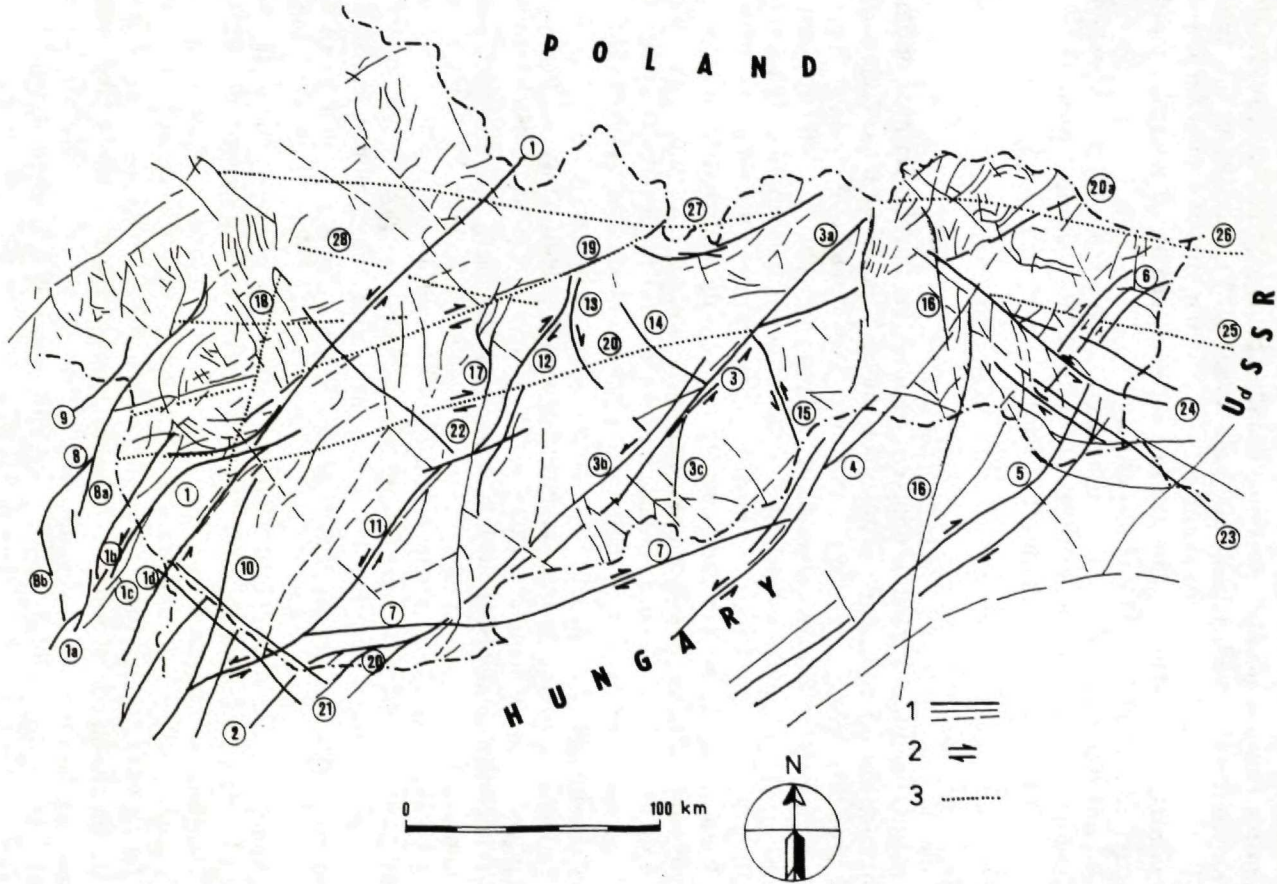
Zdůraznit je třeba skutečnost, že veškeré údaje, paleogeografické, geofyzikální aj. (M. KOVÁČ et al., 1989, J. ŠEFARA et al., 1987, M. BLÍŽKOVSKÝ et al., 1986) prokázali, že z hlediska dynamického a hlavně kinematického vychází hlavní aktivita z oblasti Panonského bazénu, zatímco epi-varisská platforma má v období mladšího terciéru charakter pasivního kontinentu.

Základní anomaly a prvky stavby litosféry Západních Karpat a Panonského bazénu dokumentuje přiložený litosférický řez (obr. 4). V současnosti probíhá jejich analýza a diskuse možných modelových variant řešení.

Tektonika

Hlavní zlomy fungující v neotektonickém období (ve smyslu definice podané v úvodní části) jsou uspořádány v několika směrech. Směrové uspořádání není náhodné a odráží i příčiny vzniku těchto zlomů. V přípovrchové stavbě nejvýraznější jsou zlomy vsv. až sv. orientace (obr. 5). Tyto zlomy, ač mají základy přinejmenším již ve staroalpínské stavbě, jsou odrazem nejmladších pohybů a přesunů v Karpatech. Na Z jsou spíše sv. orientovány a jsou výrazem diferencovaného vysouvání ker a příkrovů k SV tam, kde Karpaty se vysunuly vzhledem k Alpám k SV. Zhruba od vážské linie na V se posun karpatských bloků orientoval na S a na VSV. Tomu odpovídá i to, že hlavní neotektonické směry jsou především vsv. (obr. 6). Při pohledu na tektonické mapy širšího okolí (včetně Maďarska a Polska) vidíme jakési vějířovité uspořádání zlomů a rozhraní, paralelné, resp. kolmé na čelo Karpat. Můžeme tedy konstatovat, že tyto zlomy, bez ohledu na jejich hloubkový dosah a původní stáří v neotektonickém období, jsou odrazem nejmladších pohybů a přesunů ker a příkrovů v Karpatech.

K druhému systému patří především zlomy sz. a s.-j. orientace. Tyto zlomy jsou jistě staré, zakotvené již v platformním podkladu Karpat. Jejich výraznost v dnešní stavbě i značný význam v neotektonické epoše jsou geneticky zcela odlišné od výše popsané skupiny. Podle našeho názoru jsou to zlomy, jejichž činnost byla obnovena po doznění přesunů a vrásnění v důsledku doznění tlaku, čili s dilatací, která nastala po vrásnění. Jejich hluboký dosah dokazuje nejen okolnost, že jsou zřejmé i na okolních platformách i na tom, že sečou staro- i mladoalpínské struktury Karpat, ale hlavně to, že často tvoří přírodní kanály neogenného vulkanismu. Zlomy sz. jsou výrazné v celém horstvu. Na Z jsou četné, ale sledování jejich průběhu je místy ztíženo rozsáhlým a téměř bezzломovým poklesem podunajské pánve. Jejich výraznost stoupá - a souběžně s tím i jejich geologický význam v prostoru Maďarského středohoří - na našem území v oblasti jihoslovenské pánve. Na V to byly původně zlomy omezující hlavní strukturální jednotky východoslovenské pánve. Jejich funkce však byla v neotektonickém období zřetelně obnovena, resp. pokračovala do neotektonické epochy.



Obr. 5 Tektonická schéma Západních Karpat

1 - zlomy, 2 - směry posunu, 3 - rozhraní DPZ. Zlomy: 1 - malokarpatsko-vážský, 2 - rábský, 3 - muráňský tektonický systém, 16 - hornádský, 17 - středoslovenský, 19 - myjavsko-podtatranský, podtatranský, 20 - hrónský, 23 - 24 - močaransko-trebišovský

Severo-jížní zlomy jsou pozorovány v oblasti vnějších flyšových Karpat na Z, v oblasti tzv. středoslovenského zlomového systému, hornádských zlomů a pod. Četnost těchto zlomů je však menší než sz. Jejich původ je též starý, tzn., že mohou zasahovat až do vlastního podloží Karpat.

Poněkud nejasná je povaha zlomů v.-z. Jejich četnost je poměrně malá. Lineární zlomy tohoto směru jsou však na družicových snímcích výrazné. Patrně to budou zlomy starého základu (komplementární ke zlomům severo-jížním). Nicméně otázka příčin jejich mladé funkce není ještě jednoznačně vyřešena. Jejich přítomnost ve fundamentu platformy je potvrzena seismickými reflexními profily (J. KADLEČÍK et al., 1988).

Nepřímé geofyzikální údaje

Velmi cenné informace o tektonických rozhraních, kromě výsledků reflexních seismických měření, poskytují geofyzikální mapy - tíhové, magnetické aj.

Většina významných mladoalpínských aktivních zlomů se projevuje v tíhových mapách - intenzivními gradienty, resp. ztrátou a porušením jejich vzájemné korelace. Odvozená mapa vertikálních hustotních rozhraní (obr. 7., J. ŠEFARA et al., 1987) poskytuje přehled o nejvýznamnějších rozhraních, které mohou být na základě mapy magnetických zdrojů v předtercierním podloží a především výsledků DPZ (L. POSPÍŠIL et al., 1986) klasifikovány v optimálních případech i z hlediska charakteru pohybu. Posun magnetických anomálií i hloubka uložení jejich zdrojů umožňuje nepřímo usuzovat na vertikální i horizontální pohyby a v případě korelace s lineacemi, resp. zlomy získanými z DPZ, je možno usuzovat i na mladoalpínskou fázi jejich vzniku, resp. jejich oživení. Tímto způsobem byl např. zpřesněn průběh muráňského tektonického systému (L. POSPÍŠIL et al., 1989) definován malokarpatsko-vážský tektonický systém (Z. BUDAY et al., 1986), nebo hronský a myjavsko-podtatranský tektonický systém (J. JANKŮ et al., 1984, A. KLINEC et al., 1985, L. POSPÍŠIL et al., 1986).

Recentní pohyby

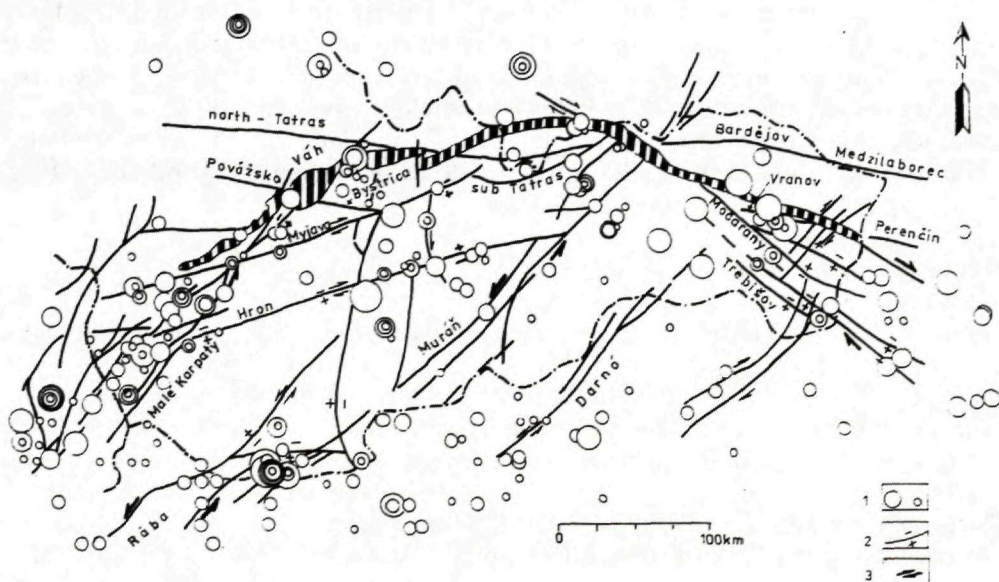
Údaje o recentní aktivitě území Západních Karpat, získané z opakované nivelace podél komunikací cestných tahů (J. VANKO - J. KVITKOVIČ, 1980; J. VANKO, 1988; J. VANKO - P. VYSKOČIL, 1987), podávají přehled o rozšíření vertikálních pohybů v této oblasti. I když jde o orientační údaje a jednotlivé mapy se odlišují, získaný plošný obraz a trend vertikálních pohybů je poměrně v dobrém souladu s geologickými i dalšími údaji o recentní tektonické aktivitě na většině území Západních Karpat. Rychlost vertikálních pohybů kolísá mezi 3 mm/rok po -2 mm/rok. Z celkového obrazu izolinií vertikálních pohybů rozdělují J. VANKO - P. VYSKOČIL (1987) celou oblast Západních Karpat na tři části - na centrální, s vyzdvihovou tendencí, na západní a východní část s tendencí subsidence. Vztah recentních vertikálních pohybů k mladoalpínským aktivním zlomovým systémům zachycuje obr. 8.

K hlavním zlomovým systémům Západních Karpat řádíme např. zlomový systém malokarpatsko-vážský, rábsko-muráňský (spolu se zlomy dunajské pánve), směru SV-JZ, hronský, myjavsko-podtatranský (směr VSV - ZJZ) nebo močaransko-topľanský a trebišovský (směr SZ - JV). Naměřené hodnoty vertikálních pohybů na řadě úseků mají těsný vztah.

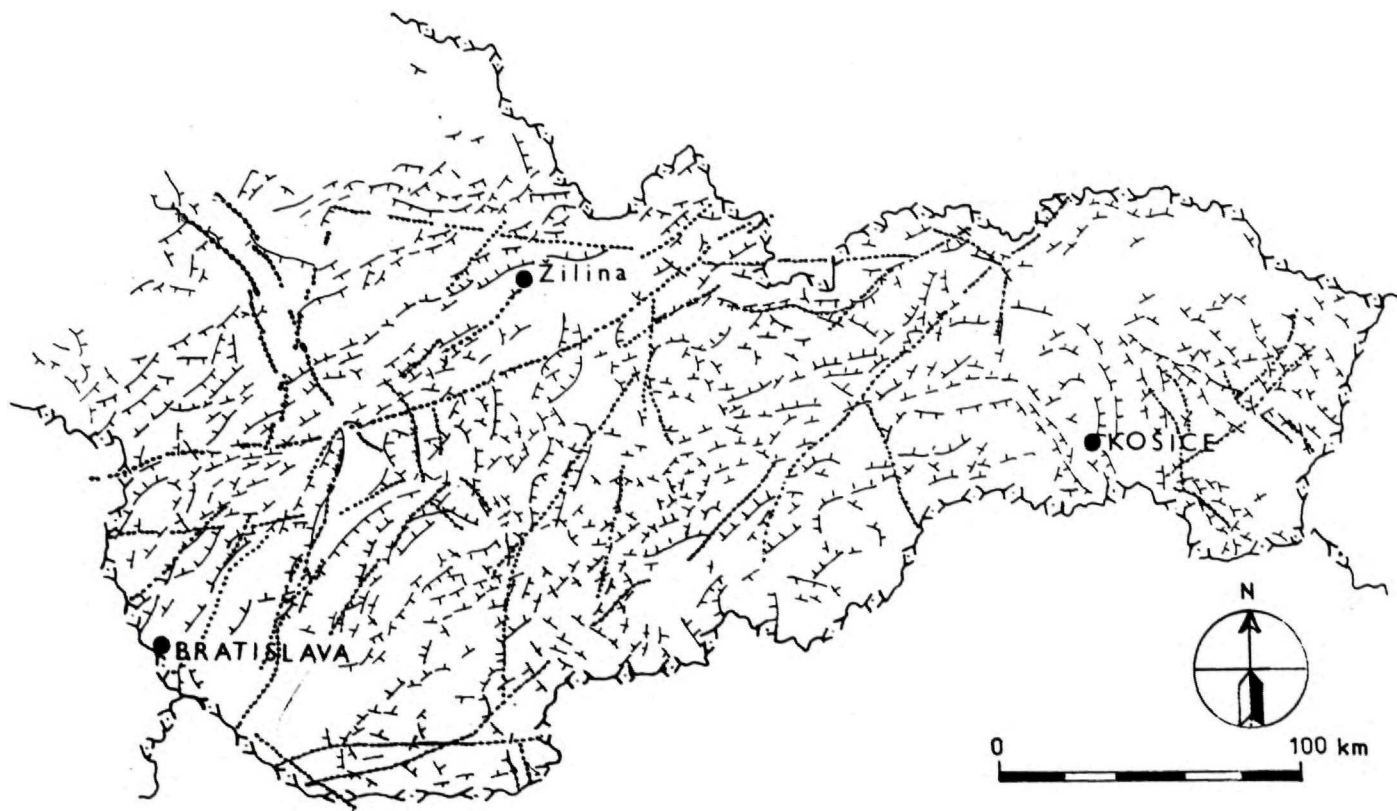
Recentní horizontální pohyby bloků byly zjištěny na dvou místech u Hranic, na styku Západních Karpat s Českým masímem (P. VYSKOČIL - A. ZEMAN, 1979) a v zakarpatské části transkarpatské deprese, na styku vnitřních a vnějších Karpat (G. T. SOBAKAR et al., 1975). V obou případech jde o pohyby s extenzí přibližně ve směru Z - V.

Seismicita a tlakové pole

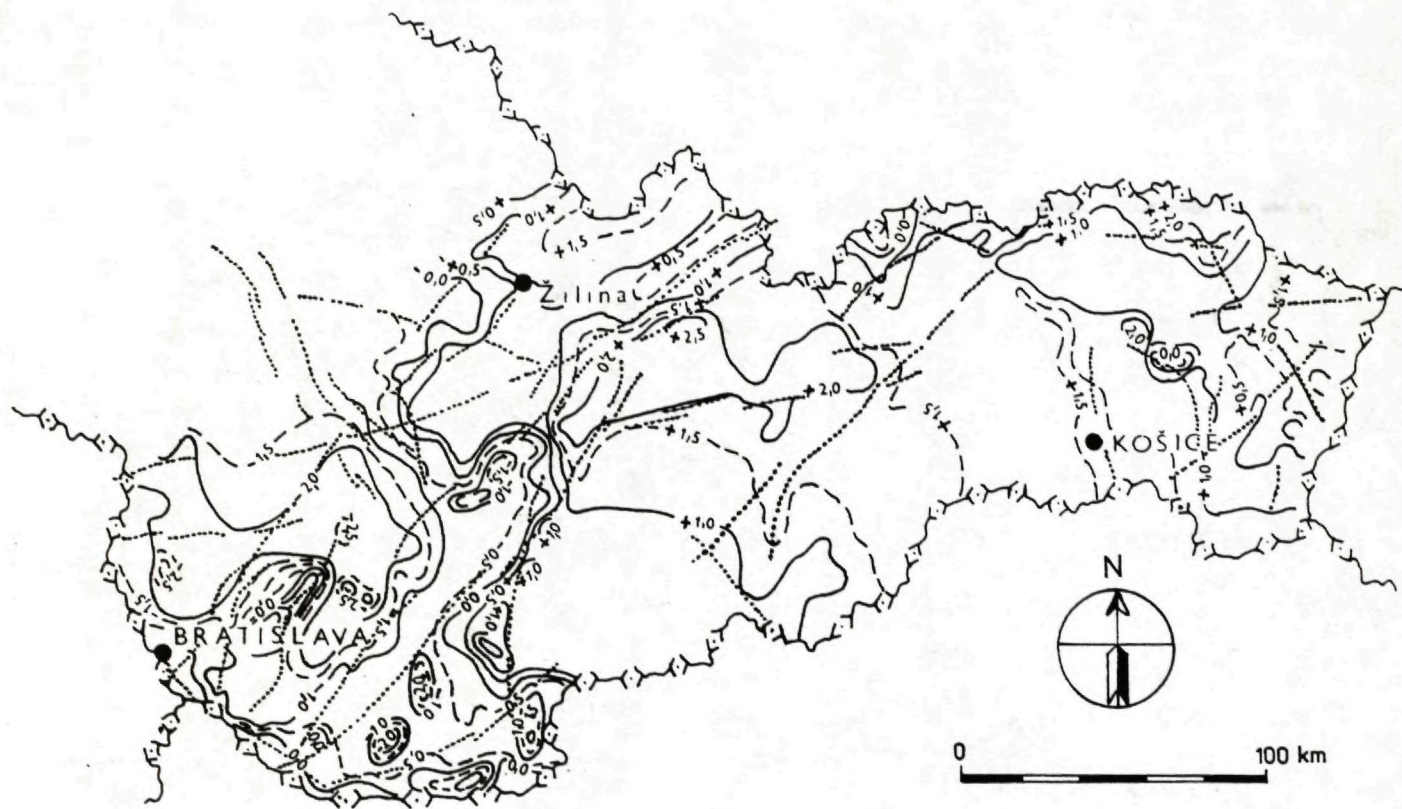
Oblast Západních Karpat, která jako celek je považována za jednu z nejmobilnějších zón africko-euroazijského kolizního systému (Z. BALLA, 1988, M. RAKÚS et al., 1989), je složena ze značného množství - v průběhu terciéru spojených (nahromaděných) a tektonicky přepracovaných - malých segmentů (bloků) litosféry (O. FUSÁN et al., 1981, J. ŠEFARA et al., 1987), které jsou vymezeny množstvím zlomových systémů. Jejich vznik byl podmíněn rozložením a orientací horizontálního napětí v daném období.



Obr. 6 Zlomy mladoalpínsky aktivní s projevem zvýšené seismicity
1 - ohniska zemětřesení, 2 - zlomy s vyznačením vertikálního pohybu, 3 - předpokládaný horizontální posun



Obr. 7 Mapa vertikálních hustotních rozhraní (Linsserova mapa), odvozená z tíhové mapy a doplněná o hlavní zlomy



Obr. 8 Mapa recentních vertikálních pohybů (J. VANKO - J. KVITKOVIČ, 1982)

Prvé studie o orientaci recentního napětového (tlakového) pole (M. PHILIP, 1987, L. AHÖRNER, 1978, G. GRÜNTALL - D. STROMEYER, 1986) potvrzují současnou s.-j. až sv.-jz. orientaci tlaku v prostoru Z. Karpat a v Panonském bazénu, odvozenou již dříve na základě orientace neogenních pánví, vráskových a tektonických deformací v prostoru Západních Karpat a Panonského bazénu (L. M. ROYDEN et al., 1982, W. ZUCHIEWICZ, 1986). Na možný vliv napětového pole na generování, resp. aktivitu miocénně-pliocénních zlomových struktur a možnosti vysvětlení tektonické sítě Západních Karpat poukázal L. POSPÍŠIL (1988).

Seismotektonická studie, vycházející z distribuce ohnisek zemětřesení, jejich makroseismických studií a ohniskových mechanismů (V. KÁRNÍK et al., 1984, V. SCHENK et al., 1985, L. POSPÍŠIL et al., in press aj.) ukázali, že mnohé zlomy z mladoalpínské aktivní tektonické sítě, vymezující hlavní bloky, jsou aktivní i v současnosti (obr. 6, V. SCHENK et al., 1985, 1986). U mnohých seismotektonických rozhraní byly zjištěny znaky, známé u zlomů typu strike-slip (fokální mechanismy, flower structures). Mezi nejvýznamnější transkurentní zlomy s recentní seismickou aktivitou řadíme malokarpatsko-vážský tektonický systém (Z. BUDAY et al., 1986), hronský zlomový systém (A. KLINEC et al., 1985, L. POSPÍŠIL et al., 1986), revúcky systém (A. BUJNOVSKÝ, 1981, A. KLINEC et al., 1985), okrajové zlomy transkarpatské deprese (J. KVITKOVIC - J. PLANČÁR, 1977) a zlomy muráňsko-rábského tektonického systému (L. POSPÍŠIL et al., 1989).

Závěr

Sestavení neotektonické mapy Západních Karpat, zachycující mladoalpínské pohyby v období sarmat - kvartér, bylo provedeno v souladu s instrukcemi navrženými pracovní skupinou ESG na základě multidisciplinárního přístupu.

Důraz byl dán, kromě tradičně využívaných geologických a geomorfologických údajů, i na využití geodetických, seismologických, ale hlavně geofyzikálních údajů, přičemž celý soubor informací byl doplňován a verifikován pomocí údajů dálkového průzkumu Země.

V současnosti se uskutečňují rozsáhlé mikrostrukturní analýzy jednotlivých regionů Západních Karpat, jejichž výsledky doplněné o údaje vrtního průzkumu umožňují stanovit a prokázat období aktivity většiny námi vymezených zlomů. Přesto se objevilo několik zásadních otevřených problémů a otázek, jejichž řešení a objasnění má zásadní význam pro poznání vývoje a stavby Západních Karpat. Jedná se především o řešení těchto základních problémů:

- na základě komplexní interdisciplinární analýzy se detailněji vyjádřit k současným možnostem interpretace stavby Západních Karpat ve smyslu teorie tektoniky desek,
- v tomto duchu rozpracovat kritéria a modely karpatské tektogeneze,
- zkoumat souvislosti mezi mladými liniemi a jejich návazností na starší systémy,

- zkoumat příčinu, velikost a intenzitu pohybů vedoucích k rozpadu hlavních bloků na dílčí kry,
- využít těchto podkladů ke stanovení a prognóze seismické aktivity v prostoru Západních Karpat.

Odověď na tyto základní otázky nutně musí přispět k dokonalejší syntéze komplexu geologických dat, které se zužitkují v další fázi geodynamické analýzy a také v ložiskových prognózních střediscích území Západních Karpat.

Literatura

- ADAM, A. - POSPIŠIL, L., 1985: Crustal Conductivity Anomalies in the Carpathian Region. - Acta geod. geophys. montan. 19, 1.2, Budapest, 19-34.
- AHÖRNER, L., 1978: Horizontal compressive stress in Central Europe. - In Clossh., Reeder D., Schmidt K. (Ed), Alps, Apennines, Hellenides, Stuttgart, 17-19.
- BABUŠKA, V. - PLOMEROVÁ, J. - ŠILENÝ, J., 1986: The Thickness of lithosphere in the Middle Europe as ascertained from the seismologic, magnetotelluric observations. - In Proc. of the 8th nat. geophys. conf., sec. S6, Geofyzika, s. p. Brno, 26-32.
- BALLA, Z., 1988: On the origin of the Structural pattern of Hungary. - Acta geol. hung. 31, 1-2, Budapest, 53-63.
- BLÍŽKOVSKÝ, M. (Ed.), 1986: Geophysical model of Lithosphere. Final Report - OFTR, period 1982-85. - Geofyzika, Brno - ČSAV Praha, 423.
- BUDAY, Z. - POSPIŠIL, L. - ŠUTORA, A., 1986: The geological significance of some boundaries interpreted from satellite images in Western Slovakia and Eastern Moravia. - Miner. slov. 18, 6, Bratislava, 481-499.
- BUDAY, T., 1963: Some problems of the origin and development of the Fault structures in the Neogene of Carpathian Basins. Geol. Práce, Zpr. 28, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113-120.
- BUDAY, T. - ČICHA, I. - SENEŠ, J., 1965: Miozán der West Karpaten. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BUJNOVSKÝ, A., 1981: Geological profiles and structure elements of nappes in the NW of the Low Tatras and Revúca fault zone, in „Tectonic Profiles through the West Carpathians“. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 85-98.
- ČERMÁK, V. - HURTING, F., 1977: Preliminary Heat Flow Map of Europe 1 : 5 000 000 - Praha - Potsdam.
- DOKTÓR, S. - DORNIČ, J. - GRANICZNY, M. - REICHWALDER, P., 1985: Structural elements of Western Carpathians and their Foredeep on the basis of satellite interpretation. - Kwart. geol., 29, 1, Warszawa, 129-138.
- FUSÁN, O. - IBRMAJER, J. - KVIKOVÍČ, J. - PLANČÁR, J., 1981: Block dynamics of the West Carpathians. In: Geophysical Systemes in Czechoslovakia (Ed. A. Zátapek). - Veda, Bratislava, 153-158.
- FUSAN, O. - IBRMAJER, J. - PLANČÁR, J., 1979: Neotectonic blocks of the West Carpathians. In: Geodynamic Investigations in Czechoslovakia. - Veda, Bratislava, 187-192.
- GRÜNTAL, G. - STRÖMEYER, D., 1986: Stress Pattern in Central Europe and Adjacent Areas. Gerlands. - Beitr. Geophys., 95,5, Leipzig, 443-456.
- HORVATH, P., 1979: Physical quantities and used in geothermal researches. - Magy. Geofiz. XX, 1, Budapest, 31-38.
- JANKOWSKI, J. - PETR, V. - PEČOVÁ, J. - PRAUS, O., 1980: Induction vector estimates in the Polish-Czechoslovak part of the Carpathians. - Studia geophys. geod., 23, Praha, 89-93.
- JANKŮ, J. - POSPIŠIL, L. - VASS, D., 1984: The contribution of the Remote Sensing to the solution of the geological structure of the West Carpathians. - Miner. slov. 16,2, Bratislava, 121-137.
- KADLEČÍK, J. et al., 1988: Reflexive-seismic survey of the Flysch zone and the Inner Carpathian Units. - Manuscript, Geofyzika, s. p. Brno.
- KÁRNÍK, V. - SCHENKOVÁ, Z. - SCHENK, V., 1984: Earthquake Activity in the Bohemian Massif and in the Western Carpathians. - Trav. Inst. Geophys. Acad. Tchechosl. Sci. 29, Academia, Praha, 9-33.
- KLINEC, A. - POSPIŠIL, L. - PULEC, M. - FERANEC, J. - STANKOVIANSKÝ, M., 1985: Identification of a Gravity Nappe in the Low Tatras by Satellite Images. - Miner. slov. 17,6, Bratislava, 485-499.
- KOVAČ, M. - ČICHA, I. - KRYSŤAK, I. - SLAZSKA, A. - STRÁNIK, Z. - OSZCZYPKO, N. - VASS, D., 1989: Palinspastic maps of the Western Carpathian Neogene. Scale 1 : 1 000 000. - Geol. Surv., Prague.
- KVIKOVÍČ, J. - VANKO, J., 1980: Recent Vertical movements of the Earth's Crust in the West Carpathians. - Geogr. Čas., 32, 2-3, Praha, 171-179.
- KVIKOVÍČ, J. - PLANČÁR, J., 1977: Recent vertical movements of the Earth Crust and their relationship to the Earthquakes and seismoactive faults in the West Carpathians. VEDA, 29, Bratislava, 239-253.
- PAJDUŠÁK, P. - PLOMEROVÁ, J. - BABUŠKA, V., 1988: Lithosphere Deep structure of the West Carpathians determined on the basis of P-residuii. - Proc. of the conference: „Deep structure investigation of Czechoslovakia“. 2.-5. 5. 1988. - Smolenice, 151-158.

- PAVONI, N., 1985: Guidelines for the Construction of Seismotectonic Maps. - *Tectonophysics*, 117, Amsterdam, 1-6.
- PHILIP, M., 1987: Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. - *Ann. Geophys.* 58, 3, Paris, 301-320.
- POŠPIŠIL, L. - NEMČOK, J. - GRANICZNY, M. - DOKTOR, S., 1986: Contribution of the Remote Sensing to the identification of the strike-slip faults in the West Carpathians. - *Miner. slov.* 18, 5, Bratislava, 385-402.
- POŠPIŠIL, L., 1988: Interpretation Possibility of the transcurent fault systems in the West Carpathians. - *Proc. of the conference: „Deep structure investigations of Czechoslovakia“.* 2. - 5. 5. 1988, Smolenice.
- POŠPIŠIL, L. - BEZAK, V. - NEMČOK, J. - FERANEC, J. - VASS, D. - OBERNAUER, D., 1989: Muráň tektonic system as example of horizontal displacement in the West Carpathians. - *Miner. slov.* 21, 4, Bratislava, 305-322.
- RAKÚS, M. - MIŠÍK, M. - MICHALÍK, J. - MOČEK, R. - ĐURKOVIČ, I. - KORÁB, I. - MARSCHALKO, R. - MELLO, J. - POLÁK, M. - JABLONSKÝ, J., 1989: Paleogeographic Development of the West Carpathians from the Anisian to the Oligocene. - IGCP Project 198, Paleogeography.
- ROYDEN, L. M. - HORVAT, F. - BURCHFIEL, B. C., 1982: Transform faulting extension and subduction in the Carpathian Pannonian Region. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, New York, 717-725.
- SENEŠ, J., 1982: The Neogene Paleogeography, in Mazúr, E.: *Atlas SSR.* - Veda, Bratislava.
- SCHENK, V. - KÁRNÍK, V. - SCHENKOVÁ, Z., 1982: Seismotectonic scheme of Central and Eastern Europe. - *Stud. geophys. geod.*, 23, Praha, 197.
- SCHENKOVÁ, Z. - KÁRNÍK, V. - SCHENK, V., 1979: Earthquake Epicentres in Central and Eastern Europe. - *Stud. geophys. geod.*, 23, Praha, 197.
- SCHENK, V. - POŠPIŠIL, L. - SCHENKOVÁ, Z., 1985: Remote Sensing data and Earthquake occurrences in the West Carpathians. - *Proc. of the „3rd Symposium on Analysis of Seismicity and Seismic Risk“.* 17. - 22. 6. 1985, Liblice, ČSSR.
- SCHENK, V. - SCHENKOVÁ, Z. - POŠPIŠIL, L. - ZEMAN, A., 1986: Seismotectonic model of the Upper part of the Earths. Crust of Czechoslovakia. - *Stud. geophys. geod.* 30, Praha, 321-330.
- SOBAKAR, G. T. - SOMOV, V. I. - KUZNECOVA, V. G., 1975: *Sovremennaja dinamika i struktura zemnoj kory Karpat i priliegajuschich territorij.* Naukova dumka, Kijev.
- ŠEFARA, J., (Ed.), 1987: Structural-tectonic map of the Inner West Carpathians for the Prediction - geophysical interpretation. - *Geofond, Bratislava*, 267.
- TOMEK, Č. - IBRMAJER, I. - KORÁB, T. - BIELY, A. - DVORÁKOVÁ, L. - LEXA, J. - ZBORIL, A., 1989: Korové struktury Západních Karpat na hlubinném reflexním seizmickém profilu 2T. - *Miner. slov.* 21, 1, Bratislava, 3-26.
- VANKO, J. - VYSKOČIL, P., 1987: The map of Vertical Crustal Movements in Czechoslovakia and its interpretation. - *J. Geodynam.* 8, 143-150.
- VANKO, J. - KVITKOVIČ, J., 1982: Recent vertical movements of the Earth Crust. Scale 1 : 1 000 000. *Atlas SSR.* - Veda, Bratislava, 21.
- VANKO, J., 1988: New data on the Earth surface dynamics in the West Carpathians. *Proc. of the conference: „Deep structure investigation of Czechoslovakia“.* - 5. 5. 1988, Smolenice, 39-48.
- VARGA, G. - LÁDA, F., 1988: Magnetotelurická měření na profilu 2T. - *Manuscript, Geofyzika*, s. p. Brno - ELGI Budapest, 56.
- VASS, D., 1987: Blocks of West Carpathians and Neogene molasse basins. - *Ann. Inst. geol. publ. hung.*, LXX, Budapest, 293 - 299.
- VASS, D., 1989: Evaluation of the rate of sedimentation in the Alpine molasse basins of the West Carpathians. *Geol. Práce, Spr.* 88, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 31-43.
- VÁŠKOVSKÝ, I., 1980: The map of thicknesses of Quaternary Sediments *Atlas SSR.* - Veda, Bratislava.
- VYSKOČIL, P. - ZEMAN, A., 1979: Recent movements of the Earths crust in the region of the Bohemian Massif and its south east border. „*Geodynamic investigation Czechoslovakia*“. Final Report. - Veda, Bratislava, 139-146.
- ZUCHIEWICZ, W., 1986: Plic (Quaternary Crustal Movements in the Polish Carpathians). *Gerlands.* - *Beitr. Geophys.*, 95, 2, Leipzig, 106-116.

LUBOMIL POŠPIŠIL - TIBOR BUDAY - OTO FUSÁN

Neotectonic movements in the West Carpathians

Summary

In this paper we present the tectonic map of the West Carpathians which documents the geodynamic development of this part of Alpides during its latest period Sarmatian - Quaternary. The map is based on geologic, geophysical and geodetic data documenting these processes.

As the period of neotectonic movements we define here the period Sarmatian - Quaternary, following the latest folding and overthrusting.

The tectonic map and other geophysical maps will be used for compilation of the seismotectonic map of the West Carpathians and Pannonian Basin, and later of the seismotectonic map of Europe which was proposed and will be coordinated by the ESC working group (European Seismological Commission; N. PAVONI, 1985).

Paleogeography

Paleogeographic data are a prominent indicator of tectonic movements, of their intensity - according to the rate of sedimentation and location - according to the extent and location of the basins. We shall concentrate on post-Badenian or post-Sarmatian movements. The sedimentation rate and the types of basins "migrated" from W (SW) to E(ENE). The western basins (the Carpathian Foredeep, the Vienna Basin) subsided in the Karpatian, the intensity of movements increased towards the E, ENE and reached its maximum in the East Slovakian Basin in the Sarmatian. This all must be considered when studying the tectonic structure of the basins. Most important for our studies is the development of sedimentation in the period of Late Molasse, i. e. in the Pliocene and Quaternary (Fig. 1). This period is typical for gradual shifting of the thickness of layers (i. e. for the sedimentation rate from Outer to Inner Carpathians where Pliocene sediments clearly prevail and where the rate exceeds by orders the rate of intramontane basins or in the Foredeep - D. VASS (1989).

This is confirmed by the development of volcanism, too. Intermediate volcanic centres migrated from W (Karpatian, Lower Badenian, the Danube Basin, the Vienna Basin, the Styrian Basin) to E (Pannonian - Pliocene - Transcarpathian depression). Basalt volcanism took place in the Pliocene and Quaternary only and the volcanic activity faded away in the period Sarmatian - Quaternary.

Neotectonic blocks and lithosphere of the West Carpathians

West Carpathian blocks

O. FUSÁN et al., (1979, 1981) distinguish the following basic blocks in the West Carpathians (Fig. 2):

- A) Slovakian-Silesian block,
- B) Moravian-Slovakian block,
- C) Danube block,
- D) Fatra-Tatra block,
- E) Beskydy-Bukovina block,
- F) South Slovakian block,
- G) Tisia block.

In most of these blocks the Earth's crust features (the Moho, the heat flow) are related to young Alpine processes in the West Carpathians.

On the basis of microstructural analyses (Mineralia Slovaca 1, 1990) and a complex structural-tectonic evaluation of geophysical data from the West Carpathians (J. ŠEFARA et al., 1987, L. POSPIŠIL, 1988, L. POSPIŠIL et al., in press) the blocks were further specified and subdivided and active Late Alpine blocks were added. The principal differences of block schemes can be observed at the boundary between the Fatra-Tatra, Danube and South Slovakian blocks where the Muráň-Rába transcurrent tectonic zone (L. POSPIŠIL et al., 1989) plays a more important role than the Vepor fault system (O. FUSÁN et al., 1981) defined on the basis of gravity data only.

We may expect some major changes within the Slovakian-Silesian block where new regional fault systems were revealed (J. KADLEČÍK et al., 1988, L. POSPIŠIL, 1988). They reflect the dynamic changes in the block and divide it into smaller wholes.

Recent Lithosphere of the West Carpathians

Magnetotelluric, seismological, geothermic and deep reflection seismic data suggest new possibilities for an evaluation of the Late Alpine dynamic movements in the West Carpathians. These data provide basic information about the recent lithosphere of the Carpathian - Pannonian part of Alpides (Fig. 3).

The dominant features are the thinning of the crust and lithosphere in the Pannonian basin and the dipping of all boundaries under the margin of the epi-Variscan platform (A. ADAM - Z. POSPIŠIL, 1984, M. BLÍŽKOVSKÝ et al., 1987). The major anomaly is the partial upwarping of the lithosphere (up to 80 km) under the Central Carpathians (P. PAJDUŠÁK et al., 1980).

The basic anomalous features and structural elements of the lithosphere in the West Carpathians and Pannonian Basin can be observed in the cross-section in Fig. 4. These features are currently analyzed and the possible model variants are discussed.

Tectonics

The main faults active in the neotectonic period (defined in the introduction) are arranged in several directions. This arrangement is not random; it reflects the causes of the origin of these faults. In the near-surface, the ENE to NE trending faults are the most striking (Fig. 5). Though their origin goes back to Early Alpine structure at least, these faults reflect the latest movements and displacements in the Carpathians. In the W they are oriented to the NE and reflect the differentiated thrusting of blocks and nappes to the NE where the Carpathians were shifted to the NE in regard to the Alps. Roughly from the Váh line in the E, the Carpathian blocks moved to the N and ENE. Therefore the main tectonic trends were of the ENE direction (Fig. 6).

The second system of faults includes NW, N-S trending faults. They are ancient, rooted in the platform fundament of the Carpathians. Genetically, their role in the present structure and the important role that they played in the neotectonic period are quite different from the above described group. We think that the activity of these faults was renewed in consequence of dilatation following the folding. We may say that they occur at great depths because they have been evidenced on the surrounding platforms.

The scarce E-W trending faults are of a somewhat obscure nature though on satellite images linear features of this direction are clearly visible. They are presumably old faults (complementary to the N-S trending ones). Reflection seismic data confirmed their presence in the platform fundament (J. KADLEČEK et al., 1988). Nevertheless, their minor function has not been explained yet.

Indirect Geophysical Data, Remote Sensing

Important active Late Alpine faults are mostly indicated by large gravity gradients or by uncorrelatable gradients. The derived map of vertical density boundaries (Fig. 7, J. ŠEFARA et al., 1987) shows the most striking boundaries. On the basis of the map of magnetic sources in the pre-Tertiary basement and remote sensing data (L. POSPIŠIL et al., 1986) they can be classified, in optimum cases, according to the nature of their movements. If they correlate with the lineaments or faults revealed by remote sensing, we may suppose that they originated or were reactivated in the Late Alpine period. In this way the Muráň tectonic fault system (L. POSPIŠIL et al., 1989), the Malé Karpaty - Váh tectonic system (Z. BUDAY et al., 1986), the Hron and Myjava-subTatra tectonic systems (J. JANKŮ et al., 1984, A. KLÍNEC et al., 1985, L. POSPIŠIL et al., 1986) were defined.

Recent Movements

Data on the recent activity of the West Carpathians obtained by repeated levelling along communications (J. VANKO - J. KVIŤKOVIČ, 1988, J. VANKO, 1980, J. VANKO - P. VYSKOČIL, 1987) provide valuable information about the trends of vertical movements in the area. Relations between the recent vertical movements and the Late Alpine faults systems are shown in Fig. 8. The main fault systems of the West Carpathians are e. g. the Malé Karpaty-Váh system, the NE-SW trending Rába-Muráň system (together with the fault of the Danube basin), the Hron, Myjava-subTatra (ENE-WSW) or the Močárany-Trebišov (NW-SE) systems, are closely related with the vertical movements.

Recent horizontal movements of blocks were confirmed in two localities near Hranice, on the contact of the Bohemian Massif with the West Carpathians (P. VYSKOČIL - A. ZEMAN, 1979) and in the Transcarpathian depression, on the contact between Inner and Outer Carpathians (G. T. SOBAKAR et al., 1975). In both cases these movements extend approximately from W to E.

Seismicity and stress

First studies of the recent stress field (M. PHILIP, 1987, L. AHÖRNER, 1987, G. GRÜNHALL - D. STROMEYER, 1986) confirmed the contemporary N-S to NE-SW direction of stress in the West Carpathians and Pannonian Basin previously derived from the direction of the Neogene basins, folds and tectonic deformations (L. M. ROYDEN et al., 1982, W. ZUCHIEWICZ, 1986).

Seismotectonic studies based on the distribution of earthquake foci, on macroseismic studies, and on their focal mechanisms (V. KARNÍK et al., 1984, V. SCHENK et al., 1985, L. POSPIŠIL et al., in press) showed that the main faults in the active Late Alpine tectonic system delimiting the main blocks are active even now (Fig. 6, V. SCHENK et al., 1985, 1987, 1989). Many seismotectonic boundaries have some features which are characteristic for strike-slips (focal mechanisms, flower structure).

Conclusion

The neotectonic map of the West Carpathians, showing the Late Alpine movements in the period Sarmatian-Quaternary, was compiled according to the ESC work group instructions based on the multidisciplinary approach.

Besides the traditionally used geological and geomorphological data, emphasis was laid on geodetic, seismological and mainly geophysical data. The set of information was complemented and verified by remote sensing data.

Large-scale microstructural analyses of individual regions of the West Carpathians are currently under way. Results of these analyses and drilling data make it possible to determine and prove the periods of activity for majority of faults. However, there are several problems of basic importance which must be elucidated in order to advance in the studies of the development and structure of the West Carpathians. It is therefore required:

- on the basis of complex interdisciplinary analyses to consider the interpretation of the structure of the West Carpathians in terms of plate tectonics,
- to prepare criteria and models of the West Carpathian tectogenesis,
- to examine the relations between recent lineaments, and the relations between these lineaments and older systems,
- to study the causes and intensity of movements disintegrating the blocks,
- to predict seismic activity in the West Carpathians.

This all should contribute to a synthesis of geonomic data which would be used for a further stage of a geodynamic analysis and for prediction of deposits.

Explanations to Figures

Fig. 1 Paleogeographic scheme showing distribution of sediments and volcanism in the West Carpathian area (after J. SENEŠ, 1982 and M. KOVÁČ et al., 1989, D. VASS, 1987, modified).

Explanations: 1a - Sarmatian, 1 - distribution of sediments, 2 - volcanic centres, 1b - Pannonian - Pontian, 1 - distribution of sediments, 2 - volcanic centres, 1c - Dacian - Rumanian, 1 - distribution of sediments, 2 - basalts (a - brackish development, b - lacustrine development, c - assumed distribution)

Fig. 2 West Carpathian neotectonic blocks.

Explanations: 1 - significant Young Alpine active tectonic systems, 2 - less significant faults, 3 - boundaries of neotectonic blocks, 4 - direction of displacement along fault, 5 - direction of block displacement, 6 - Young Alpine active overthrusts and reverse faults, 7 - older overthrusts, 8 - Klippen Belt, A - J - designations of blocks

Fig. 3 Lithosphere thickness in the West Carpathians based on seismologic and magnetotelluric data (P. PAJDUŠÁK et al., 1988, A. ADÁM - L. POŠPIŠIL, 1985) with a subduction scar relic (Z. BALLA, 1988).

Explanations: 1 - Epivariscan platform, 2 - lithosphere thickness 100 km according to seismologic data, 3 - lithosphere thickness 60 km according to interpretation of magnetotelluric measurements, 4 - intermediate volcanic products, 5 - highly conductive zone (J. JANKOWSKI et al., 1979)

Fig. 4 Recent geologic-geophysical model of West Carpathian lithosphere based on geophysical measurements along profile 2T (Č. TOMEK et al., 1989, G. VARGA - F. LÁDA, 1988).

Explanations: 1 - Neogene, 2 - flysch, 3 - platform, 4 - reflex horizons, 5 - resistivity interfaces. Arrows mark susceptibility of interpreted body ($25\ 000 \times 10^{-6}$ SI) and location of highly conductive environment (HCL), L - lithosphere, A - asthenosphere

Fig. 5 Tectonic sketch of the West Carpathians.

Explanations: 1 - faults, 2 - direction of displacement, 3 - DPZ interface. Faults: 1 - Malé Karpaty - Váh, 2 - Rába, 3 - Muráň tectonic system, 16 - Hornád, 17 - Central Slovakian, 19 - Myjava - Subtatric, Subtatric, 20 - Hron, 23-24 - Močarany - Trebišov

Fig. 6 Young Alpine active faults with increased seismicity.

Explanations: 1 - earthquake foci, 2 - faults with marked vertical displacement, 3 - assumed horizontal displacement

Fig. 7 Map showing vertical density interfaces (Linsser map) derived from a gravity map and supplemented with principal faults

Fig. 8 Map of recent vertical displacements (J. VANKO - J. KVITKOVIČ, 1982)

DIONÝZ VASS - PAVOL PAGÁČ - OLGA FEJDIOVÁ - **EVA PLANDEROVÁ** - ALEXANDER NAGY

Neskorý neogén na západnom okraji podunajskej panvy

(12 obr., angl. resumé)

Abstract. Ču-1 well situated near the western margin of the Danube Basin penetrated the Pliocene and Upper Miocene sediments underlying the Quaternary corresponding to: Rumanian (143 to 338.5 m), Dacian (338.5 to 507 m), Pontian (507 to 587 m) and upper part of the Pannonian (from 587 to well bottom at the depth of 650 m). This chronostratigraphic division of the sediments resulted from magnetostratigraphic interpretation of paleomagnetic properties of the well core along with investigations of scarce sporomorph assemblages which served as an orientative biostratigraphic criterion. Lithological, sedimentological, petrographical and mineralogical research provided us with principal rock characteristics and, together with ecological requirements of organisms, gave us basic information on the fluvial, delta and/or prodelta lacustrine environment where the above-listed sediments had been deposited.

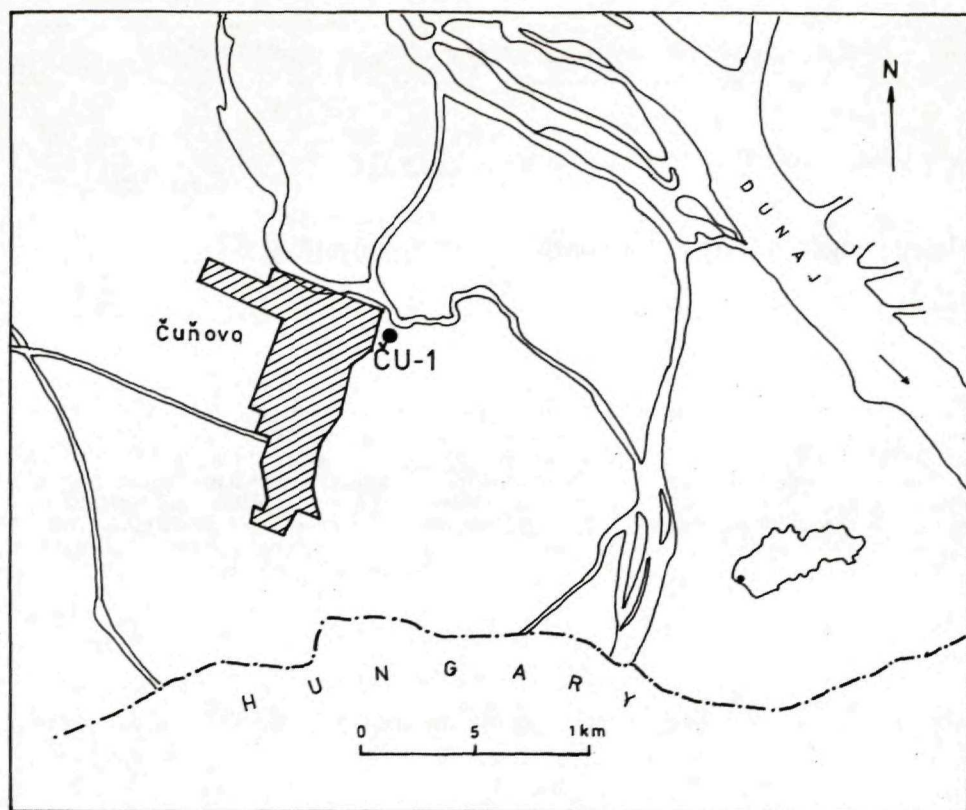
Úvod

K poznaniu neskorého neogénu na západnom okraji podunajskej panvy významnou mierou prispel vrt Čuňovo-1 (Ču-1), pôvodne hĺbený ako vrt hydrogeologický pri obci Čuňovo, cca 16,5 km jvv. od Bratislavy (od bratislavského hradu) na pravej strane Dunaja, neďaleko štátnej hranice SR/MR. Vrt prenikol do hĺbky 650 m. Lokalita vrtu je na obr. 1.

Autormi makroskopického opisu jadra vrtu (okrem kvartéru) sú D. VASS a A. NAGY, petrografického zhodnotenia sedimentov O. FEJDIOVÁ. Sporomorfy spracovala E. PLANDEROVÁ, paleomagnetické merania a ich koreláciu s univerzálnou magnetostratigrafickou škálou uskutočnili E. PAGÁČOVÁ a P. PAGÁČ. Chronostratigrafickú a litostratigrafickú koreláciu urobil D. VASS, sedimentologickú interpretáciu D. VASS a O. FEJDIOVÁ. Štatistické výpočty a grafické zobrazenia niektorých vzťahov na počítači pripravili A. NAGY a O. FEJDIOVÁ za pomoci Z. REPČOKOVEJ. Veľmi ojedinelé nálezy mikro- i makrofauny opísali L. TUBA a K. FORDINÁL, začo im, ako aj Z. REPČOKOVEJ a E. PAGÁČOVEJ, vyslovujú autori srdečné poďakovanie.

V centrálnej Paratetyde pretrvávajú problémy s interregionálnou koreláciou vrchnomiocénnych a pliocénnych súvrství v rámci Paratetydy, a pochopiteľne i mimo nej. Ťažkosti vyplývajú najmä zo skutočnosti, že sedimenty vrchného miocénu a pliocénu sú sladkovodné, jazerné alebo riečne, neobsahujú - s výnimkou rastlinných zvyškov a chudobných spoločenstiev sladkovodnej fauny - žiadne zvyšky organizmov, v širšej miere využiteľné pre biostratigrafickú koreláciu. Sporadicky sa vyskytujú aj produkty vulkanizmu datovateľné rádio-

RNDr. D. VASS, DrSc., RNDr. O. FEJDIOVÁ, CSc., **RNDr. E. PLANDEROVÁ, DrSc.**, RNDr. A. NAGY, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
Ing. P. PAGÁČ, CSc., Geofyzikálny ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta, 842 28 Bratislava



Obr. 1 Situácia vrtu Ču-1

metricky. Preto jedinou v súčasnosti schodnou cestou interregionálnej korelácie je magnetostratigrafia. V paratetýdnej oblasti ju s úspechom využívajú v Maďarsku, Rumunsku, Poľsku a na Ukrajine. Pokus o magnetostratigrafickú analýzu neogénu v západokarpatských panvách na slovenskom území doposiaľ chýbal. Využili sme preto možnosť, ktorú poskytol súvisle jadrový vrt ČU-1, a urobili sme na jadre tohto vrtu paleomagnetický výskum.

Najvrchnejšiu časť profilu (0–84 m) tvoria prevažne hrubodetritické sedimenty - piesky a štrky kvartérneho veku, ktoré neboli vhodné na štúdium paleomagnetizmu. Ani sedimenty z väčšej hĺbky, prevažne neogénneho veku, neposkytovali vždy paleomagneticky vhodný vzorkový materiál. Jemnozrné sedimenty (slabospenné ílovce a siltovce) boli vzorkované v intervaloch od 0,15 do 1 m v závislosti od litológie. Niektoré úseky vrtného jadra však nemohli byť vzorkované pre litologickú nevhodnosť (piesky, štrky). Niektoré vzorky boli nevhodné preto, že po vysušení vzoriek v nich vznikla laboratórna magnetizácia na báze hydroxidov a tiež pre sekundárnu magnetizáciu, časovo zodpovedajúcu predovšetkým epoche Brunhes. Úseky vypustené pre paleomagnetickú nevhodnosť

sú nerovnomerne rozložené a sú aj nerovnakej dĺžky, čo značne ovplyvnilo magnetostratigrafickú interpretáciu. Nevhodných úsekov vrtnu s dĺžkou nad 5 m bolo 18 (tab. 1).

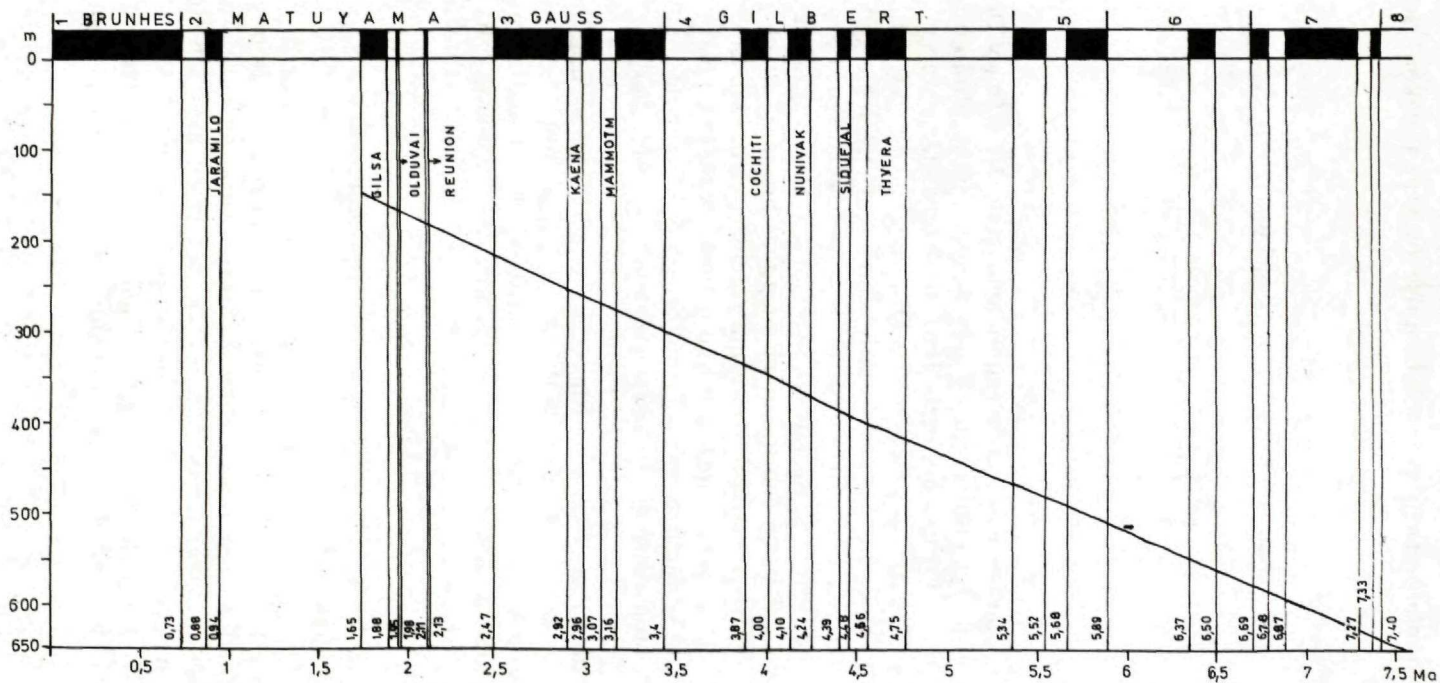
Tab. 1

Dĺžka intervalu (m)	Počet intervalov
5-10	5
10-15	8
15-20	1
20-30	3
45,3	1

Aj keď bolo použité nízke demagnetizačné pole 4 kA/m, v profile vrtnu sa pomerne zreteľne vyčlenili viaceré úseky s normálnou, obrátenou, alebo prechodnou polaritou. Pri magnetostratigrafickej interpretácii bolo možné vytvoriť viac variantov. Chudobné paleontologické nálezy v jadre vrtnu boli z biostratigrafického hľadiska bezcenné, s výnimkou niekoľkých peľových spektier. Biostratigrafické závery, urobené na základe peľových spektier, boli jediným orientačným vodidlom pri identifikovaní magnetostratigrafických epoch či anomálií vo vrte. Z viacerých možných magnetochronologických variantov bol s prihliadnutím na požiadavku minimalizácie kontraindikáčnych príznakov vybraný ten, v ktorom sa najnižšie vrtnom overené rozhranie polarít R/N v hĺbke 637 m stotožnilo s hranicou epoch 7/8, čiže spreď 7,4 milióna rokov (Ma). Ak je táto predstava správna, potom v okolí Čuňova na z. okraji podunajskej panvy za 7,4 Ma sa nahromadilo 637 m sedimentov, z toho v pliocéne a najvrchnejšom miocéne v období medzi 1,8 a 7,4 Ma, čiže počas 5,75 Ma sa usadilo 494 m sedimentov. Magnetostratigrafická škála (W. A. BERGGREN, 1987), korelovaná s numerickou časovou škálou, umožňuje posúdiť rýchlosť sedimentácie v čase. Subsidenčná krivka na obr. 2 má lineárny priebeh a poukazuje na rovnomernú sedimentáciu. Z tabuľky 2 vyplýva, že intervalová rýchlosť sedimentácie kolísala od 70,4 m/Ma do 100 m/Ma a priemerná rýchlosť mala hodnotu 85,9 m/Ma. Je to rýchlosť viac než 2-krát menšia ako v kőröskej čiastkovej panve Veľkej maďarskej nížiny vo v. Maďarsku (A. RÓNAI, 1981), čo nepochybne súvisí s rozdielnou geotektonickou pozíciou vrtnov.

Ako sme už uviedli, v jadrách z vrtnu Ču-1 neboli nájdené biostratigraficky významné zvyšky organizmov s výnimkou niekoľkých chudobných peľových spektier. Pokúsili sme sa preto urobiť stratigrafickú koreláciu profilu vrtnu Ču-1 s profilmi rumanu, dáku a pontu, resp. vrchného panónu v ich stratotypových oblastiach pomocou magnetostratigrafie, resp. paleomagnetizmu. Paralelné litologické a petrografické štúdium ukázalo, že paleomagneticky definované sedimenty zodpovedajúce chronostratigrafickým jednotkám majú aj istú litologickú samostat-

RÝCHLOST' SEDIMENTÁCIE VO VRTE - ČUNOVO-1



Obr. 2 Rýchlosť sedimentácie vo vrte Ču-1

Tab. 2 Rýchlosť sedimentácie vybraných intervalov magnetostratigrafickej škály a chronostratigrafických stupňov

	m	Ma	m/Ma
Q	0 – 143	0,00 – 1,65	80,6
RUMANIAN	143 – 256	1,65 – 2,92	89
	256 – 338,5	2,92 – 3,87	86,8
DACIAN	338,5 – 346	3,87 – 4,00	57,8
	346 – 358	4,00 – 4,10	120
	358 – 402	4,10 – 4,56	88
	402 – 507	4,56 – 5,89	78,9
PONTIAN	507 – 560	5,89 – 6,50	86,9
	560 – 587	6,50 – 6,69	89,4
PANNONIAN p.p	587 – 637	6,69 – 7,40	70,4

Priemerná rýchlosť 85,9 m/Ma

nosť a kvantitatívne zmeny v asociáciách ťažkých minerálov relatívne dobre korelujú s hranicami chronostratigrafických jednotiek.¹

Neogénne sedimenty vo vrte Ču-1

Vrchný pliocén - ruman v stratotypovej oblasti, t. j. v Rumunsku - v dáckej panve na predpolí Karpát bol na základe magnetostatigrafie stotožnený so spodnou časťou epochy Matuyama, s celou Gaussovou epochou a s vrchnou záporne magnetizovanou časťou Gilbertovej epochy. Ide o profily v údolí riek Slanic de Buzau v obci Becenü; lektostatotyp stupňa ruman (I. ANDREESCU in F. F. STEININGER - L. A. NEVESSKAYA, 1975) a Táriia. Horná hranica rumanu zodpovedá stropu anomálie olduvai, t. j. 1,65 mil. rokov (I. ANDREESCU, 1987), dolná hranica rumanu, čiže hranica ruman/dák, zodpovedá stropu anomálie Cochiti, t. j. 3,87 mil. rokov (I. ANDREESCU, 1987, I. ANDREESCU et al., 1987).

Takto definovaný stupeň ruman presahuje časový rozsah pliocénu, ktorého strop sa všeobecne datuje na 1,8 Ma. Ruman teda svojou najvrchnejšou časťou zasahuje do spodného pleistocénu.

Treba azda poznamenať, že podľa niektorých autorov má ruman na profiloch Pleskoi a Beceni menší magnetostratigrafický rozsah: od stropu anomálie Mammoth vnútri Gaussovej epochy (3,07 mil. rokov) po strop anomálie Cochiti (V. M. TRUBICHIN in P. STEVANOVICH et al., 1989).

¹ V profile vrtu boli kvalitatívne a kvantitatívne vyhodnotené asociácie ťažkých minerálov 70 vzoriek. Z 25 identifikovaných druhov ťažkých minerálov bolo využitých na odlišenie súvrství 12 minerálov: epidot, apatit, limonit, zirkón, rutil, turmalín, distén, alterity (v zmysle W. BOENIGKA, 1983), karbonáty, granát, chlorit a muskovit. Zmeny v ich kvantitatívnom a kvalitatívnom zastúpení, ako aj zmeny zrelosti minerálnej asociácie (F. HUBERT, 1962, D. J. STANLEY, 1965) poukázali na rozhranie v hĺbkach 158 m, čo by zodpovedalo hranici kvartér - ruman, v hĺbke 352,5 m, čo znamená hranicu ruman - dák, v hĺbke 502, čo je približne hranica dák - pont a nakoniec v hĺbke 592 m, čo je hĺbka blízka hranici pont - panón. Okrem uvedených rozhraní sa v hĺbke 211-224,4 m objavuje ešte jedno málo výrazné rozhranie.

V profile vrtu od bázy možno pozorovať vzostup obsahu sfúdu, epidotu, apatitu a zoizitu a tiež pokles obsahu karbonátov.

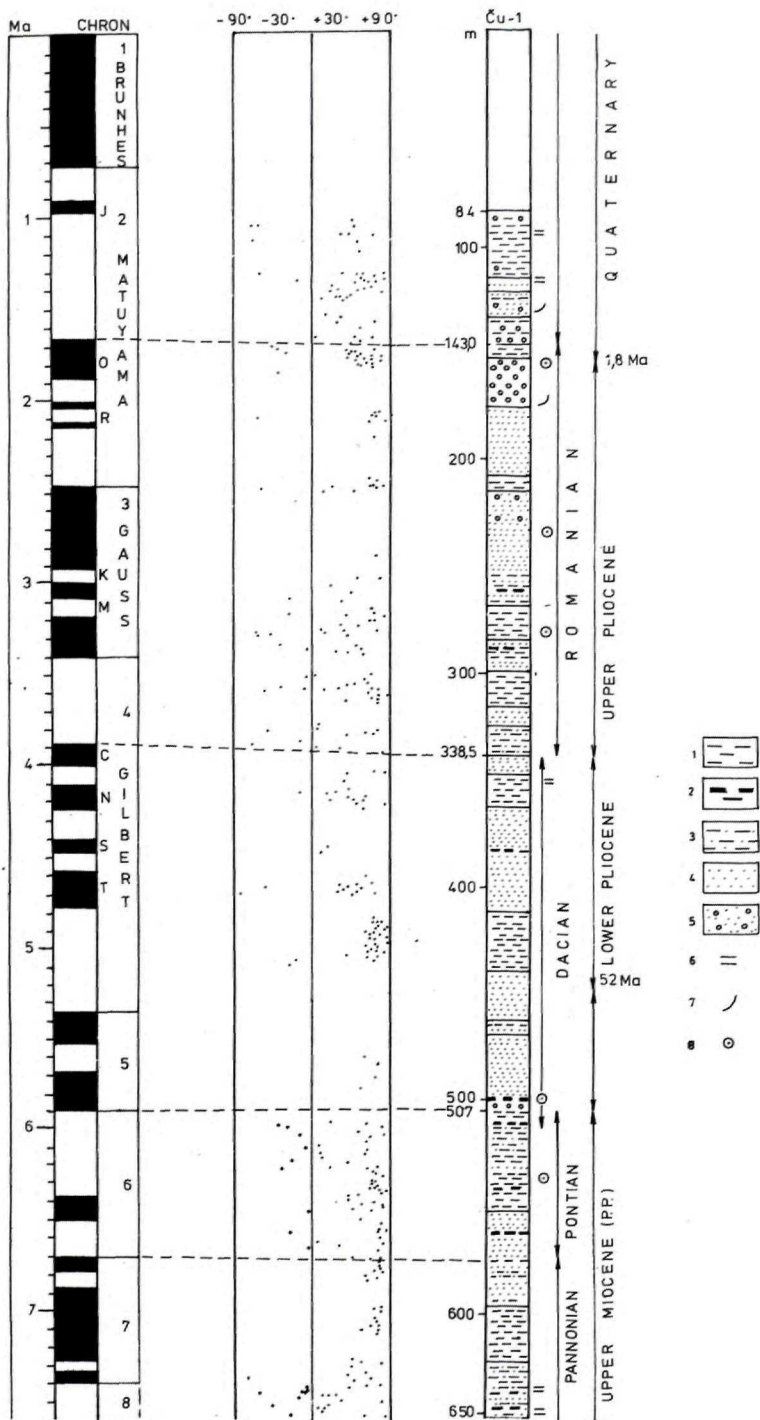
Na Veľkej maďarskej nížine (Nagyalföld) zodpovedá rumanu vrchná časť nagyalföldskej formácie pestrých ílov, ktorých paleomagnetickú charakteristiku podali A. RÓNAI (1981) a D. P. ELSTON et al. (1990).

Vo vrte Ču-1 na základe magnetostratigrafickej korelácie rumanu zodpovedá hĺbkový interval 143,0–338,5 m s celkovou hrúbkou 195,5 m (obr. 3). Tvoria ho prevažne sivé piesky, ktoré sa striedajú so sivými i sivozelenými a len zriedka hnedo a okrovo škvrnitými vápnitými ílmi a prachmi. Prítomné sú polohy tmavých uhoľných ílov. Vo vrchnej časti sú štrky, prevrstvené tenkými polohami piesku a prachu. Valúny drobných štrkov sa sporadicky objavujú v polohách pieskov (utopené valúny). Prevládajúce sfarbenie súvrstvia je sivé. Nemá charakter pestrých vrstiev (red beds). Sedimenty sú hrubo vrstevnaté, index makrostratifikácie má hodnotu 15,9. Vnútri vrstiev prevláda masívne zvrstvenie. Najhrubšie makrovrstvy tvoria piesky (do 35 m), hrubá je tiež poloha štrku v strope súvrstvia (temer 25 m). Najčastejšia hrúbka polôh ílov a prachov nepresahuje 5 m, najhrubšia poloha pelitov má okolo 13 m a tvorí bazálnu polohu súvrstvia (obr. 4). Rýchlosť sedimentácie počas rumanu bola 92,2 m/Ma. Zrnitosť súvrstvia hrubne zdola nahor. Prejavuje sa to hrubnutím polôh piesku a zmenšovaním hrúbky pelitov smerom nahor, negatívnou gradáciou zrnitosti v niektorých polohách pieskov, zmenšovaním hodnoty X_{fi} pieskov (X_{fi} je nepriamo úmerná veľkosti zrn) s narastaním hrúbky vrstvy (obr. 12), a objavením sa hrubej polohy štrkov v strope súvrstvia. Obsah $CaCO_3$ a $MgCO_3$ smerom k nadložíu klesá (obr. 4, 5. stĺpec).

Prevládajúci litotyp súvrstvia - piesky - podľa analýz 17 vzoriek má priemerné zastúpenie piesčitej frakcie 77,98 %, prevláda prachová prímes (19,15 %) nad ílovou (2,73 %). Podiel ílovej prímеси veľmi kolíše, lebo hodnota štandardnej odchýlky je takmer trojnásobkom priemeru (4,45). Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti X_{fi} je 3,26, t. j. piesky sú veľmi jemnozrnné (porovnaj R. GRADZINSKI et al., 1986). Priemerná hodnota triedenia sigma σ_{fi} je pomerne nízka: 1,45. V zmysle G. M. FRIEDMANA (1962) sú piesky zle triedené. Prevláda pozitívna symetria (88,23 % analyzovaných vzoriek) a mierne prevláda platykurtický tvar krivky ($K_{fi} < 3$: 58,82 %) nad leptokurtickými ($K_{fi} > 3$: 41,18 %). Priemerné zastúpenie $CaCO_3$ je 12,87 % a $MgCO_3$ 4,82 % (tab. 3). Sedimenty sú v zmysle M. MIŠÍKA (1959) karbonatické. Väčšia časť karbonatickej prímеси predstavuje pravdepodobne dolomit. Obsah karbonátov je podstatne nižší než v prachoch a íloch.

Podľa mikroskopického štúdia pieskovcovej lavice sú klastické zrná tvorené kremeňom, živcom, rohovcami, sľudami, hojně sú klasty metamorfovaných hornín. Hornina podstúpila progresívnu karbonatizáciu, ktorá sa prejavila zatláčaním tmelu, resp. základnej hmoty, ale aj menej stabilných zrn. Treba povedať, že stupeň karbonatizácie narastá s hĺbkou. Pieskovec patrí do skupiny arkózových pieskovcov (v zmysle J. PETRÁNKA, 1963) a materiál má provenienciu recyklovaného orogénu (W. R. DICKINSON - CH. A. SUCZEK, 1979, obr. 7).

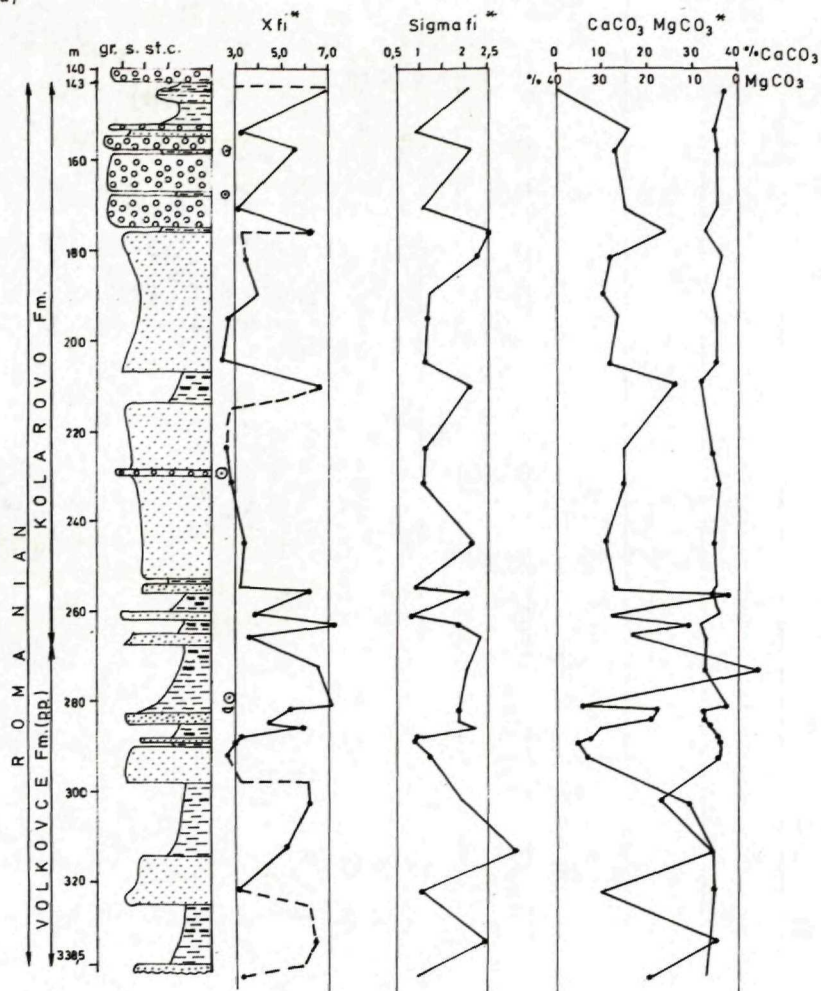
Prachy podľa analýz 9 vzoriek majú priemerné zastúpenie dominantnej, t. j.



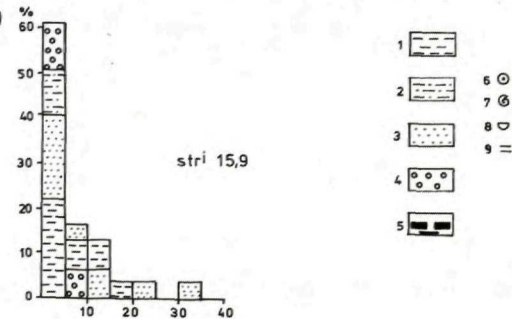
Obr. 3 Magnetostratigrafická korelácia vrtu Ču-1
 1 - íl, 2 - uhoľné bridlice, 3 - silt, 4 - piesok, 5 - piesok s valúnmi, 6 - horizontálne zvrstvenie,
 7 - pozitívne gradačné zvrstvenie, 8 - sporomorfy

R O M A N I A N

a)



b)



Obr. 4a Zrnitosť, stredný moment zrnitosti X_{fi} , triedenie (sigma σ_{fi}), obsah CaCO_3 , MgCO_3 v pieskoch, siltoch a floch rumanu vo vrte Ču-1

Obr. 4b Histogram zvrstvenia

1 - íl, 2 - silt, 3 - piesok, 4 - štrk, 5 - uhoľná bridlica, 6 - sporomorfy, 7 - mäkkýše, 8 - ostrakódy, 9 - horizontálne zvrstvenie gr - štrk, s - piesok, st - silt, c - íl

prachovej frakcie - 61,4 %, z prímiesí prevláda ílová (27,94 %) nad piesčitou (20,57 %). Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti X_{fi} 6,16 poukazuje na to, že ide o jemnozrnné prachy. Priemerná hodnota triedenia sigma fi 2,16 poukazuje na veľmi zlé triedenie. Symetria Sk_{fi} je prevažne negatívna a mierne prevláda leptokurtický tvar krivky nad platykurtickým. Priemerné zastúpenie $CaCO_3$ je 27,05 % a $MgCO_3$ 7,47 % (tab. 3). Prachy sú teda silne karbonatické, vápnito-dolomitické.

Íly, súdiac podľa troch analýz, sú veľmi nečisté. Dominantná frakcia tvorí v priemere necelých 50 % (49,9 %). Prímiesí prevláda prach (34,43 %) nad pieskom (15,30 %). Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti je 7,15 a podľa nej by malo ísť skôr o veľmi jemnozrnné prachy než o íly. Triedenie je veľmi zlé (sigma fi 2,24), symetria je negatívna a tvar krivky je leptokurtický (v 2 prípadoch). Priemerné zastúpenie $CaCO_3$ je 23,78 % a $MgCO_3$ 5,39 % (tab. 3). Íly sú silne karbonatické, prevláda kalcit nad dolomitom.

Štrky sú drobnozrnné, s opracovanými valúnmi, s hojnou piesčitou medzernou hmotou. Prevládajú valúny rezistentných hornín.

Sedimenty rumanu sa vyznačujú rastúcim obsahom zirkónu a granátu smerom do stredu intervalu. Pri hranici ruman/dák sa ich obsah opäť znižuje až na nulu. Stúpa obsah alteritov. Pri hranici ruman/dák a ruman/kvartér je zvýšená frekvencia výskytu a obsah disténu. Turmalín má v profile vrtnú nízky obsah, ale v sedimentoch rumanu je o niečo vyšší (obr. 2).

Koeficienty zrelosti (zirkón + turmalín + rutil, resp. + apatit) narastajú v strednej časti rumanu a v porovnaní so staršími stupňami majú vyššie hodnoty. Narastanie do stredu intervalu rumanu poukazuje na postupné zarovnávanie reliéfu znosovej oblasti a jeho opätovné oživenie na konci rumanu (obr. 9).

Súvrstvie veľmi sporadicky obsahuje zvyšky sladkovodnej fauny: viečka gastropódov *Bithynia* sp., úlomky ostrakódov *Cyprideidae*, schránky mäkkýšov *Helicigona* cf. *pontica* a z rastlinných zvyškov oogónia *Chara* sp. (K. FORDINÁL - L. TUBA, 1988, K. FORDINÁL et al., 1990). Spoločenstvo sporomorfov tvoria *Graminae*, *Cyperaceae*, *Chenopodiaceae*, *Compositae*, *Daucaceae*, *Salix*, *Quercus*, *Corylus*. Ide o spoločenstvo vegetácie rastúcej v pririečnej oblasti vrchnopliocénneho veku.

Po zväžení všetkých litofaciálnych i biofaciálnych údajov dospievame k záveru, že sedimenty rumanu vo vrte Ču-1 predstavujú sekvenciu degradujúceho jazera s výrazným vplyvom riek (rieky), progradujúcej delty, alebo okolia takejto delty. Vplyv riečného prostredia potvrdzuje diskriminačný diagram G. M. FRIEDMANA (1961) znázorňujúci závislosť koeficientu triedenia sigma fi a koeficientu symetrie Sk_{fi} , v ktorom piesky rumanu sa premietajú do poľa riečnych pieskov (obr. 10). Riečne prostredie dominovalo počas sedimentácie najvrchnejšej časti súvrstvia. Štrky predstavujú zrejme sedimenty riečného koryta. Podľa stupňa opracovania, veľkosti i petrografického zloženia valúnov bol materiál transportovaný na relatívne veľkú vzdialenosť a nepochádzal z lokálneho zdroja.

Spodný pliocén - dák v stratotypovej oblasti dáckej panvy (Rumunsko) bol paleomagneticky preštudovaný na viacerých profiloch, z ktorých, zdá sa, najúplnejšie sú profily pri obci Beceni (lektostratotyp I. ANDREESCU - I. PAPAIAPOPOL in

Tab. 3. Štatistické zhodnotenie zrnitostných parametrov a priemerný obsah karbonátov sedimentov rumanu vo vrte Ču-1

	Piesok% Sand	Prach % Silt	íl % Clay	Md	So	Sk	K	Xfi	Sigma fi	Skfi	Kfi	CaCO ₃ %	MgCO ₃ %
Piesky – sands													
Nr of samples 17													
min	63,70	12,80	0,00	0,07	1,43	0,42	0,16	2,50	0,84	-0,25	2,02	6,57	3,41
max	87,10	28,60	0,12	0,22	3,92	0,92	0,35	4,41	2,61	1,36	4,11	21,24	7,24
avg	77,98	19,15	2,73	0,15	2,06	0,74	0,27	3,26	1,45	0,61	2,91	12,87	4,82
std	8,11	5,56	4,45	0,04	0,68	0,16	0,05	0,56	0,58	0,41	0,62	3,81	1,10
var	65,80	30,87	19,78	0,00	0,46	0,02	0,00	0,31	0,33	0,17	0,39	14,55	1,22
Prachy – silts													
Nr of samples 9													
min	11,50	39,60	17,70	0,01	2,36	0,06	0,01	5,22	1,82	-1,01	2,40	9,82	4,69
max	33,10	59,80	38,30	0,03	4,37	1,10	0,29	6,78	3,20	0,40	4,87	45,30	16,57
avg	20,57	51,40	27,94	0,02	3,08	0,75	0,21	6,16	2,16	-0,31	3,37	27,05	7,47
std	8,45	5,63	6,84	0,01	0,60	0,33	0,09	0,54	0,41	0,44	0,88	11,07	3,65
var	71,37	31,73	46,85	0,00	0,36	0,11	0,01	0,29	0,17	0,19	0,77	122,60	13,29
Íly – clays													
Nr of samples 3													
min	8,60	24,30	42,10	0,00	3,20	0,94	0,14	6,67	1,90	-0,94	1,88	6,03	2,55
max	0,20	39,60	55,60	0,01	5,39	2,95	0,22	7,53	2,49	-0,58	3,78	35,24	7,89
avg	15,30	34,43	49,90	0,01	4,17	1,70	0,19	7,15	2,24	-0,73	2,73	23,78	5,39
std	5,96	8,78	6,99	0,00	1,12	1,09	0,04	0,44	0,31	0,19	0,97	15,59	2,69
var	35,49	77,02	48,87	0,00	1,25	1,19	0,00	0,19	0,09	0,03	0,93	243,04	7,22

Nr	Skfi		Kfi	
	<0	>0	<3	>3
17	2/11,8	15/88,2	10/58,8	7/41,2

Nr	Skfi		Kfi	
	<0	>0	<3	>3
9	3/33,3	5/66,7	5/55,5	7/41,2

Nr	Skfi		Kfi	
	<0	>0	<3	>3
3	3	-	1	2

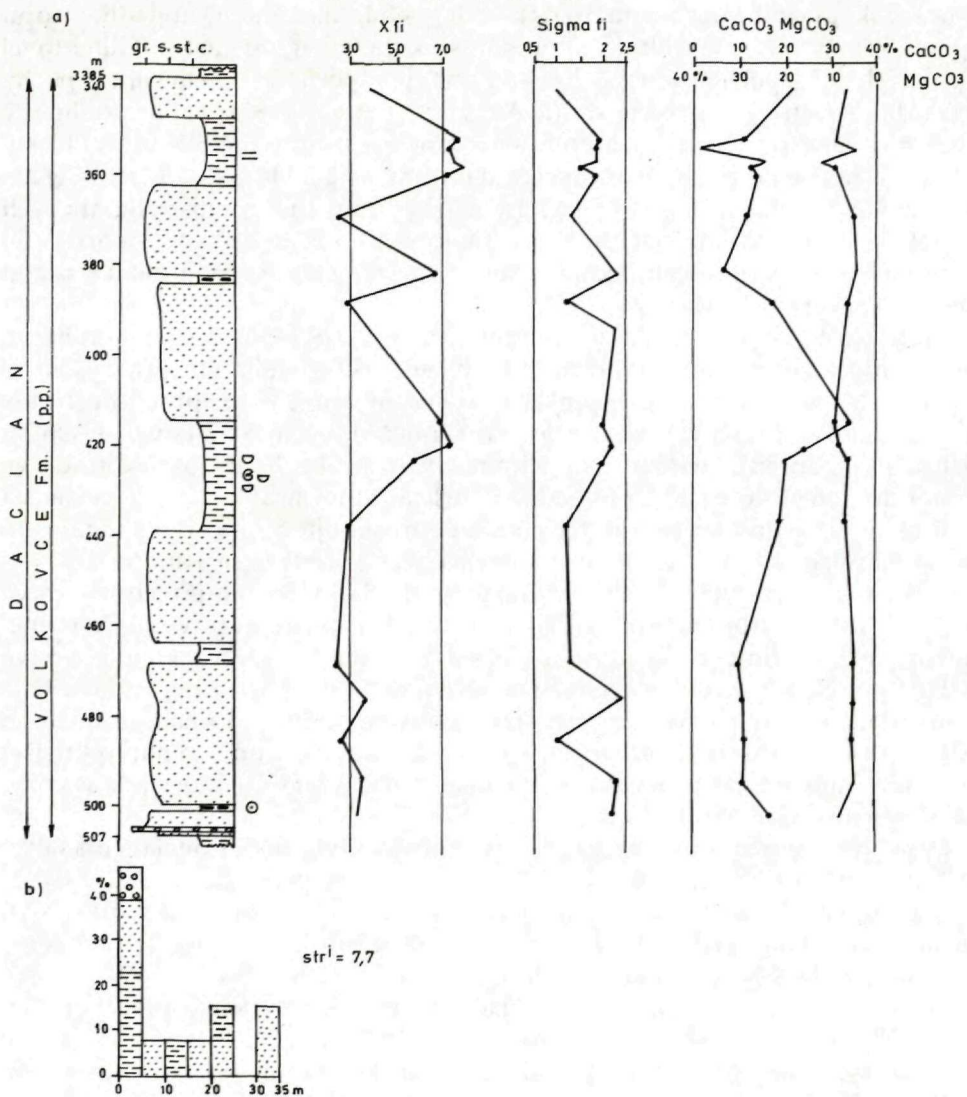
F. F. STEININGER - L. A. NEVESSKAYA, 1975) a v údolí rieky Táríia (Berbesti). Vrchná hranica dáku, čiže hranica ruman/dák zodpovedá, ako sme už uviedli, stropu magnetickej anomálie Cochiti. Stupeň dák sa kryje s väčšou časťou Gilbertovej epochy, celou 5. epochou a najvrchnejšou časťou záporne magnetickej 6. epochy a báza dáku zodpovedá cca 6 Ma (I. ANDREESCU et al., 1987). Takto ponímaný stupeň dák zasahuje do vrchného miocénu, ktorého strop v mediteránnej oblasti, t. j. hranice zanklean/mesin, je všeobecne datovaný na 5,2 Ma (W. B. F. RYAN et al., 1974, ale i W. A. BERGGREN, 1987 a i.) a je blízky hranici magnetostratigrafických epoch 4/5. Treba poznamenať, že V. M. TRUBICHIN (in P. STEVANOVIČ et al., 1989) interpretuje dák na profiloch Beceni a Merca ináč; stotožňuje bázu dáku s bázou anomálie Thevera (4,75 Ma).

Vo vrte Ču-1 zodpovedá dáku hĺbkový interval 338,5–507,0 m, t. j. 168,5 m (obr. 3). Ide o súvrstvie, v ktorom je na báze tenká poloha štrku a vyššie sa striedajú hrubé vrstvy sivých pieskov so sivými ílmi, resp. prachmi. Index zvrstvenia je 7,7. Piesčitých vrstiev je viac (7) než ílových (5). Vrstvy piesku sú tiež hrubšie (obr. 5b). Dve zo siedmich vrstiev sú hrubé 30 až 35 m, ďalšie dve spadajú do kategórie 15 až 25 m, jedna je hrubá 9 m a hrúbka dvoch je menšia ako 5 m. Vrstvy ílov sú tenšie, tri z nich nepresahujú 5 m a dve spadajú do kategórie hrúbky 15 až 25 m. Poloha štrku na báze je hrubá cca 1 m. Medzi vrstvami pieskov sa v spodnej i vrchnej časti súvrstvia vyskytuje po jednej vrstve uhoľných ílov, hrubej niekoľko desiatok cm. Vnútorne zvrstvenie je menej výrazné, resp. sedimenty sú masívne, bez zvrstvenia. Jedine vo vrchnej vrstve ílov bola poloha s výrazným zvrstvením. Rýchlosť sedimentácie počas dáku bola 83,4 m/Ma. Zrnitosť pieskov sa nevýrazne zväčšuje od bázy do nadložia. Obsah CaCO_3 kulminuje uprostred súvrstvia a minimum dosahuje v najvrchnejšej vrstve ílov. Tam bol zaznamenaný aj minimálny obsah MgCO_3 , ktorý je v súvrství inak vyrovnaný (obr. 5a).

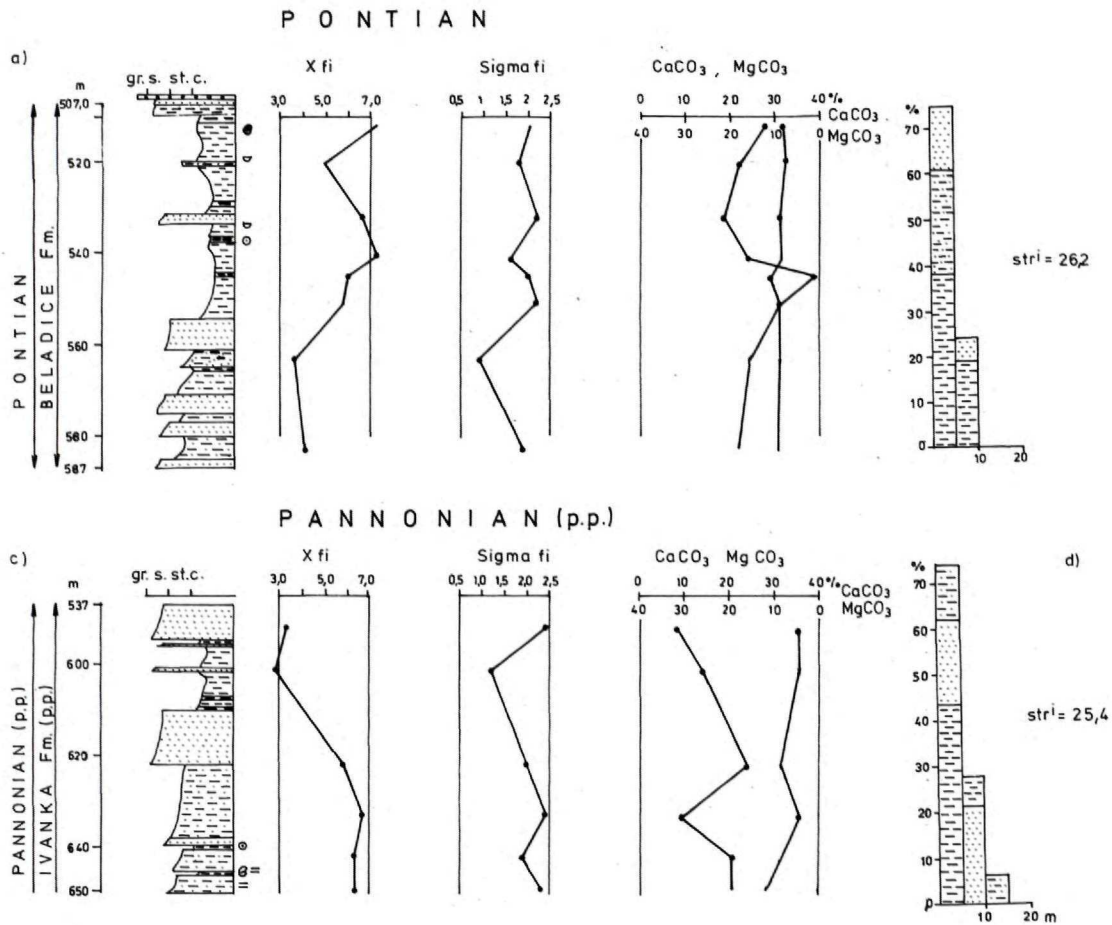
V pieskoch, ktoré sú dominujúcim litotypom súvrstvia podľa deviatich analýz, dosahuje piesčitá frakcia v priemere 78,90 %, z prímiesí prevláda prach (18,06 %) nad ílom (2,99 %). Podľa priemernej hodnoty stredného momentu zrnitosti X_{fi} 3,08 sú piesky dáku iba o málo hrubozrnnéjšie než piesky rumanu. Ich triedenie je o málo horšie, lebo priemerná hodnota sigma f_i je 1,60, spadajú však tiež do kategórie zle triedených pieskov. Prevláda pozitívna symetria a platykurtický tvar krivky je v miernej prevahe nad leptokurtickým. Priemerné zastúpenie CaCO_3 je 14,28 % a MgCO_3 6,01 % (tab. 4), piesky sú karbonatické, prevláda dolomit nad kalcitom. Karbonátnosť pieskov dáku je vyššia ako pieskov rumanu. Piesky svojím petrografickým zložením zodpovedajú arkózovým pieskovcom s materiálom z recyklovaného orogénu (obr. 7).

V prachoch dosahuje prachová prímies v priemere z troch vzoriek 50,0 %, z prímiesí prevláda ílová (35,90 %) nad piesčitou (14,10 %). Priemerná hodnota X_{fi} 6,80 svedčí o tom, že prachy sú jemnozrnné. Ostatné zrnostné parametre sú uvedené v tab. 4. Prachy sú karbonatické. Priemerný obsah CaCO_3 je 11,69 % a MgCO_3 je 6,59 %. Prevládajúcim karbonátovým minerálom je, zdá sa, dolomit, spre-

D A C I A N



Obr. 5 Detto ako obr. 4, dák vo vrte Ču-1
Vysvetlivky pozri obr. 4



Obr. 6 Detto ako obr. 4, pont a panón (p. p.) vo vrte Ču-1
 Vysvetlivky pozri obr. 4

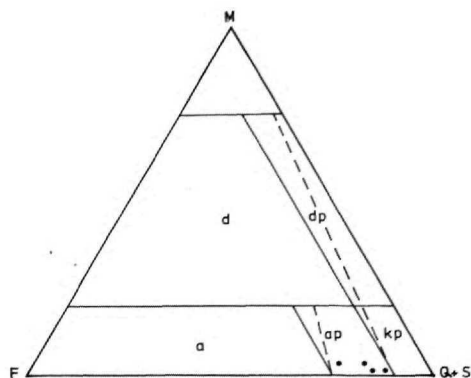
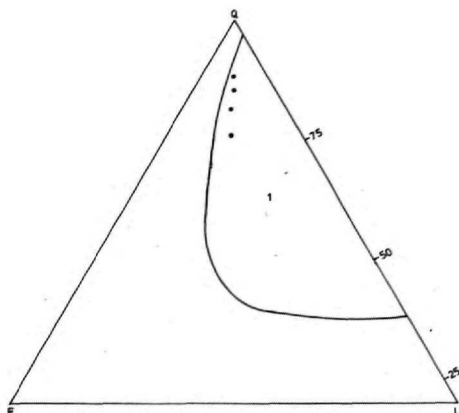
Tab. 4. Štatistické zhodnotenie zrnitostných parametrov a priemerný obsah karbonátov sedimentov dáku vo vrte Ču-1

	Piesok % Sand	Prach % Silt	íl % Clay	Md	So	Sk	K	Xfi	Sigma fi	Skfi	Kfi	CaCO ₃ %	MgCO ₃ %
Piesky – sands													
Nr of samples	9												
min	72,90	14,00	0,00	0,12	1,64	0,37	0,21	2,53	0,97	-0,29	1,82	10,10	4,90
max	85,70	25,30	9,50	0,23	2,78	0,95	0,37	3,66	2,40	1,38	4,22	21,13	7,89
avg	78,90	18,06	2,99	0,17	2,08	0,70	0,28	3,08	1,60	0,64	2,97	14,28	6,01
std	5,06	4,10	4,49	0,04	0,43	0,18	0,05	0,45	0,56	0,48	0,85	4,14	1,06
var	25,59	16,78	20,19	0,00	0,19	0,03	0,00	0,20	0,31	0,23	0,73	17,13	1,12
Prachy – silts													
Nr of samples	3												
min	7,90	49,10	21,90	0,01	2,64	0,50	0,15	5,87	1,75	-0,66	2,20	1,52	4,67
max	26,40	51,70	43,00	0,03	2,79	0,77	0,28	7,28	1,97	0,60	3,14	19,88	8,51
avg	14,10	50,00	35,90	0,01	2,70	0,68	0,19	6,80	1,85	-0,18	2,62	11,69	6,59
std	10,65	1,47	12,12	0,01	0,08	0,15	0,08	0,81	0,11	0,68	0,48	9,34	1,92
var	113,47	2,17	147,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,65	0,01	0,46	0,23	87,19	3,69
Íly – clays													
Nr of samples	6												
min	3,60	25,90	42,80	0,00	2,26	0,83	0,08	6,68	1,55	-1,41	2,33	6,03	4,67
max	22,70	46,70	63,80	0,01	4,42	1,85	0,26	7,97	2,28	-0,40	5,65	34,24	11,92
avg	12,25	34,62	53,08	0,00	3,09	1,24	0,17	7,39	1,94	-0,85	3,43	17,47	8,61
std	7,39	7,91	9,46	0,00	0,92	0,48	0,07	0,48	0,31	0,35	1,18	10,43	2,32
var	54,68	62,51	89,49	0,00	0,84	0,23	0,00	0,23	0,10	0,12	1,39	108,76	5,38

Nr	Skfi		Kfi	
	<0	>0	<3	>3
9	8/88,9	1/11,1	4/44,4	5/55,6

Nr	Skfi		Kfi	
	<0	>0	<3	>3
3	2	1	1	2

Nr	Skfi		Kfi	
	<0	>0	<3	>3
6	-	6/100	4/66,7	2/33,3



Obr. 7a Trojuholníkový klasifikačný diagram pieskoviec podľa W. R. DICKINSON - CH. A. SUCZEK (1979)

Obr. 7b Podľa J. PETRÁNKA (1963), trhaná čiara - modifikované podľa Z. KUKALA (1985)

Q - kremeň, F - živec, L - úlomky hornín, M - matrix, S - stabilné úlomky z hornín, 1 - recyklovaný orogén, ap - arkózovitý piesok

vádzaný kalcitom. Je zaujímavé, že priemerné hodnoty karbonatizácie sú nižšie ako v pieskoch (tab. 4).

Íly pozostávajú prevažne z ílových častíc (53,08 %) sprevádzaných prachom (34,62 %) a pieskami (12,25 %; tieto i ďalšie údaje o zrnitosti predstavujú priemery zo 6 vzoriek). Priemerná hodnota X_{fi} je 7,39, čo zodpovedá veľmi jemnozrnnému prachu. Triedenie je zlé (priemerná hodnota sigma f_i je 1,80). Symetria kriviek analyzovaných vzoriek je negatívna a tvar kriviek je prevažne leptokurtický. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 17,48 % a $MgCO_3$ 8,61 % (tab. 4). Íly sú silne karbonatické s približne rovnakým zastúpením kalcitu a dolomitu.

V sedimentoch dáku stúpa obsah zirkónu smerom do stredu intervalu, potom opäť klesá až na nulu pri hranici s pontom. Obsah granátu stúpa smerom k pontu. Obsahy disténu sú vyrovnané a frekvencia jeho výskytu je menšia. Hodnoty koeficientov zrelosti (zirkón + turmalín + rutil, resp. + apatit) stúpajú smerom do stredu intervalu, majú však o niečo nižšie hodnoty ako v rumane (obr. 9).

Výskyt fauny je zriedkavý. Ojedinele boli nájdené *Helicigona cf. atava*, ostrakódy *Cyprideidae* a operkula gastropoda *Bithynia* sp. Z rastlinných zvyškov oogónia rodu *Chara* (K. FORDINÁL - L. TUBA, L. TUBA in K. FORDINÁL et al., 1990).

Sporomorfy boli nájdené iba v bazálnej časti súvrstvia. Zloženie spoločenstva je nasledovné: *Lycopodium*, *Polypodiaceae*, *Ovoidites* (sladkovodný planktón), *Acer*, *Quercus*, *Myrica*, *Carpinus*, *Carya*, *Eleagnaceae*, *Bryophyta*, spóry húb, *Chenopodiaceae*. Spoločenstvo pozostáva z foriem, ktoré žili na brehoch jazera, a zo stratigrafického hľadiska má charakter prechodnej pontsko-dáckej flóry.

Podľa litofaciálneho a biofaciálneho vývoja súdime, že súvrstvie zodpovedajú-

ce dáku vzniklo v jazernom prostredí a predstavuje buď príbrežné piesčité ílovité sedimenty s občasným náznakom prechodu do pobrežných močiarov (polohy uhoľných ílov), alebo sedimenty prodely, resp. sedimenty usadené v priestore medzi deltami. Vzťah koeficientu triedenia σ a symetrie Skfi poukazuje na vplyv rieky a na malé prepracovanie piesčitého detritu v jazernom prostredí (obr. 10).

Pont definoval M. P. BARBOT de MARNI (1869 fide A. P. ILINA in F. F. STEININGER - L. A. NEVESSKAYA, 1975) v okolí Odesy.

Stratotypový profil zanikol. Pont pri Odese na novom profile neskoršie opísal I. F. SINCOV (1883 fide A. P. ILINA l.c.) a tento profil možno považovať za lektostatotyp. Pont na Kerčskom polostrove opísal N. ANDRUSOV (1918, 1927, fide V. N. SEMENENKO, 1979).

V severočernomorskej oblasti, t. j. v oblasti, kde bol pont pôvodne opísaný, na polostrove Kerč (vrt č. 15) a na polostrove Tamaň (profil Železnýj Rog), sú sedimenty pontu charakterizované reverznou magnetizáciou (M. A. PEVZNER - A. A. CHIKOVANI, 1978, V. N. SEMENENKO - M. R. PEVZNER, 1979). Vzhľadom na to, že v ich nadloží bol nájdený nanoplanktón zóny NN II s *Discoaster quinqueramus*, reverzné magnetické sedimenty pontu najskôr zodpovedajú epoche 6 s prevažne reverznou magnetizáciou (V. M. SEMENENKO, 1979, M. A. PEVZNER, 1987), pravda, mohli by zodpovedať aj epoche 8, lebo rozsah nanoplanktonickej zóny NN 11 to dovoľuje, pozri napr. W. H. BERGGREN (1987), ale v tom prípade by musel byť v profile na Kerči veľký hiát, museli by tam totiž chýbať sedimenty 7. epochy s prevažne pozitívnou magnetizáciou. Strop pontu teda podľa uvedených autorov možno stotožniť s hranicou magnetostratigrafických epoch 5/6, ktorá numericky zodpovedá veku 5,89 miliónov rokov. Magnetostratigraficky definovaný pont sa trochu prekrýva so spodnou časťou dáku, čo možno pochopiť, lebo obidva stupne boli definované v rôznych oblastiach východnej Paratetydy.

Báza pontu je stotožňovaná s hranicou epoch 6/7, ktorej numerický vek je 6,69 mil. rokov (V. N. SEMENENKO - M. A. PEVZNER, 1979; M. A. PEVZNER, 1987 a i.).

Časový rozsah pontu v Rumunsku definujú niektorí autori celkom odlišne. Keď odhliadneme od malého časového prekrývania pontu s dákom, hlavnou odlišnosťou je interpretácia bázy pontu.

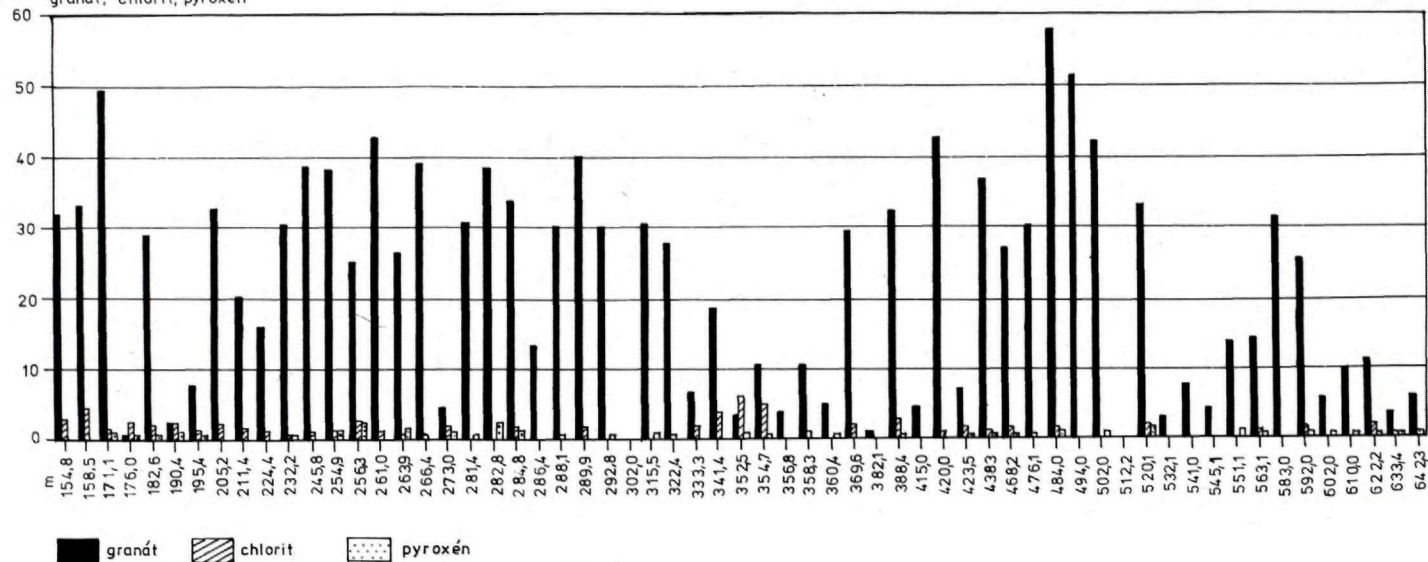
I. ANDREESCU et al. (1987) sa domnieva, že bázu pontu treba stotožniť s vrchnou časťou paleomagnetickéj epochy 9, čo má zodpovedať cca 9 mil. rokov (podľa novej verzie magnetostratigrafickej škály W. A. BERGGRENA (1987) báza takto chápaného pontu zodpovedá cca 8 mil. rokov). Ich hlavným argumentom je profil pontu v údolí Sárátelu, kde podľa litológie a fauny predpokladajú viac hiátov, zvlášť v intervale zodpovedajúcom neskorému portaférinu a bosporu. Preto reverznú magnetizáciu zistenú na tomto profile považujú iba za zdanlivú. Zvlášť epocha 7 a stredná časť epochy 8 s prevažne normálnou polaritou údajne na profile Sárátelu v dôsledku hiátov chýba.

Domnievame sa však, že pre definovanie časového rozsahu pontu sú rozhodujúce profily v stratotypovej oblasti, t. j. v severnom čiernomorí, kde citovaní autori nespomínajú hiáty a magnetizácia je prevažne reverzná.

Treba poznamenať, že rádiometrické veky vulkanitov z pontu sú o málo staršie ako báza pontu v stratotypovej oblasti. Vek vulkanického popola zo spodného pontu na profile Adjveli v Azerbajdžane je $7,07 \pm 0,6$ Ma (GANZEJ, 1984, fide P. STEVANOVIČ et al., 1989) a vek bazaltov podrečianskej bazaltovej formácie z okolia Lučenca (j. Slovensko) je $6,44 \pm 0,27$ Ma, izochrónny vek: $6,17 \pm 0,47$ Ma, resp. $7,15$ až $7,63 \pm 0,23, 0,47$ Ma (K. BALOGH et. al., 1981, resp. J. KANTOR -

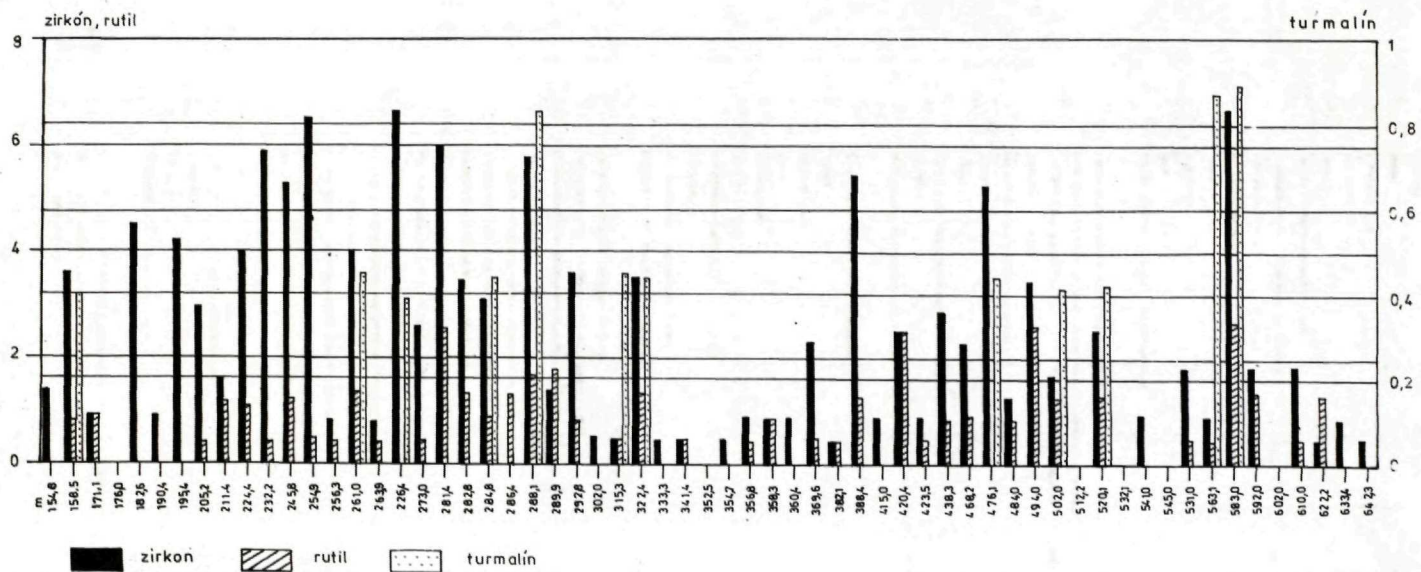
Obsahy ťM v profile vrtu ČU-1

granát, chlorit, pyroxén



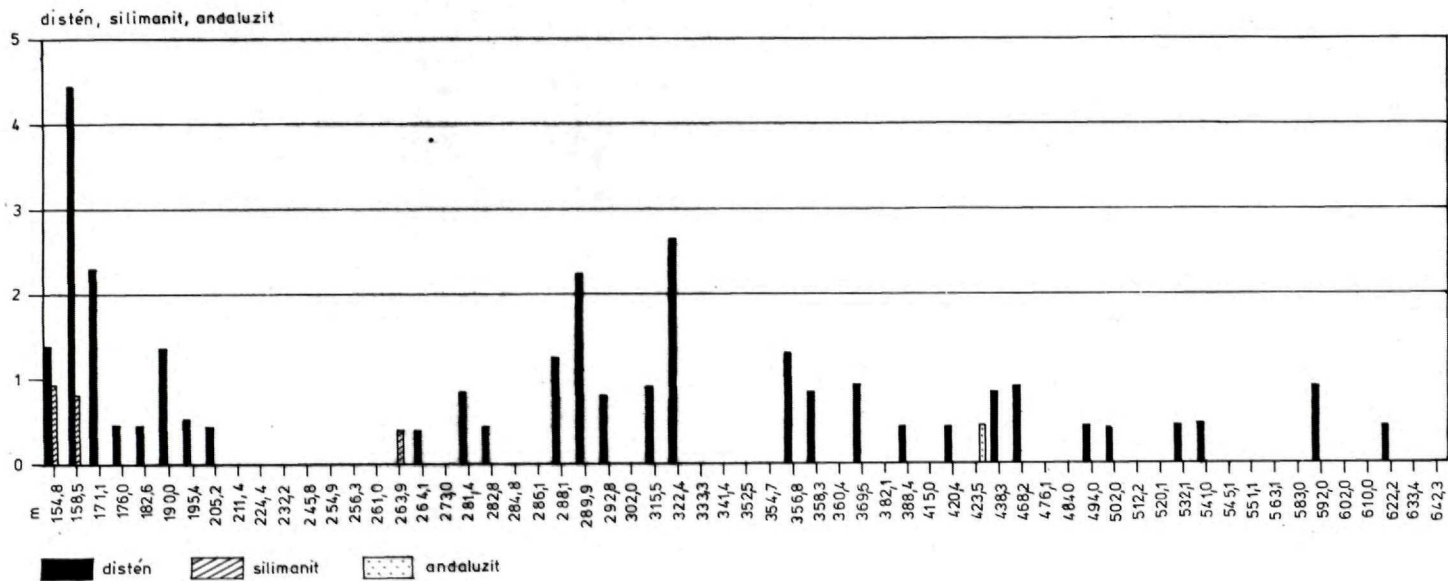
Obr. 8 Obsah těžkých minerálů v sedimentech vrtu ČU-1
Obr. 8a - granát, chlorit, pyroxén

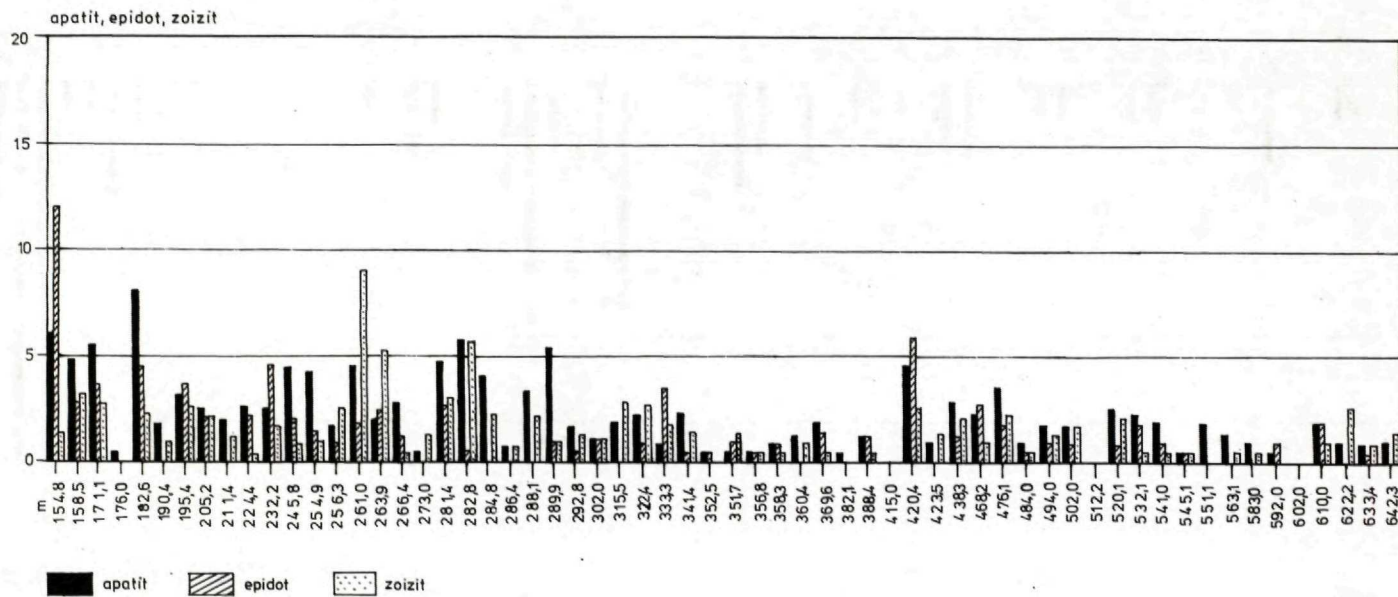
Obsahy ťM v profile vrtu ČU-1



Obr. 8b - zirkón, rutil

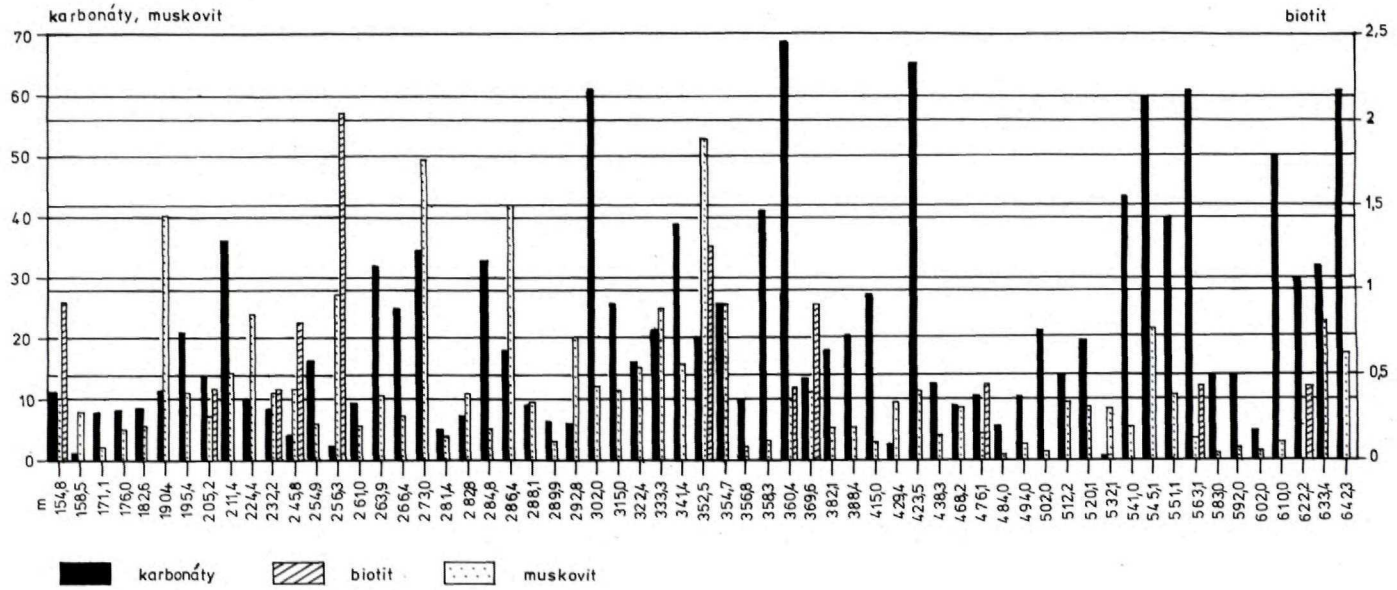
Obsahy ŤM v profile vrtu ČU-1



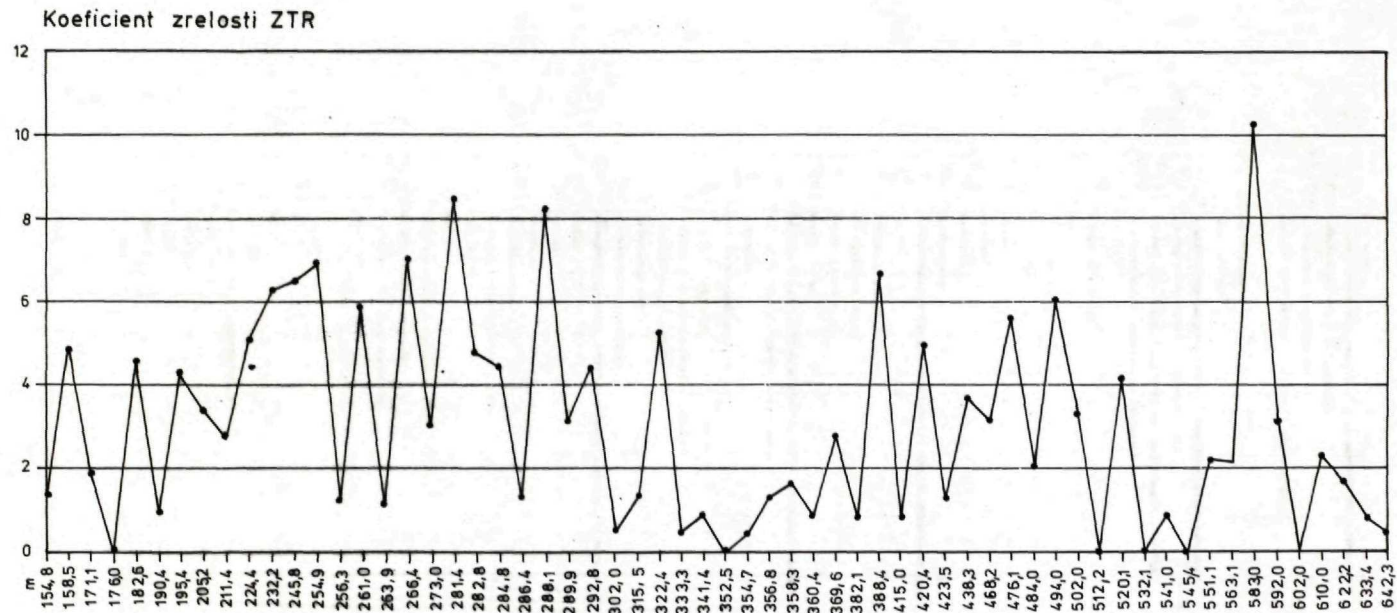
Obsahy Mg v profile vrtu ČU-1

Obr. 8d - apatit, epidot, zoizit

Obsahy ťM v profile vrtu ČU-1

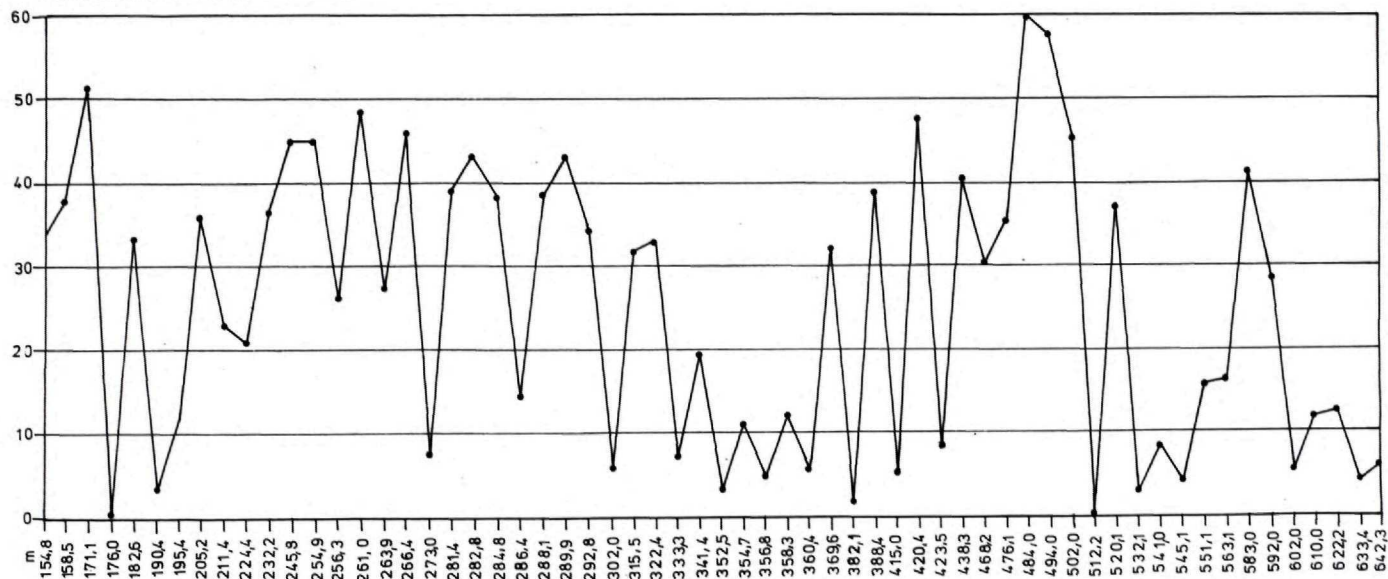


Obr. 8e - karbonáty, muskovit

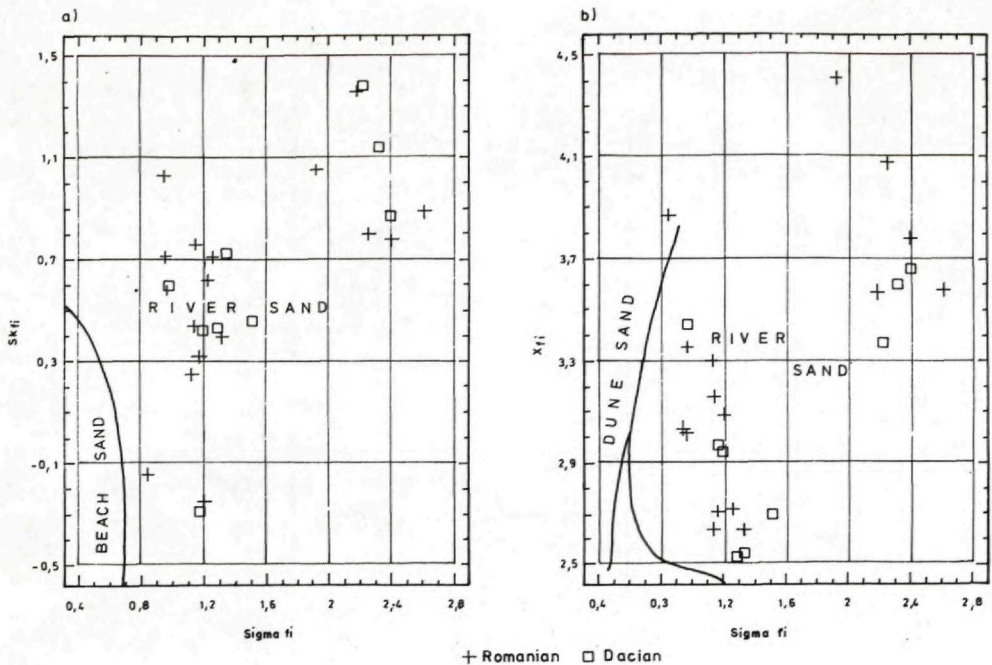


Obr. 9 Index zrelosti sedimentov z vrtu Ču-1
 Obr. 9a - zirkón + turmalín + rutil

Koeficient zrelosti ZTR + G



Obr. 9b - zirkón + turmalín + rutil + granát



Obr. 10 a) Vzťah S_{kfi} a σ_{fi} (triedenie)

Obr. 10 b) Vzťah X_{fi} (stredný moment zrnitosti) a σ_{fi} (triedenie)

Použitá je škála phi. Podľa G. M. FRIEDMANA (1961), priemety pieskov rumanu a dáku sú v poli riečnych pieskov.

V. WIEGEROVÁ, 1981). Pontský vek poltárskeho súvrstvia, v ktorom, alebo na ktorom datované bazalty ležia, bol doložený na základe peľových spektier (E. PLANDEROVÁ in D. VASS - I. KRAUS, 1985, E. PLANDEROVÁ, 1986).

Pontu stratotypovej oblasti na Veľkej maďarskej nížine zodpovedá vrchná časť formácie Zagyva, ktorej paleomagnetizmus bol premeraný, ale nie úplne, vo vrte Kaskanyty (D. P. ELSTON et al., 1990).

Vo vrte Ču-1 zodpovedá pontu hĺbkový interval 507,0 až 587,0 m s celkovou hrúbkou 80 m (obr. 3). Spodná časť súvrstvia je piesčitá a prachovcová, vrchná prevažne ílovitá (obr. 6a). Sfarbenie pieskov je sivé, íly sú sivé, zelenosivé. V ílových, alebo prachových vrstvách vystupujú tenké (niekoľko cm až niekoľko desiatok cm) polohy či vrstvy uhoľných ílov, často s úlomkami zuhoľnatených rastlín. V ponte sa nevyskytujú štrkové polohy. Vrstvy sú v porovnaní s nadložími tenšie, takmer 80 % vrstiev z celkového počtu je tenších ako 5 m a zvyšných 23 % tvoria vrstvy, ktorých hrúbka kolíše od 5 do 10 m (obr. 6b). Index stratifikácie má hodnotu 26,2. Čo do hrúbky i čo do počtu prevládajú vrstvy ílov. Rýchlosť sedimentácie počas pontu bola 100 m/Ma. V súvrství pozorovať celkový trend znižovania stredného momentu zrnitosti, čo zjavne súvisí s trendom ubúdania polôh piesku zdola nahor. S tým zrejme súvisí aj zhoršovanie triedenia, lebo ako je známe, pelitické sedimenty majú horšie triedenie ako

piesčité. Narastá aj obsah CaCO_3 , pričom najvyšší obsah bol zistený v íloch uprostred súvrstvia. Obsah MgCO_3 je veľmi vyrovnaný (8-9 %). Podiel dolomitckej zložky v sedimentoch pontu je v celom jeho profile rovnomerne rozložený, iba v íloch, ktoré obsahujú najviac CaCO_3 , je aj obsah MgCO_3 mierne zvýšený na cca 11 %.

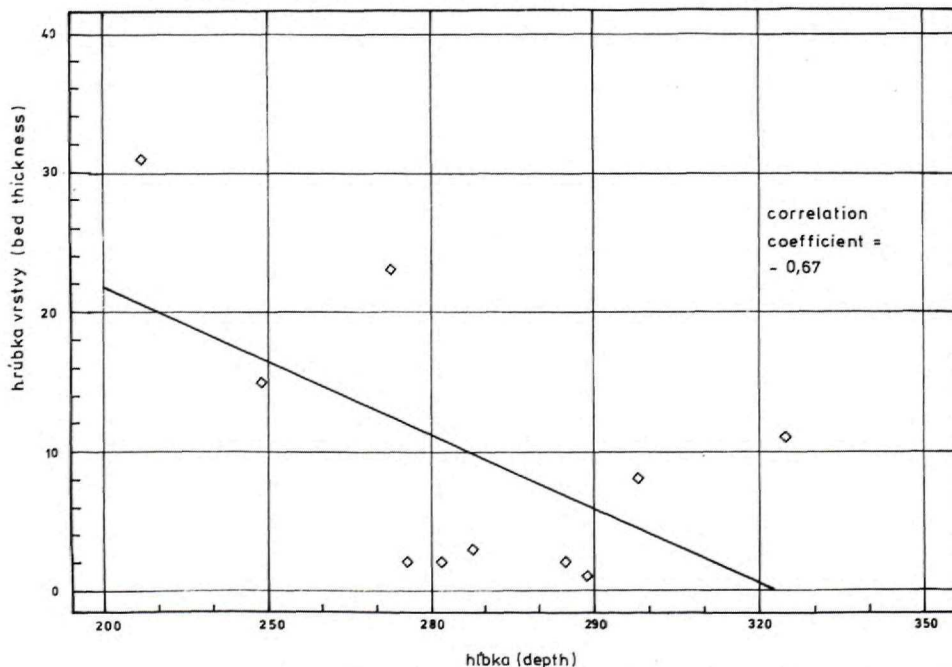
V pieskoch podľa analýz troch vzoriek má prevládajúca piesčitá frakcia priemerný obsah 66,73 %. Z prímiesi prevláda prachová (26,93 %) nad ílovou (6,27 %). Podľa priemernej hodnoty stredného momentu zrnitosti X_{fi} 3,87 sú piesky veľmi jemnozrnné, jemnozrnnéjšie než piesky dáku a rumanu. Ich triedenie je zlé, o málo lepšie ako triedenie pieskov dáku, ale horšie ako triedenie pieskov rumanu (σ_{fi} 1,53). Symetria krivky je pozitívna a prevláda leptokurtický tvar (2 vzorky). Priemerný obsah CaCO_3 je 22,08 % a MgCO_3 8,44 % (tab. 5), piesky sú silne karbonatické, prevláda kalcit.

Prachy obsahujú priemerne 51,60 % prachovej frakcie, z prímiesi prevláda ílová (32,23 %) nad piesčitou (16,17 %). Priemerná hodnota stredného momentu zrnitosti X_{fi} 6,61 zodpovedá jemnozrnnému prachu. Triedenie je zlé (σ_{fi} 1,93). Symetria krivky je prevažne negatívna, tvar krivky je leptokurtický (2 vzorky) i platykurtický (2 vzorky). Priemerný obsah CaCO_3 je 27,13 % a MgCO_3 9,13 % (tab. 5), prachy sú silne karbonatické, prevláda dolomit nad kalcitom.

Z ílov bola analyzovaná iba jedna vzorka, jej granulometrické parametre sú uvedené v tab. 5. Íl je silne karbonatický, prevláda dolomit.

V pante stúpa obsah zirkónu, granátu a turmalínu smerom do stredu intervalu. Charakteristický je vysoký obsah opakových minerálov a karbonátov a nízky obsah alteritov. Hranicu pont/panón charakterizuje pokles hodnôt zirkónu, turmalínu a granátu. Koefficienty zrelosti minerálnej asociácie sa správajú obdobne ako v rumane a dáku (obr. 9).

Závislosť hrúbky vrstiev pieskovcov na hĺbke v romane



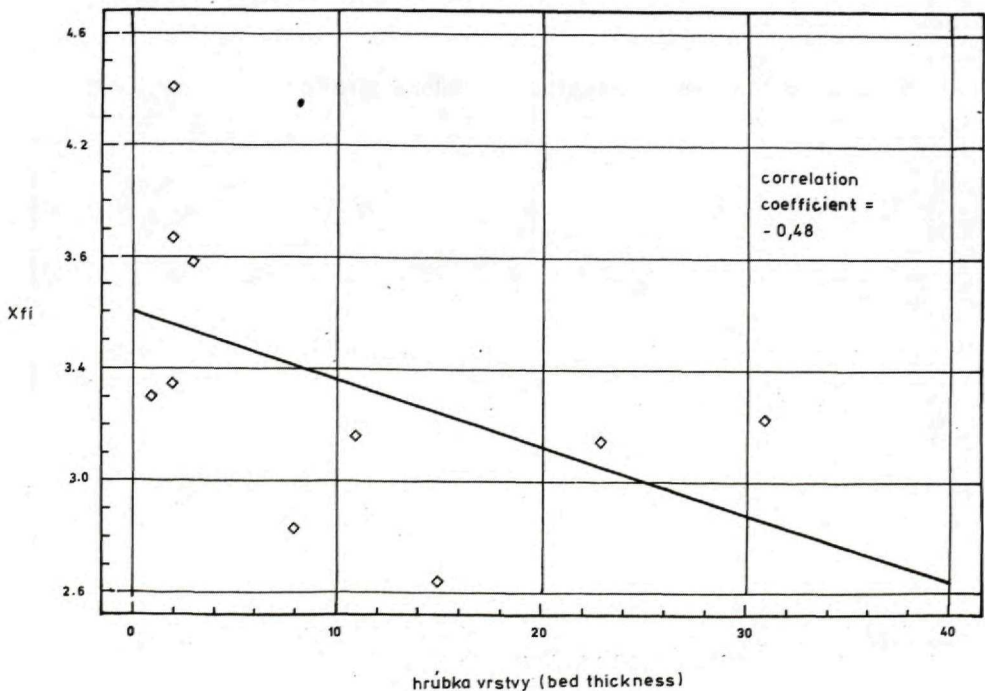
Obr. 11 Vzťah hrúbky vrstvy a hĺbky sedimentov rumanu vo vrte Ču-1. Hrúbka vrstiev klesá s narastajúcou hĺbkou.

Sedimenty pontu obsahujú úlomky sladkovodných mäkkýšov, sladkovodné jazerné ostrakódy *Cyprideidae*, *Amplocypris* sp., *Cyprideis* sp. (L. TUBA in K. FORDINÁL et al., 1990). V jednej polohe (v hĺbke 537,1 m) boli nájdené *Myricaceae*, *Alnus*, *Cyatheaceae*, *Ulmus*, *Castanea*, *Eleagnaceae*, *Azola aquatica*, *Rhus cotinus*. Ide o spoločenstvá prijazernej flóry pontského veku.

Podľa litofaciálnych a biofaciálnych ukazovateľov sedimenty pontu vznikli v jazernom prostredí, ktorého energia klesala, čoho svedkom je okolnosť, že vo vrchnej časti súvrstvia íly úplne vystriedali piesky. Súviselo to pravdepodobne s prehĺbovaním jazera. Spodná časť súvrstvia môže zodpovedať prostrediu vonkajšieho deltového kužela s občasným splytčovaním, keď na krátke obdobie zavládlo močiarne prostredie. Vrchná časť súvrstvia zodpovedá najskôr prostrediu prodelty.

Panón, čiže časové obdobie po uložení sedimentov sarmatu (sensu E. SUESS, 1866) a pred uloženíu pontu (sensu BARBOT DE MARNY, 1869, pozri vyššie), ako ho redefinoval P. STEVANOVIČ, 1951, (fide A. PAPP - E. F. STENINGER in F. F. STEININGER - L. A. NEVESSKAYA, 1975) zodpovedá spodnej časti panónu v chápaní starších maďarských geológov.

Závislosť X_{fi} na hrúbke vrstvy - piesky romanu



Obr. 12 Vzťah X_{fi} (stredný moment zrnitosti v škále Phi) a hrúbky vrstiev pieskov romanu vo vrte Ču-1. Zväčšovanie zrna je závislé od hrubnutia vrstiev.

Tab. 5. Štatistické zhodnotenie zrnitostných parametrov a priemerný obsah karbonátov sedimentov pontu vo vrte Ču-1

	Piesok % Sand	Prach % Silt	Íl % Clay	Md	So	Sk	K	Xfi	Sigma fi	Skfi	Kfi	CaCO ₃ %	MgCO ₃ %
Piesky – sands													
Nr of samples 3													
min	50,50	19,20	0,00	0,05	1,69	0,69	0,23	2,65	0,90	0,16	1,88	20,22	7,66
max	76,60	38,40	11,10	0,08	1,96	1,11	0,27	4,88	1,87	1,34	4,55	24,28	8,95
avg	66,73	26,93	6,27	0,07	1,82	0,96	0,25	3,87	1,53	0,88	3,37	22,08	8,44
std	14,17	10,13	5,69	0,02	0,14	0,23	0,02	1,13	0,54	0,63	1,36	2,05	0,69
var	200,70	102,61	32,34	0,00	0,02	0,05	0,00	1,28	0,30	0,40	1,85	4,21	0,47
Prachy – silts													
Nr of samples 3													
min	2,10	45,40	22,70	0,01	2,57	0,66	0,21	5,95	1,63	-0,39	1,96	18,71	8,051
max	31,90	58,10	39,80	0,02	3,90	1,03	0,32	7,23	2,16	0,45	3,22	38,93	10,17
avg	16,17	51,60	32,23	0,01	3,21	0,80	0,26	6,61	1,93	-0,05	2,54	27,13	9,13
std	14,97	6,36	8,72	0,01	0,67	0,19	0,06	0,64	0,27	0,44	0,64	10,52	0,90
var	224,09	40,39	76,00	0,00	0,44	0,04	0,00	0,41	0,07	0,19	0,40	110,75	0,82
Íly – clays													
Nr of samples 1	12,9	36,2	50,7	0,004	4,30	1,93	0,22	7,24	2,07	0,43	1,73	26,79	8,72

Nr	Skfi		Kfi	
	<0	>0	<3	>3
3	-	3	1	2

Nr	Skfi		Kfi	
	<0	>0	<3	>3
4	3	1	2	2

Tab. 4. Štatistické zhodnotenie zrnitostných parametrov a priemerný obsah karbonátov sedimentov panónu vo vrte Ču-1

	Piesok % Sand	Prach % Silt	Íl % Clay	Md	So	Sk	K	Xfi	Sigma fi	Skfi	Kfi	CaCO ₃ %	MgCO ₃ %
Prachy - silts													
Nr of samples 3													
min	15,10	44,70	22,60	0,00	3,05	0,55	0,25	5,87	1,92	-0,34	1,94	20,72	8,10
max	29,00	57,60	32,80	0,03	3,86	0,73	0,29	6,33	2,34	0,43	2,77	23,26	11,72
avg	22,17	50,23	27,57	0,01	3,32	0,62	0,27	6,16	2,11	0,16	2,32	21,57	9,51
std	6,95	6,64	5,11	0,01	0,47	0,10	0,02	0,25	0,21	0,44	0,42	1,47	1,94
var	48,34	44,12	26,06	0,00	0,22	0,01	0,00	0,06	0,05	0,19	0,18	2,15	3,75
Piesky - sands													
Nr of samples 2													
min	75,9	14,7	9,4	0,178	2,51	0,581	0,31	3,35	2,37	1,22	3,64	8,59	4,69
max	81,9	17,9	0,0	0,78	1,73	0,814	0,24	2,83	1,21	0,59	2,46	14,16	4,27
Íly – clays													
Nr of samples 1	7,9	30,4	40,5	0,008	4,32	0,946	0,22	6,73	2,35	-0,72	3,47	9,6	4,27

Nr	Skfi		Kfi	
	<0	>0	<3	>3
3	1	2	3	-

Stratotypové profily panónu v rakúskom Burgenlande, kde panón pôvodne opísal ROTH V. TELEGD (1879), zanikli. Bol však opísaný nový holostratotyp vo Viedenskej panve v Rakúsku (Vösendorf) a rad faciostratotypov, medzi nimi jeden v Maďarsku z vrtu LK-1 (Lajoskomárom) j. od Balatonu (A. PAPP et al., 1985).

V Maďarsku v priestore Veľkej maďarskej nížiny bola väčšia časť panónu paleomagneticky preštudovaná (D. P. ELSTON et al., 1990). Keďže panónu s. str. zodpovedajú sedimenty ležiace pod pontom - epocha 6 magnetostratigrafickej škály - a na sarmate, v magnetostratigraficky preštudovaných vrtoch z Alföldu, vrchnej časti panónu s. str. zodpovedajú: spodná (prevažná) časť formácie Zagyva, resp. časť lignitovej formácie Bükkalja, ktoré boli korelované so 7. až 9. epochou magnetostratigrafickej škály.

Vo vrte Ču-1 vrchnej časti panónu, resp. príslušným častiam formácií Zagyva a Bükkalja zodpovedajú sedimenty v hĺbkovom intervale 587,0-650 m (počva vrtu, obr. 3) a prevrtaná hrúbka panónu predstavuje 63 m (obr. 6c). Podľa výsledkov paleomagnetického výskumu ich možno stotožniť s epochou 7 a stropom epochy 8. Spodná časť prevrtaných panónskych sedimentov je prachovcová, vo vrchnej časti sú dve hrubé vrstvy piesku až rozpadavého pieskovca, oddelené polohou ílu s vložkami uhoľných ílov. Sfarbenie pieskov i prachov je prevažne sivé, sivozelené. Vo vrtnom jadre bolo možné identifikovať 16 makrovrstiev, ktorých stratifikačný index je 25,4. Hrúbku menšiu ako 5 m majú vrstvy ílov. Uhoľné tmavosivé íly majú hrúbku iba niekoľko cm až niekoľko desiatok cm. Aj niektoré vrstvy pieskov a prachov (resp. rozpadavých pieskovcov a prachovcov) sú relatívne tenké. Piesky však tvoria aj vrstvy hrubé až 15 m a jedna vrstva prachov je hrubá takmer 20 m (obr. 6d). Vnútorne zvrstvenie je spravidla nevýrazné s výnimkou spodných polôh prachov, resp. ílov, ktoré majú náznaky zvrstvenia, resp. sú v nich laminky piesku. Zmenu zrnitostných parametrov a obsahu karbonátov nemožno spoľahlivo posúdiť, lebo vzorky na laboratórne spracovanie neboli vhodne vybrané, resp. nie všetky vybrané vzorky boli vhodné na granulometrickú analýzu. Rýchlosť sedimentácie od hranice pont/panón po hranicu epôch 7/8 (v hĺbke vrtu 637 m) bola 70,4 m/Ma.

Z pieskov boli analyzované iba dve vzorky, v ktorých je zastúpenie piesčitej frakcie 75,9 % a 81,9 %, z prímiesi prevláda prach. Stredný moment zrnitosti X_{fi} je 2,83 a 3,35, čo zodpovedá jemnozrnnému až veľmi jemnozrnnému piesku. Triedenie je mierne (1,21) a veľmi zlé (2,37). Symetria krivky je pozitívna a tvar krivky leptokurtický, resp. platykurtický. Obsah $CaCO_3$ je 8,59 %, resp. 14,16 % a $MgCO_3$ 4,69 %, resp. 4,27 % (tab. 6), piesky sú slabokarbonatické, resp. karbonatické, prevládajúcim karbonátom je dolomit. Analyzované piesky sa vymykajú z trendu narastania karbonatizácie s hĺbkou vrtu a vekom.

Z troch analýz prachov vychodí, že ide o zmesné sedimenty s priemerným obsahom prachovej zložky okolo 50 %, z prímiesi prevláda ílová nad piesčitou. Triedenie je veľmi zlé (priemerná hodnota sigma f_i je 2,11). Symetria je prevažne pozitívna (2 vzorky) a tvar krivky je platykurtický. Priemerný obsah $CaCO_3$ je 21,57 % a $MgCO_3$ 9,51 % (tab. 6), prachy sú teda silne karbonatické, prevláda dolomit.

Z ílov bola analyzovaná iba jedna vzorka nečistého ílu, v ktorej podiel ílovej frakcie iba málo prevyšuje podiel prachovej frakcie. Stredný moment zrnitosti je 6,37, čo zodpovedá drobnozrnnému prachu. Triedenie je veľmi zlé, symetria krivky negatívna a tvar leptokurtický. Obsah $CaCO_3$ je 9,6 % a $MgCO_3$ 4,27 % (tab. 6), íl je slabokarbonatický, prevláda dolomit.

Asociácie ťažkých minerálov z panónu sa vyznačujú vysokým obsahom muskovitu, limonitu, karbonátov a nízkym obsahom zirkónu, rutilu, turmalínu a granátu.

V sedimentoch panónu boli nájdené polámané tenkostenné schránky mäkkýšov, viečka gastropódov *Bithynia* sp. a oogónie rodu *Chara* (L. TUBA in K. FORDINÁL et al., 1990).

Podľa litofaciálneho a biofaciálneho vývoja opisované, k panónu p. p. patriace sedimenty vznikli v jazernom príbrežnom prostredí, alebo na okraji delty, kde občas a na krátke obdobie zavládlo, podobne ako počas pontu, močaristé prostredie, v ktorom vznikali uhoľné íly. Energia prostredia narastala v čase a relatívne hlbokovodnejšie pokojné prostredie reprezentované prachovcami v spodnej časti prevrútaného panónskeho intervalu bolo progresívne nahradené plytkovodnejším, viac agitovaným prostredím. Je možné, že prevaha piesčitých vrstiev počas najvyššieho panónu a spodného pontu signalizuje pragradáciu deltového prostredia do jazera.

Tab. 7. Petrografické zloženie pieskovcov z vrtu Ču-I

	Rumanian	Dacian		
	324,7	407,3	464,5	506,5
Q _m	46,2	58,4	67,0	52,2
Q _p	25,9	20,7	15,8	32,3
Q _p mikr	2,9	2,1	1,8	2,4
Z _h	3,1	3,1	1,8	1,4
L _v	5,0	2,9	5,0	4,0
L _s	6,0	5,6	1,8	1,5
Plg	3,1	3,2	3,6	3,2
K	7,8	4,0	3,2	3,0
Q	75,0	81,2	84,6	86,9
F	10,9	7,2	6,8	6,2
L	11,0	8,5	6,8	5,5

- Q - kremenné zrná celkove,
- Q_m - monokryštalický kremeň,
- Q_p - polykryštalický kremeň,
- Q_p mikr - polykryštalický mikrokryštalický kremeň,
- Z_h - základná hmota,
- L_v - úlomky vulkanitov a metavulkanitov,
- L_s - nestabilné úlomky sedimentov a metasedimentov,
- L - nestabilné litické úlomky,
- Plg - plagioklasy,
- K - draselné živice,
- F - živice celkove

Korelácia s litostratigrafickými jednotkami slovenskej časti podunajskej panvy

V podunajskej panve boli definované základné litostratigrafické jednotky jej výplne (Z. PRIECHODSKÁ - J. HARČÁR, 1989, D. VASS, 1989 nepubl.). Pliocén a vrchný miocén boli litostratigraficky rozčlenené na súvrstvia: kolárovske, volkovské, beladické, ivánske.

Kolárovske súvrstvie pôvodne opísané ako kolárovske vrstvy (M. DLABAČ, 1960) je rozšírené v centrálnej a z. časti podunajskej panvy. Je hrubé 100 až 200 m. Tvoria ho prevažne piesky a drobný polymiktný štrk s polohami zelených, sivých a hrdzavých ílov. Vo vrte Ču-1 týmto vrstvám zodpovedá vrchná časť rumanu od 143 m do 267,6 m. Sú to prevažne piesky s drobnozrnnými štrkami vo vrchnej časti a s polohami sivozelených a sivých ílov. Hrúbka súvrstvia je 124,6 m. V magnetostratigrafickej škále sa súvrstvie, ktorého strop zodpovedá stropu rumanu (strop anomálie Olduvai), kryje so spodnou časťou epochy Matuyama a vrchnou časťou Gaussovej epochy. Jeho báza leží medzi zápornými anomáliami Keana a Mammoth a numerický vek bázy súvrstvia je o málo viac než 3 Ma.

Volkovské súvrstvie (Z. PRIECHODSKÁ - J. HARČÁR, 1989, D. VASS, 1989) je rozšírené prakticky v celej slovenskej časti podunajskej panvy. V centrálnej časti panvy jeho hrúbka presahuje 1000 m. Na severe panvy v súvrství prevládajú hrubodetritické sedimenty: štrky a piesky, v centrálnej časti panvy prevládajú pestrofarebné vápnnité íly, striedajúce sa s vrstvami piesku. Ojedinele sa v súvrství nachádzajú polohy lignitu a uhoľné íly. Vo vrte Ču-1 volkovskému súvrstviu pravdepodobne zodpovedá spodná, prevažne ílovitá časť rumanu a celý dák. Súvrstvie v časti zodpovedajúcej dáku je viac piesčité než v centrálnej časti panvy, čo je iste podmienené pozíciou na okraji panvy. Íly na rozdiel od typického dáku nie sú pestrofarebné, ale prevláda sivá farba. Na druhej strane v súvrství, tak ako v ostatnej časti panvy, sú polohy tmavohnedých až čiernych uhoľných ílov.

Beladické súvrstvie (Z. PRIECHODSKÁ - J. HARČÁR, 1989, D. VASS, 1989) je hrubé niekoľko stovák metrov a tvoria ho zelenosivé vápnnité íly, prípadne prachy s polohami piesku, uhoľných ílov a slojmi lignitu. Vo vrte Ču-1 beladickému súvrstviu zodpovedajú sedimenty pontu, ktoré sú (vzhľadom na okrajovú pozíciu vrtu) hrubé iba 80 m. Litologicky sa podobajú uvedenej základnej charakteristike súvrstvia s jedinou odlišnosťou, že vo vrte sa nenašli sloje lignitu, iba uhoľné íly.

Ivánske súvrstvie (Z. PRIECHODSKÁ - J. HARČÁR, 1989, D. VASS, 1989), resp. jeho vrchná časť, je v podunajskej panve tvorená sivými vápnnými ílmi s polohami piesku a uhoľných ílov, ktoré miestami sprevádzajú sloje lignitu. Vo vrte Ču-1 majú podobný charakter sedimenty korelované s vrchným panómom.

Záver

Paleomagnetické merania vrtného jadra súvisle jadrovaného vrtu Ču-1 pri Čuňove a korelácia paleomagnetických dát s magnetostratigrafickou charakteristikou jednotlivých geochronologických stupňov pliocénu a vrchného miocénu umožnili chronostratigraficky rozčleniť vrchnú a okrajovú časť výplne podunajskej panvy na ruman, dák, pont a vrchnú časť panónu. Sedimenty prináležiace jednotlivým stupňom sme definovali hlavne litologicky a v rámci možnosti tiež biostratigraficko-ekologicky a na základe litologických znakov sme ich stotožnili s litostratigrafickými jednotkami podunajskej panvy. Magnetostratigrafia dobre koreluje so sporadickými nálezmi sporomorf a so zmenami spoločenstiev ťažkých minerálov. Sedimentácia v čase od vrchného panónu po koniec pliocénu prebiehala v jazernom, občas močaristom a na konci pliocénu v riečnom prostredí, bez významnejších hiátov a pri relatívne rovnomernej rýchlosti sedimentácie, ktorá v jednotlivých stupňoch kolíše od 70,4 m/Ma do 100 m/Ma, priemerná rýchlosť je 85,9 m/Ma. Rovnomerná rýchlosť sedimentácie počas vrchného panónu až rumanu, ba i kvartéru naznačuje, že sedimentácia bola súvislá, bez významnejších hiátov.

Literatúra

- ANDREESCU, I., 1987: Controversial approaches to the use of Middle-Upper Neogene Chronostratigraphic units from the Tethys and the Paratethys. - Ann. Ints. geol. publ. hung., Budapest, 343-349.
- ANDREESCU, I. - RADAN, S. - RADAN, M., 1987: Magnetobiostratigraphy of the Middle-Upper Neogene and Pleistocene deposits of Romania. - Ann. Inst. geol. publ. hung., Budapest, 113-118.
- BALOGH, K. - MIHALIKOVÁ, A. - VASS, D., 1981: Radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia. - Západ. Karpaty, Sér. Geol. 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113-126.
- BERGGREN, W. A., 1987: Neogene chronology and chronostratigraphy - new data. - Ann. Inst. geol. publ. hung., Budapest, 19-41.
- BOENIGK, W., 1983: Schwermineralanalyse. - Ferdinand Enke Publishers, Stuttgart, 1-158.
- DLABAČ, M., 1960: Poznámky ke vzťahu medzi tvarem povrchu a geologickou stavbou Podunajské nížiny. - Geol. Práce, Zoš. 59, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 69-101.
- DICKINSON, W. R. - SUCZEK, CH. A., 1979: Plate tectonics and sandstone composition. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 63, 12, Tulsa, 2164-2182.
- ELLSTON, D. - MIKLÓS, L. - HÁMOR, T., 1990: Az Alföld pannóniai (s.l.) képződményeinek magnetosztatográfiája. - A. M. Földt. Int. évi Jelent. évról. I, Budapest, 109-134.
- FORDINÁL, K. - TUBA, L., 1988: Ekostratigrafia panónu a pontu Veľkej Bratislavy na základe mákkýšov a ostrakódov. - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FORDINÁL, K. et al., 1990: Ekostratigrafia vrchného miocénu a pliocénu. - Manuskript - archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FRIEDMAN, G. M., 1961: Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. - J. Sed. Petrology 31, Tulsa, 514-529.
- FRIEDMAN, G. M., 1962: On sorting, sorting coefficient and the lognormality of the grain size distribution of sandstones. - J. Geol. 70, Chicago, 737-753.
- GRADZIŃSKI, R. - KOSTECKA, A. - RADOMSKI, A. - UNRUG, R., 1986: Zarys sedimentologii. - Wydaw. geol., Warszawa, 1-628.
- HUBERT, J. F., 1962: A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. - J. Sed. Petrology 32, Tulsa, 440-450.
- KANTOR, J. - WIEGEROVA, V., 1981: Radiometric ages of some basalts of Slovakia by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$ method. - Geol. zbor. Geol. Carpath. 32, 1, Bratislava, 29-34.
- KUKAL, Z., 1985: Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentů. Ústf. Úst. geol., Praha 1-80.
- MÍŠIK, M., 1959: Návrh na jednotnú klasifikáciu a terminológiu zmiešaných karbonatických hornín. - Geol. Práce, Zpr. 16, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 61-79.

- PAPP, A. - JAMBOR, A. - STEININGER, F. F., 1985: Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän M_n , Pannonien. - Akad. Kiadó, Budapest, 1-636.
- PETRÁNEK, J., 1963: Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska. - Nakl. ČSAV, Praha, 1-717.
- PEVZNER, M. A. - Chikovani, A. A., 1978: Paleomagnetnyje issledovanija verchnemiootsenovykh i nižnepliotsenovykh morskikh otloženij Tamanskogo poluostrova. - Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol. 8, Moskva, 11-66.
- PEVZNER, M. A., 1987: The Pontian of the Eastern Paratethys: its duration and position in the magnetochronological scale. - Ann. Inst. geol. publ. hung., Budapest, 169-171.
- ROTH, L., von Telegd, 1979: Geologische Skizze des Kroisbach-Ruster Bergzuges und des südlichen Teiles des Leitha-Gebirges - Földt. Közl. 9, Budapest.
- PRIECHODSKÁ, Z. - HARČÁR, J., 1988: Vysvetlivky ku Geologickej mape severovýchodnej časti Podunajskej nížiny 1 : 50 000. - Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1-114.
- RÓNAI, A., 1981: Magnetostratigraphy of Pliocene-Quaternary Sediments in the Great Hungarian Plain. Earth evolution sciences 3-4, - Braunschweig-Wiesbaden, 265-267.
- RYAN, W. B. F. et al., 1974: A paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian Oceans - Riv. ital. Paleont. Stratigr. 80, Tulsa, 631-688.
- SEMENENKO, V. N. - PEVZNER, M. A., 1979: Korrelatsija verchnego miotsena i pliotsena Ponto-Kaspija po biostratifičeskim i paleomagnetnym dannym. - Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol. 1, Moskva, 5-15.
- SEMENENKO, V. N., 1979: Correlation of Mio-Pliocene of the Eastern Paratethys and Tethys. - Ann., géol. Pays hellén. Tome hors série 1973, fasc. III, Vilth Internat. Congress on Mediter. Neogene, Athen, 1101-1107.
- SUEESS, E., 1866: Untersuchungen über den charakter der österreichischen Tertiärlagerungen II. - Ber. Akad. Wiss. math. - naturwiss. Kl. 55, I, Wien, 218-256.
- STANLEY, D. J., 1965: Heavy minerals and provenance of sands in Flysch of Central and Southern French Alps. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 49, Tulsa, 22-40.
- STEININGER, F. F. - NEVESSKAYA, L. A., 1975: Stratotypes of Mediterranean Neogene Stages, vol. 2, Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy. - Veda, Bratislava, 1-364.
- STEVANOVIČ, P. et al., 1989: Chronostratigraphie und Neostatotypen Neogene der Westlichen ("Zentrale") Paratethys. Bd. VIII Pontien. - Jugosl. Akad. Wiss. Kunste, Zagreb-Beograd, 1-952.
- VASS, D. - KRAUS, I., 1985: Dvojaký vek bazaltov na južnom Slovensku a ich vzťah k poltárskemu súvrstviu. - Miner. slov. 17,5, Bratislava, 435-440.
- VASS, D., 1989: Lithostratigraphy of Danube basin. Commission on Stratigraphy Paleogeography and Paleontology - Carpathian-Balkan Geol. Ass. Meeting in Liptovský Ján 1989.

DIONÝZ VASS - PAVOL PAGÁČ - OLGA FEJDIOVÁ - EVA PLANDEROVÁ - ALEXANDER NAGY

Late Neogene at the western margin of the Danube Basin

Summary

The 650 m deep Čuňovo-1 (Ču-1) well located near the village of Čuňovo, some 16,5 km SSE of Bratislava (Fig. 1), cored throughout its length, was paleomagnetically investigated, which is the only one possible way to make inter-regional correlations of Upper Miocene and Pliocene fresh-water sediments of the Danube Basin.

To study paleomagnetism, samples of fine-grained sediments were collected at intervals ranging from 0.15 to 1 m throughout the drillhole except for unsuitable parts (Tab. 1). The magnetostratigraphic interpretation was multivariant. To minimize contraindicating manifestations, we have chosen a variant whose deepest R/N polarity boundary verified by the well at a depth of 637 m corresponded to the 7/8 epoch boundary 7.4 Ma before present. If this assumption is correct, 637 m of sediments were deposited in the Čuňovo area at the western margin of the Danube Basin during the lasting 7.4 Ma, 494 m of which were deposited in the Pliocene and Upper Miocene, i. e. during 5,75 Ma. The subsidence curve shown in Fig. 2 is linear, suggesting constant deposition. Tab. 2 indicates that the interval rate of deposition varied from 70.4 m/Ma to 100 m/Ma averaging 85.9 m/Ma.

The Ču-1 drillhole intersected Pliocene and Upper Miocene formations underlying the Quaternary corresponding to: Rumanian (143 to 338.5 m), Dacian (338.5 to 507 m), Pontian (507 to 587 m) and upper part of the Pannonian (from 587 to well bottom at a depth of 650 m, Fig. 3).

The Rumanian sediments are coarse clastic ones, dominated by gray, fine-grained, poorly sorted, carbonatic sands irregularly alternating with layers of gray fine carbonatic silt to clays (Tab. 3) which, in comparison with sands and gravels, form thinner beds. The grainsize of the Rumanian sediments increases from the bottom upwards (Fig. 4). The

contents of zircon and garnet increase until the middle of the investigated interval and then again fall to zero at the Rumanian/Dacian boundary (Fig. 2). The maturity coefficients of studied heavy minerals increase in the middle part of the Rumanian and, compared with older stratigraphic stages, attain higher values indicating gradual levelling of the sourceland relief and its renewed elevation at the end of the Rumanian (Fig. 9). The formation contains sporadic remains of fresh-water fauna as well as sporomorphs assemblages suggesting Upper Miocene age. The results of litho-biofacies studies show that the Rumanian sediments were deposited in a degrading lake significantly influenced by one or several rivers (Fig. 10). The formation in the magnetostratigraphic scale whose top corresponds to the top of the Rumanian (top of Olduvai anomaly) is equal to the lower part of Matuyama or upper part of Gauss epoch. The formation base lies between negative anomalies Keana and Mammoth. The absolute age of the base slightly exceeds 3 Ma. The Rumanian sediments, or their upper part from 143 to 267.6 m, correspond to the Kolárovo Formation extended in Blatné and Komjatice depressions.

The Dacian sediments in the Ču-1 well begin with a thin gravel layer at the base which is overlain by alternating thick layers of gray, fine-grained, poorly sorted, carbonatic sands and gray, fine, poorly sorted, highly carbonatic silts to clays (Fig. 4). Maturity coefficients of heavy minerals increase until the middle of the interval (Fig. 9). Sands in the lower as well as upper portions of the formation contain a layer of carbonaceous clays several tens of cm thick. Fauna occurrences are scarce. Sporomorphs were found only in the basal part of the formation and indicate a transient Pontian - Dacian flora. The sediments were deposited in a lacustrine environment either in its near-shore part passing into shore marshes or prodelta. The lower part of the Rumanian and the whole Dacian can be correlated with the Volkovce Formation spread throughout the Danube Basin. It corresponds to the majority of the Gilbert polarity epoch, whole 5th epoch and uppermost part of the negative 6th polarity epoch. The base of the formation is approximately 6 Ma old. The Pontian sediments in the Ču-1 well are sandy and silty in the lower part and largely clayey in the upper part (Fig. 6a). The sands are gray, fine-grained, poorly sorted, highly carbonatic. The clays and silts are gray to gray-green, fine, highly carbonatic. Decrease of zircon, tourmaline and garnet contents at the base corresponds to the Pontian/Pannonian magnetostratigraphic boundary. The Pontian sediments contain fragments of freshwater molluscs and freshwater lacustrine ostracods of Pontian age. The upper part of the sediments was deposited in lacustrine environment whose energy decreased over time. The lower part dominated by sands corresponds to an outer-delta-fan environment. The above-mentioned sediments can be correlated with the Beladice Formation widespread throughout the Danube Basin. The Ču-1 well bottomed out in the upper part of the Pannonian. The lower part of the interval is made up of siltstones, whereas the upper one contains two layers of sands to disintegrating sandstones. The silts and clays are gray, fine, very poorly sorted. The sands are fine-grained, moderately to poorly sorted, carbonatic. Litho- and biofacies researches show that the sediments of the upper part of the Pannonian were deposited in lacustrine environment or at the delta margin with occasional transition into marshy environment. The dominance of sand beds in the uppermost Pannonian and Lower Pontian might signalize a delta progradation into lacustrine environment. The above-mentioned sediments can be correlated with the uppermost part of the Ivánka Formation.

The paleomagnetic measurements on Ču-1 well core allowed to divide chronostratigraphically the upper part of the Danube Basin Neogene fill. The obtained results were verified biostratigraphically by investigations of pollen spectra. Lithological and petrographical studies yielded lithofacies characteristics of the sediments.

Translated by L. Böhrer

Explanations to Figures

Fig. 1 Situation of well Ču-1

Fig. 2 Rate of sedimentation in the well Ču-1

Fig. 3 Magnetostratigraphic correlation of the well Ču-1

1 - clay, 2 - lignitic clay, 3 - silt, 4 - sand, 5 - sand with gravel, 6 - horizontal bedding, 7 - positive graded bedding, 8 - sporomorph

Fig. 4 a) Granulometry, moment of mean grain (X_{fi}), sorting (σ_{fi}), content of $CaCO_3$, $MgCO_3$ of the sand, silt and clay of the Rumanian in the well Ču-1,
b) histogram of bedding

1 - clay, 2 - silt, 3 - sand, 4 - gravel, 5 - lignitic clay, 6 - sporomorph, 7 - Molluscs, 8 - Ostracodes, 9 - horizontal bedding, gr - gravel, s - sand, st - silt, c - clay, str¹ - stratification index

Fig. 5 Detto as fig. 4 of the Dacian in the well Ču-1

Explanation see fig. 4

Fig. 6 Detto as fig. 4 of the Pontian and Pannonian (p. p.) in the well Ču-1

Explanation see fig. 4

Fig. 7 a) Classification diagram of sandstones after W. R. DICKINSON - CH. A. SUCZEK (1979)

b) after J. PETRÁNEK (1963), dashed line - modified by Z. KUKAL (1985)

Q - quartz, F - feldspar, L - rock fragments, M - matrix, S - stable rock fragments, 1 - recycled orogene ap arcotic sandstone

Fig. 8 Heavy minerals content in sediments of the well Ču-1

a garnet, chlorite, pyroxene

b zircon, rutile

c disthene, sillimanit, andalusite

d apatite, epidote, zoisite

e carbonates, muscovite

Fig. 9 Maturity index of the sediments of the well Ču-1

a) zircon + tourmaline + rutile

b) zircon + tourmaline + rutile + garnet

Fig. 10 a) Plot of Sk_{fi} (skewness) and σ_{fi} (sorting)

b) Plot of X_{fi} (mean moment of grain) and σ_{fi} (sorting) phi (ϕ) scale is used. After G. M. FRIEDMAN (1961)

Projection point of both sands Romanian and Dacian in age are in the field of river sands

Fig. 11 Relationship: bed thickness and depth in the Rumanian sedimentary sequence in age Ču-1 well. Bed thickness decreases with the depth.

Fig. 12 Relationship: X_{fi} (mean moment of grain in phi scale and bed thickness of sand, Romania in age. Ču-1 well. Coarsening of grain is related to thickening of bed.

Západné Karpaty

SÉRIA

geológia 16

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v roku 1992. Vydavateľské oprávnenie GÚDŠ: MK 42/1990-21.

Vedecký redaktor: RNDr. MILOŠ RAKÚS, CSc.

Vedúca redakcie: Ing. JANKA HRTUSOVÁ

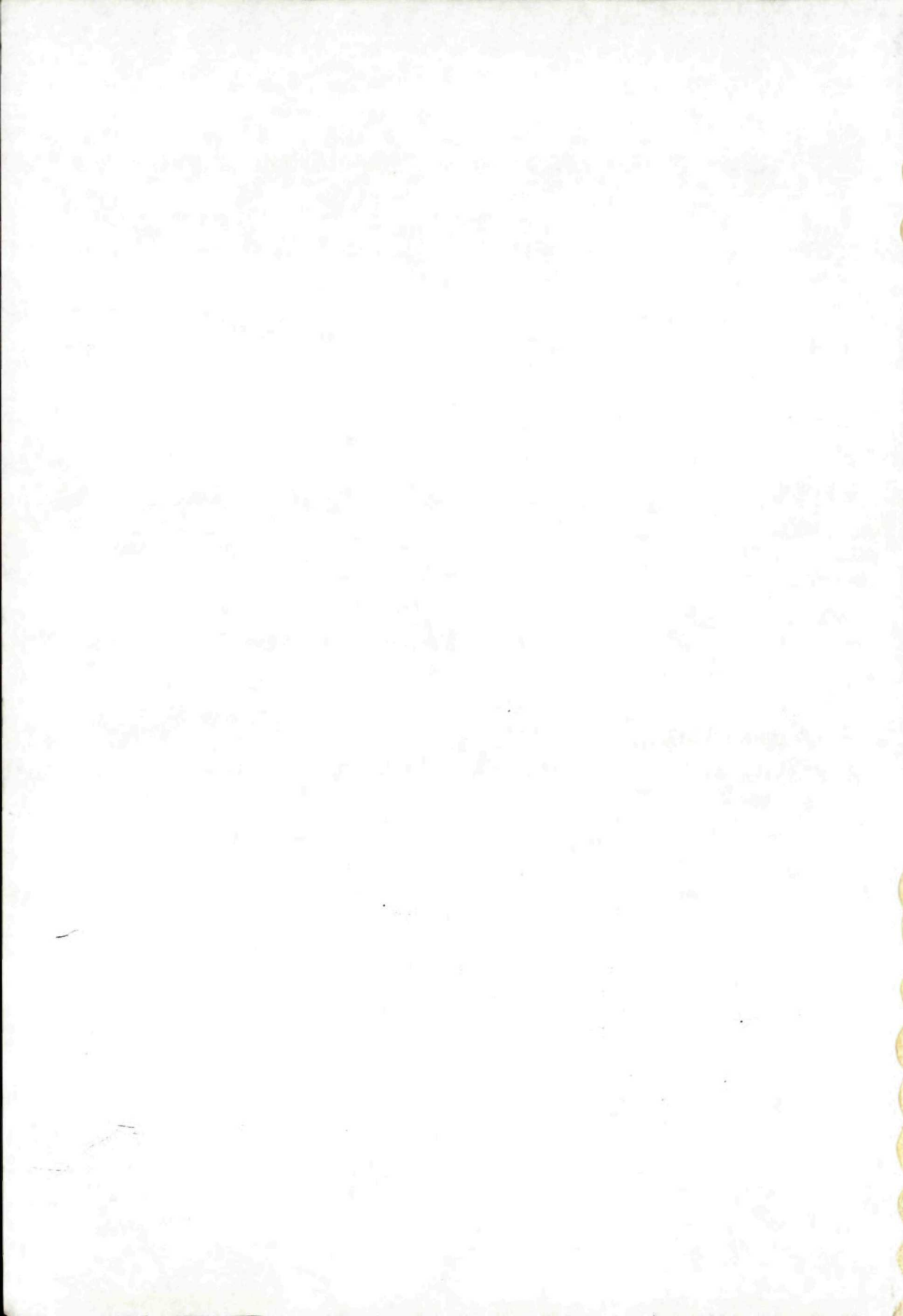
Zodpovedná redaktorka: Ing. MIROSLAVA LUDVIGOVÁ

Technická redaktorka: GABRIELA ŠIPOŠOVÁ

Sadzba, tlač a knižárske spracovanie Charis, spol. s r. o., Bratislava

Náklad 500 kusov. Tem. skup. 03/9. Rozsah AH 12,24, VH 12,57.

ISBN 80-85314-19-3



18104 k
 ZK str. geol. 16
 633/93



THE WEST CARPATHIANS

THE SEISMOTECTONIC MAP

L. Pospíšil, V. Schenk and Z. Schenková, 1988

THE RECENT VERTICAL MOTION TENDENCIES MAP

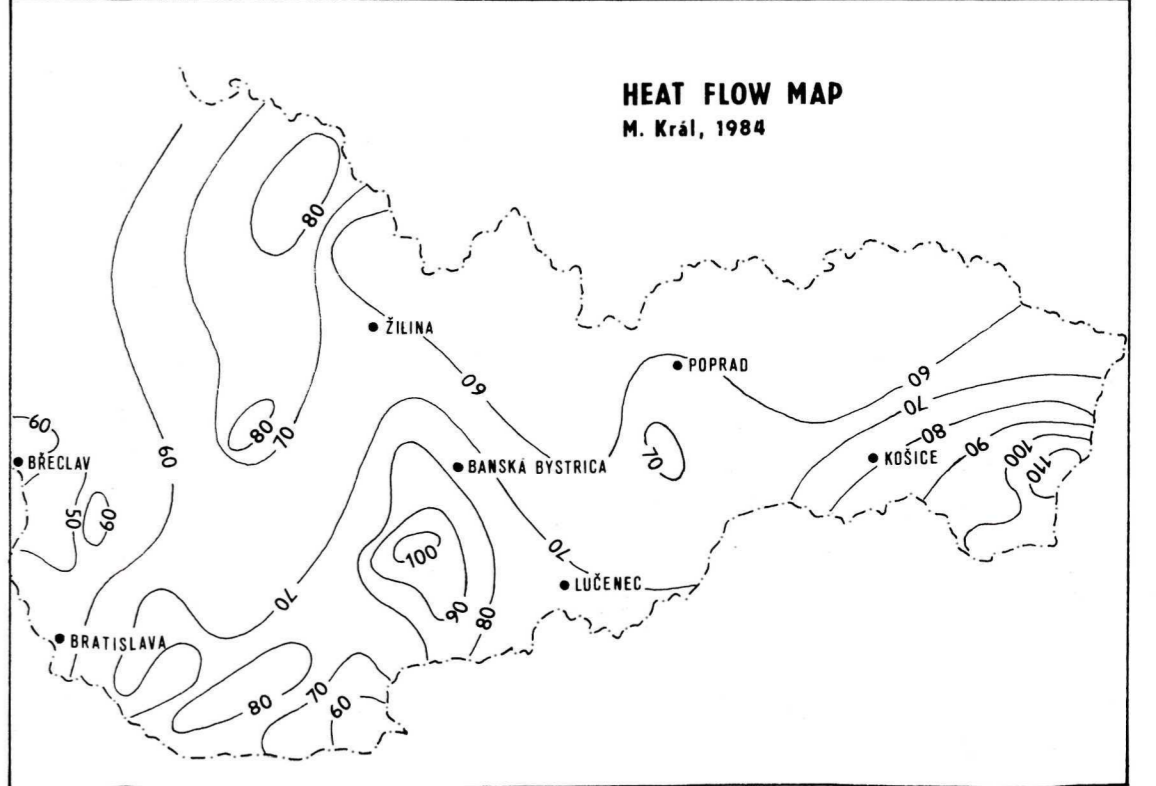
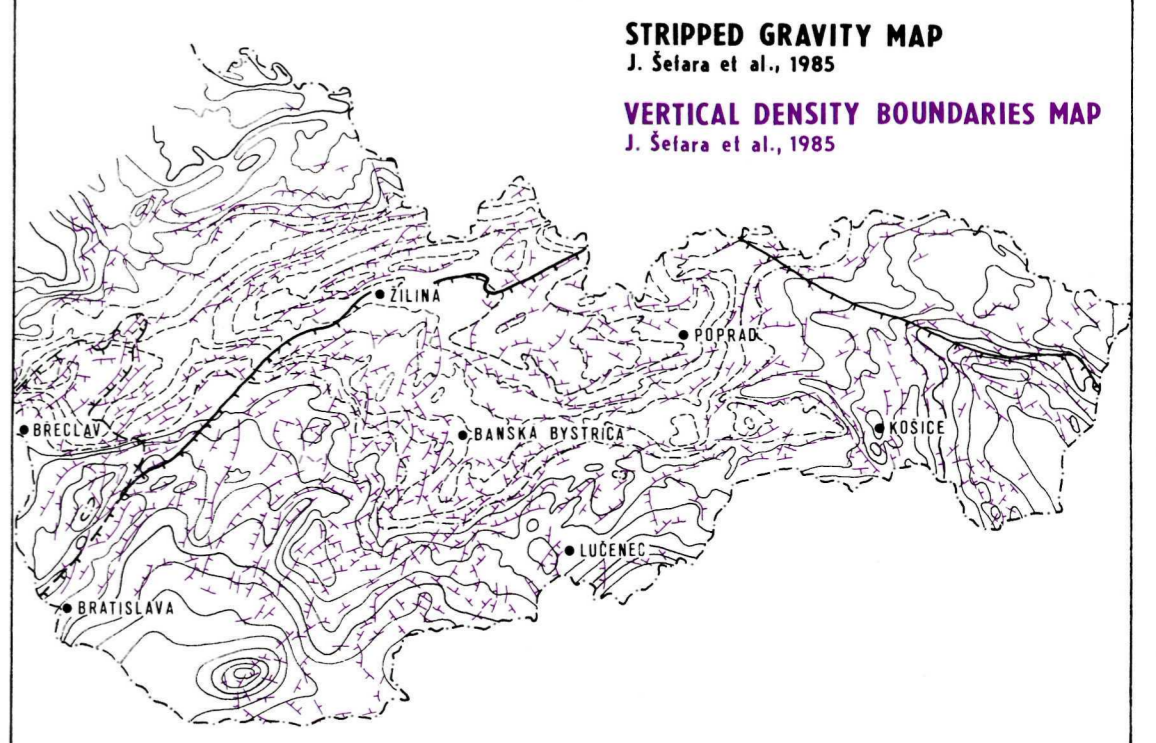
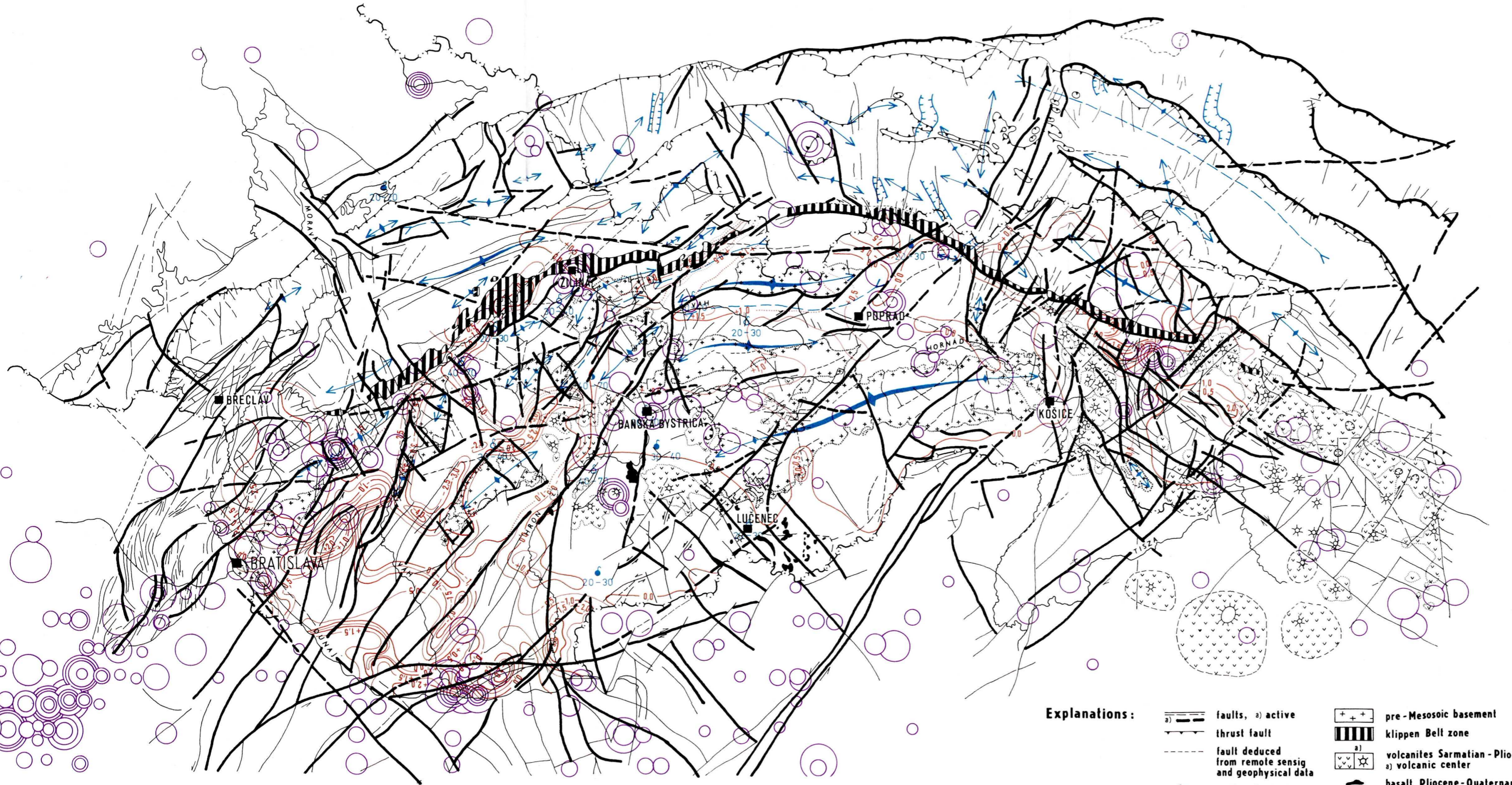
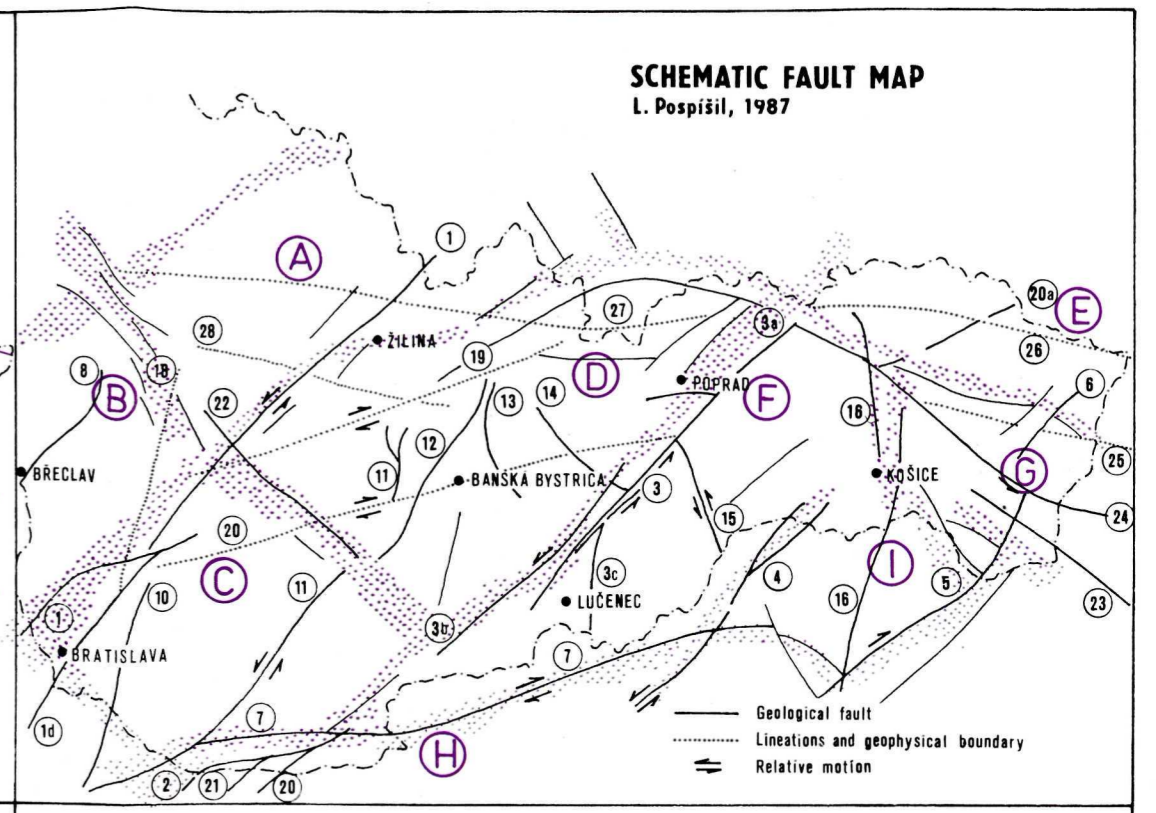
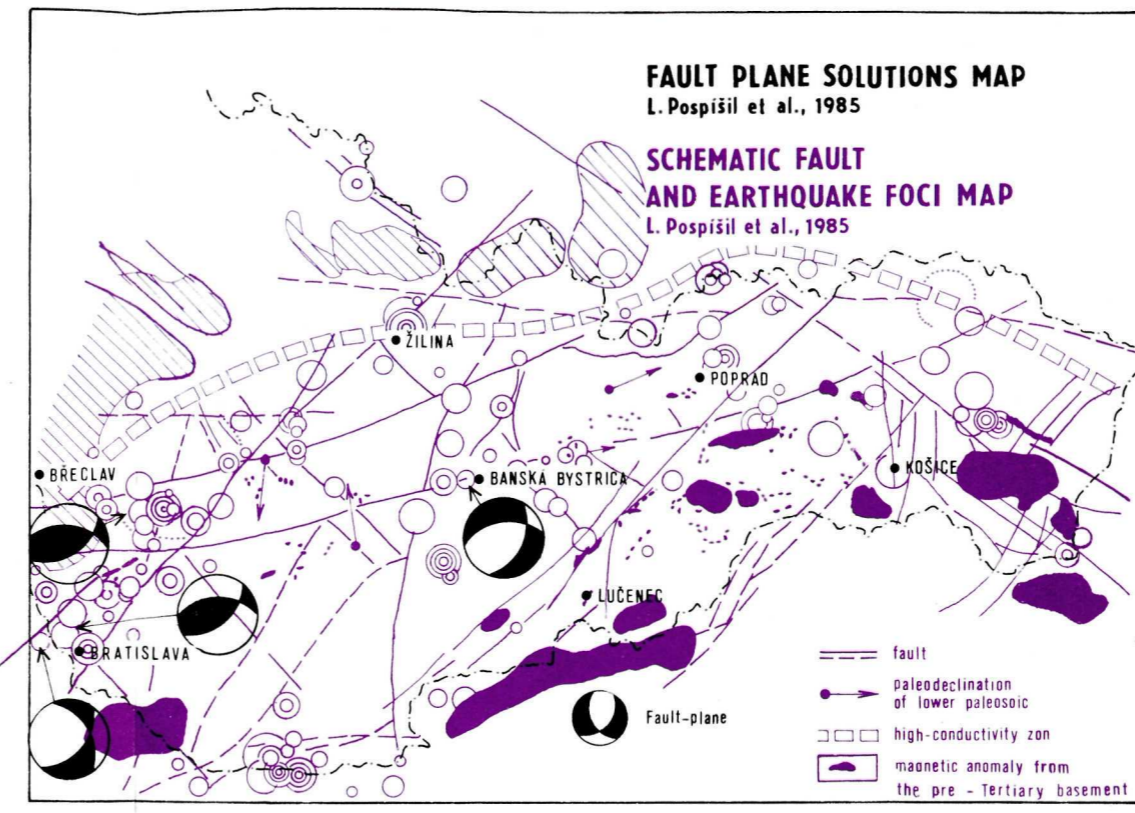
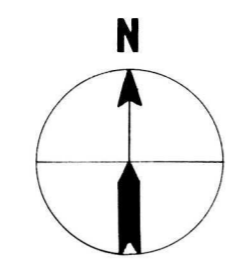
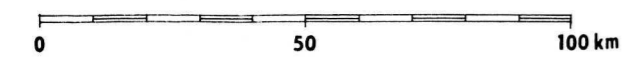
J. Kvitkovič - J. Vanko, 1980

EARTHQUAKE OCCURRENCES

V. Kárník et al., 1980

THE NEOTECTONIC MAP

L. Pospíšil, T. Buday and O. Fusán, 1990



- Explanations:**
- faults, a) active
 - thrust fault
 - fault deduced from remote sensing and geophysical data
 - strike-slip fault
 - +++ pre-Mesozoic basement
 - ||||| klippen Bell zone
 - ☆ volcanites Sarmatian-Pliocene
 - ☆ volcanic center
 - basalt Pliocene-Quaternary
- I₀ :** III. IV. V. VI. VII. VIII. IX.

- 1.0 +1mm per year
- 30-40 T(°C) hot spring
- ● CO₂ (mg/l)
- antecedent valley
- ↔ axes of anticline

2) ZK ser geol 16
1B to 7 B



THE WEST CARPATHIANS

THE SEISMOTECTONIC MAP

L. Pospíšil, V. Schenk and Z. Schenková, 1988

THE SCHEMATIC MAGNETIC ANOMALY MAP

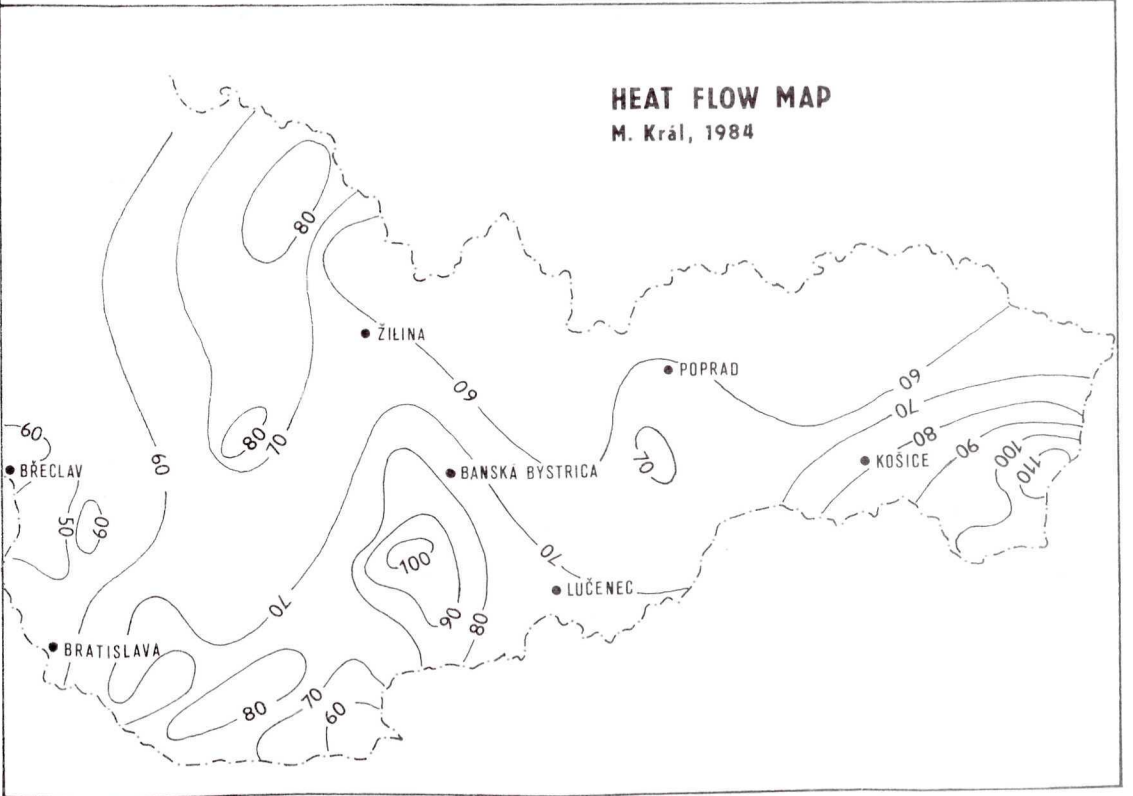
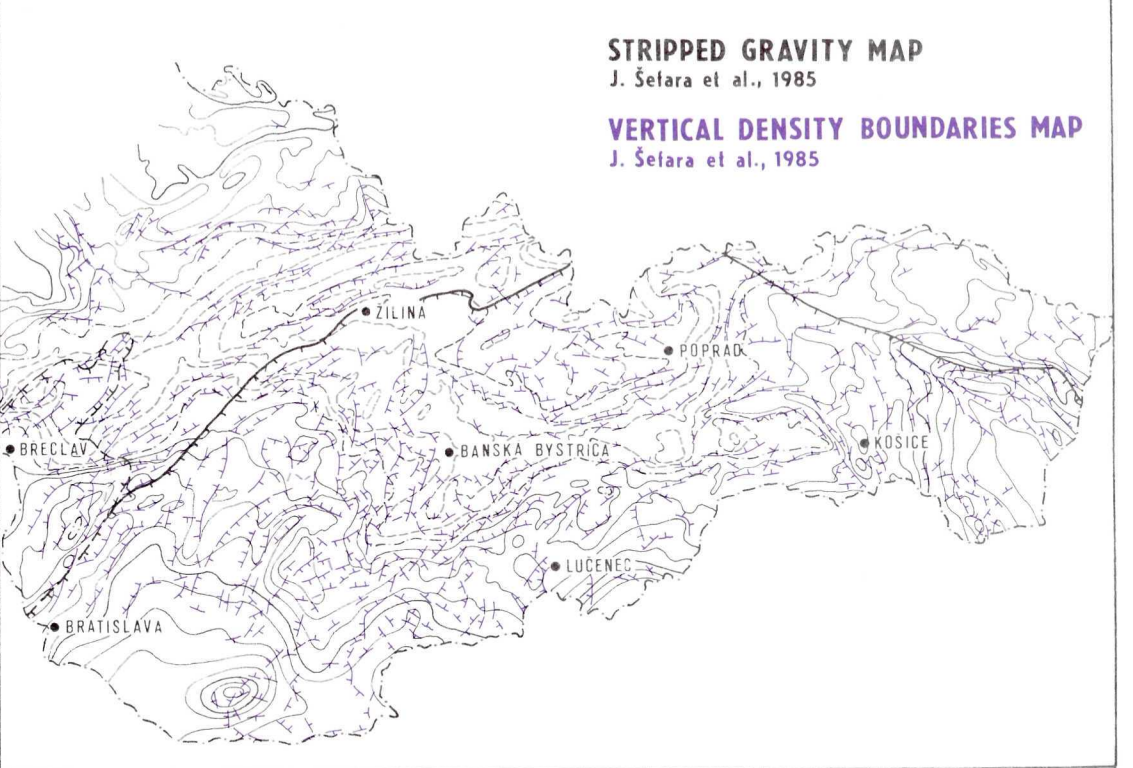
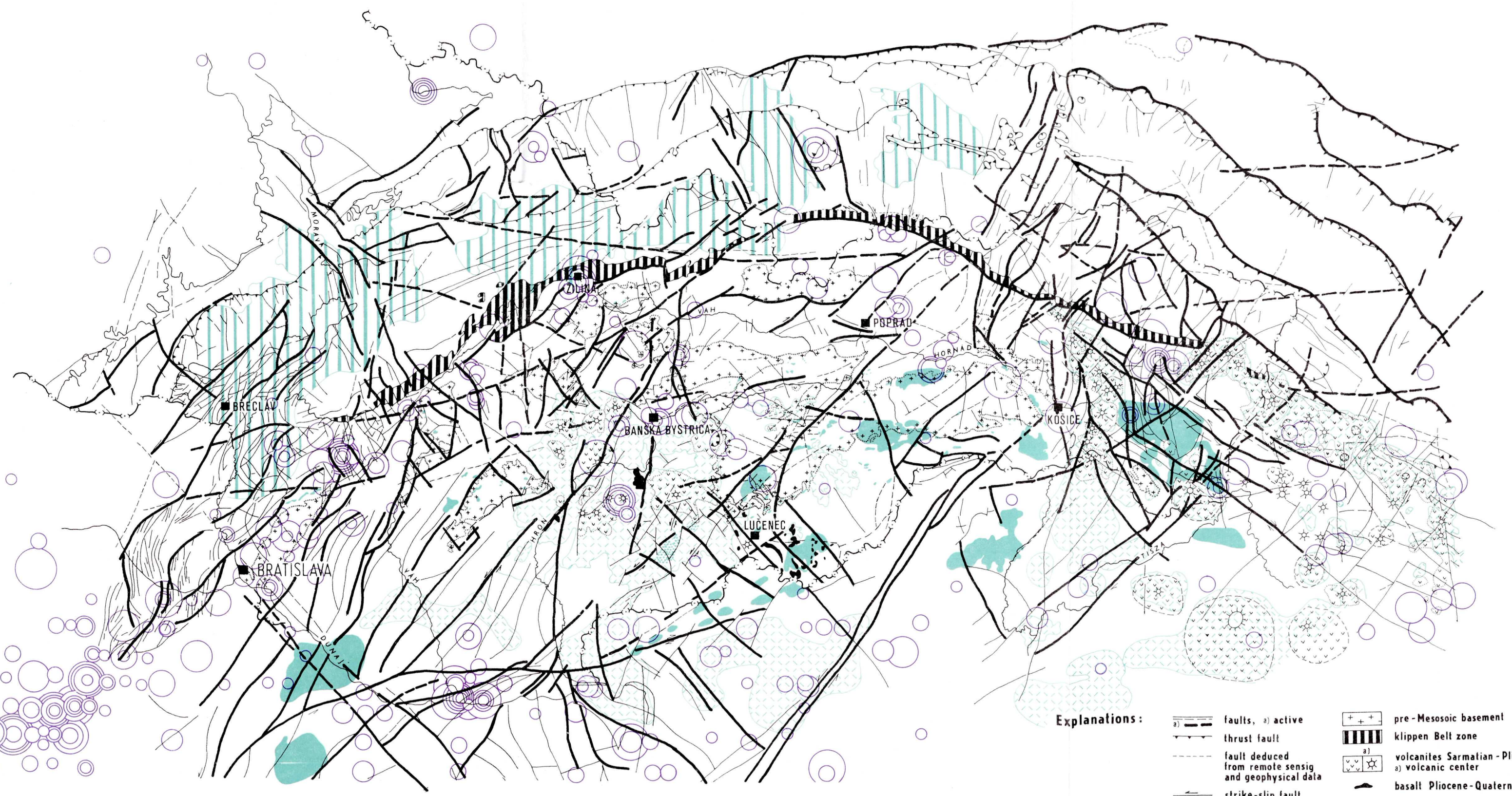
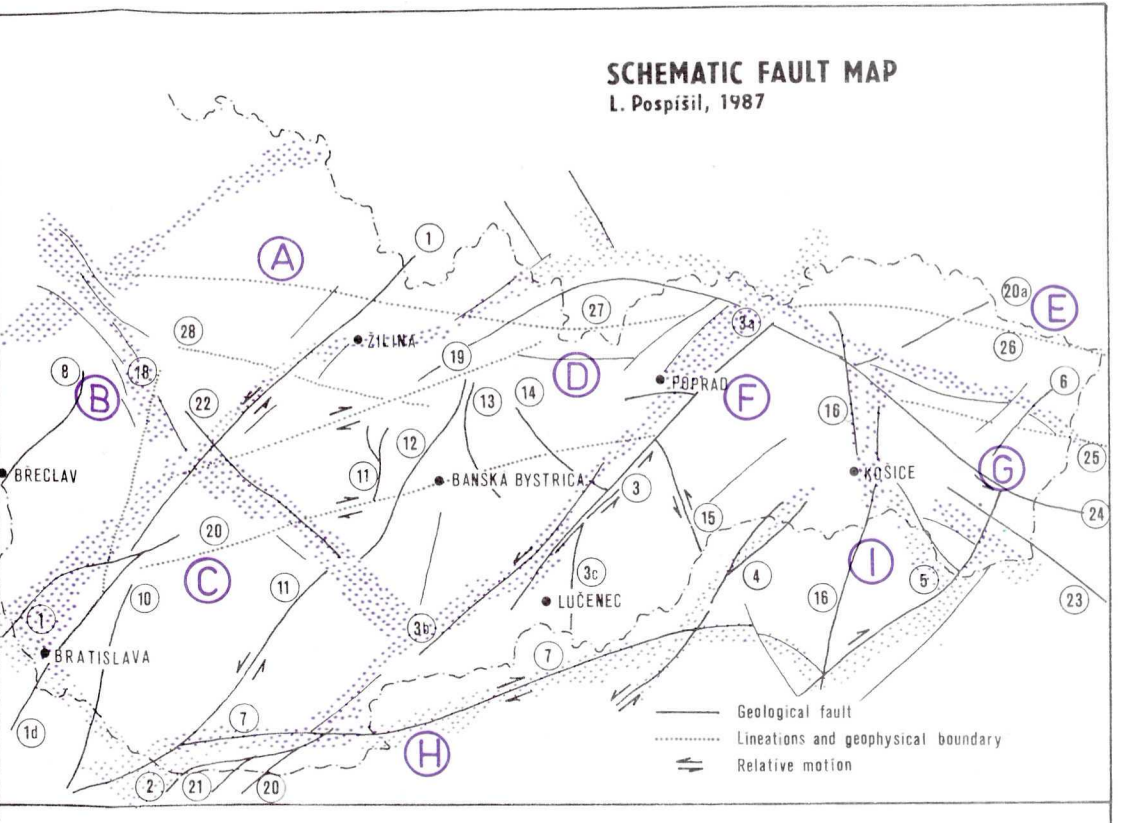
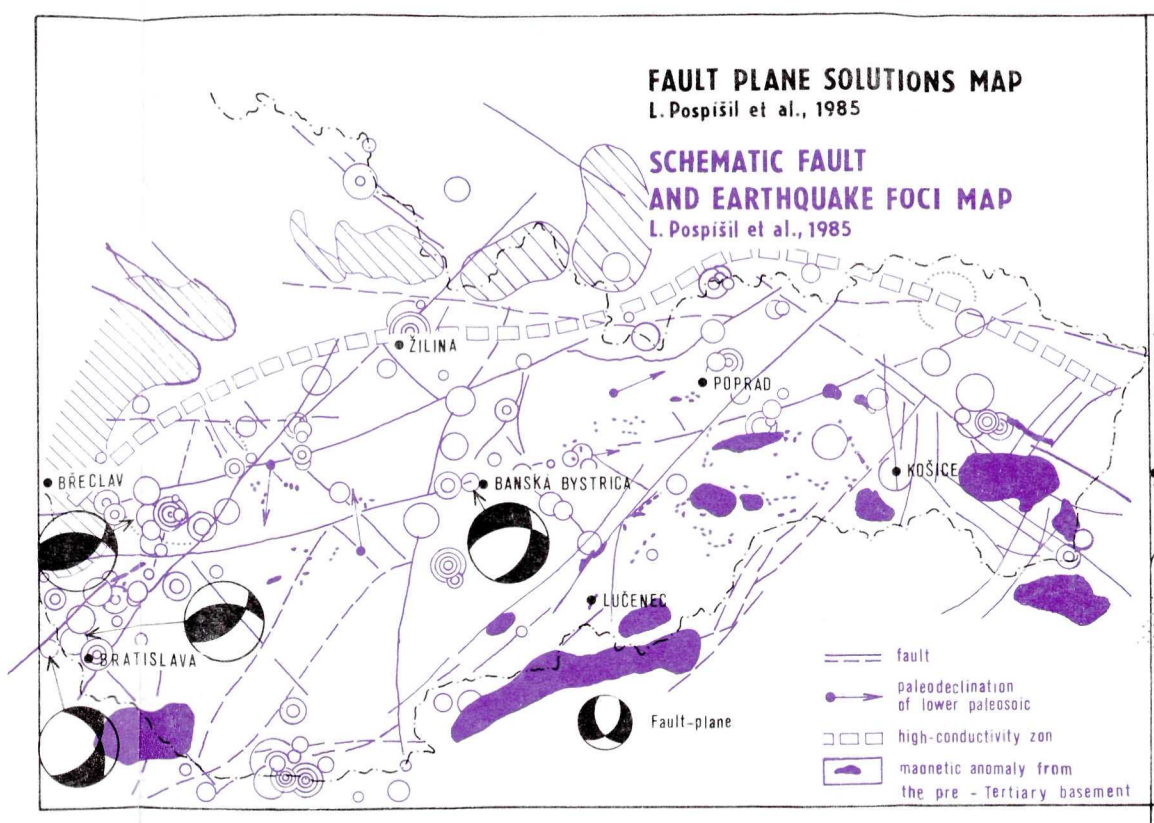
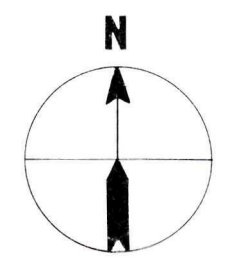
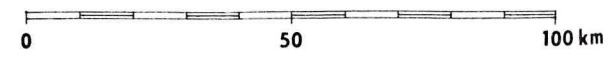
L. Pospíšil, 1988

EARTHQUAKE OCCURRENCES

V. Kárník et al., 1980

THE NEOTECTONIC MAP

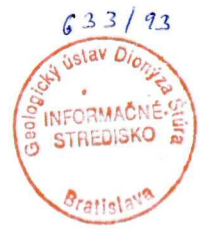
L. Pospíšil, T. Buday and O. Fusán, 1990



- Explanations:**
- faults, a) active
 - thrust fault
 - fault deduced from remote sensing and geophysical data
 - strike-slip fault
 - pre-Mesozoic basement
 - klippen Belt zone
 - volcanites Sarmatian-Pliocene
 - a) volcanic center
 - basalt Pliocene-Quaternary
- I_0 : III. IV. V. VI. VII. VIII. IX.

anomaly from neovolcanites anomalies from pre-Tertiary basement of West Carpathians anomaly from epi-Variscan Platform

13.10.88
 2K Area geol. 16



THE WEST CARPATHIANS

THE SEISMOTECTONIC MAP

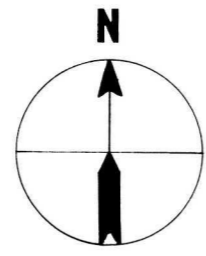
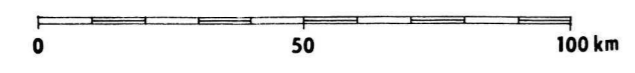
L. Pospíšil, V. Schenk and Z. Schenková, 1988

STRIPPED GRAVITY MAP

Šefara et al., 1985

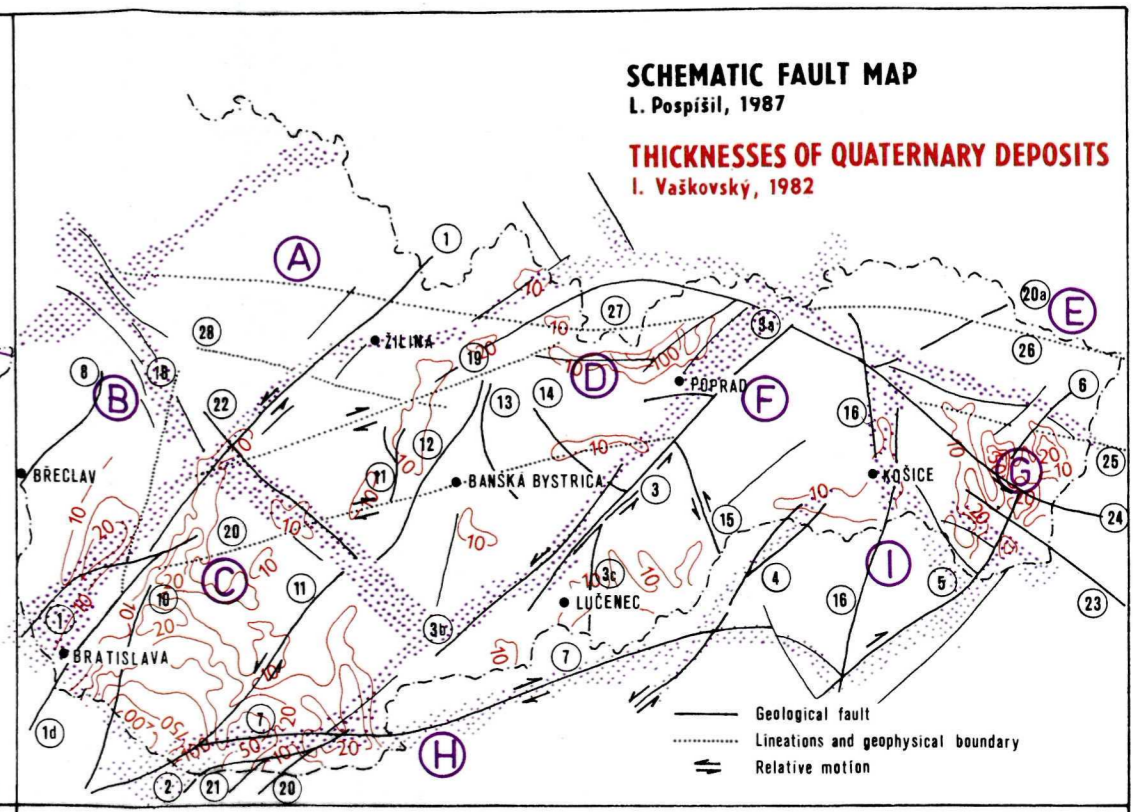
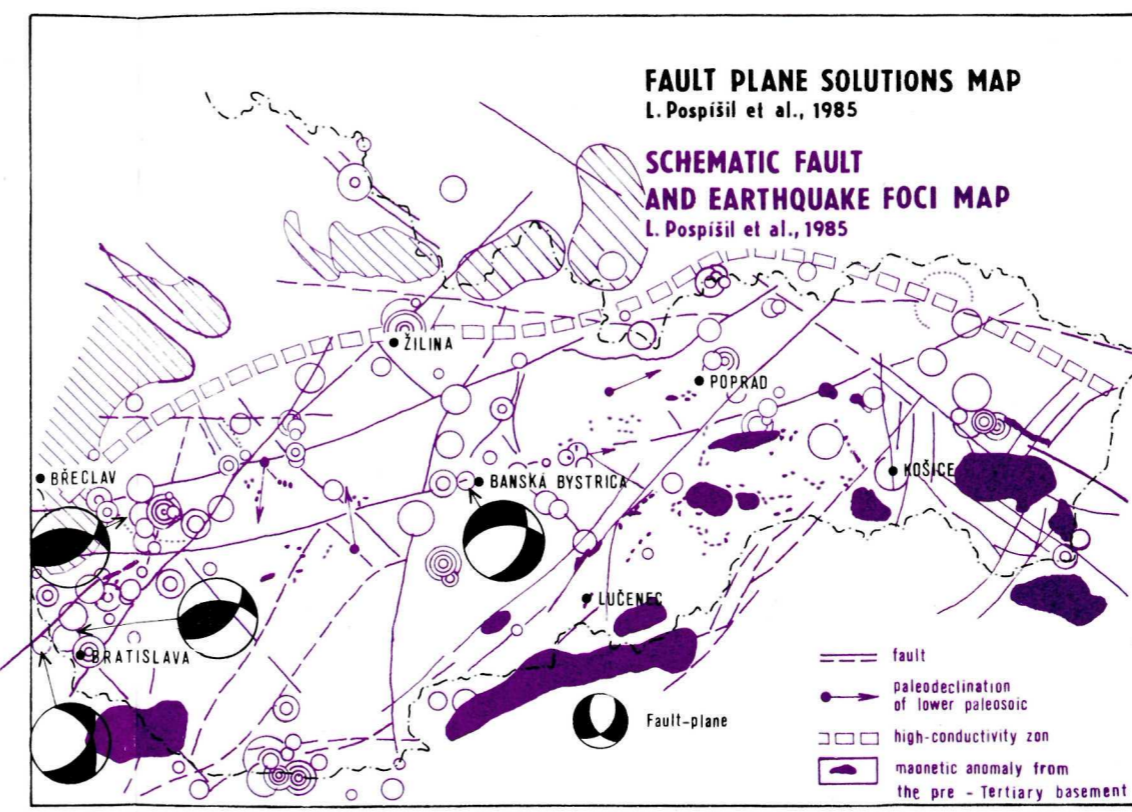
EARTHQUAKE OCCURRENCES

V. Kárník et al., 1980



THE NEOTECTONIC MAP

L. Pospíšil, T. Buday and O. Fusán, 1990



SCHEMATIC FAULT MAP

L. Pospíšil, 1987

THICKNESSES OF QUATERNARY DEPOSITS

I. Vaškovsky, 1982

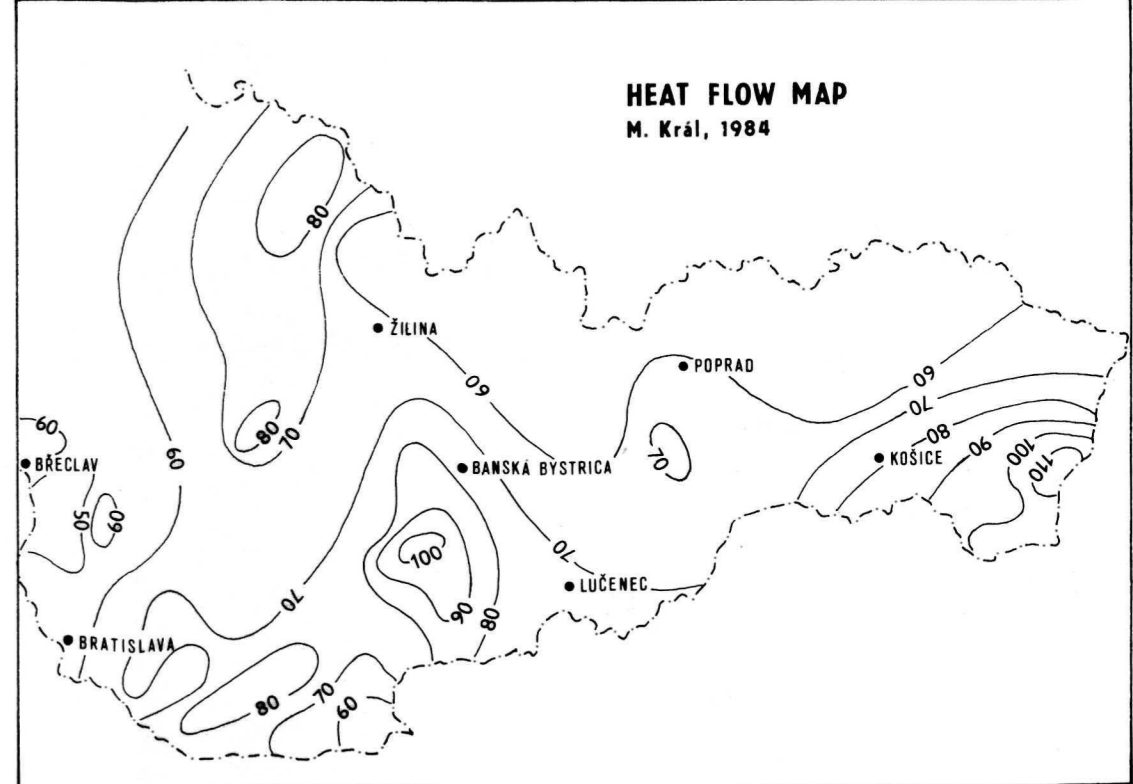
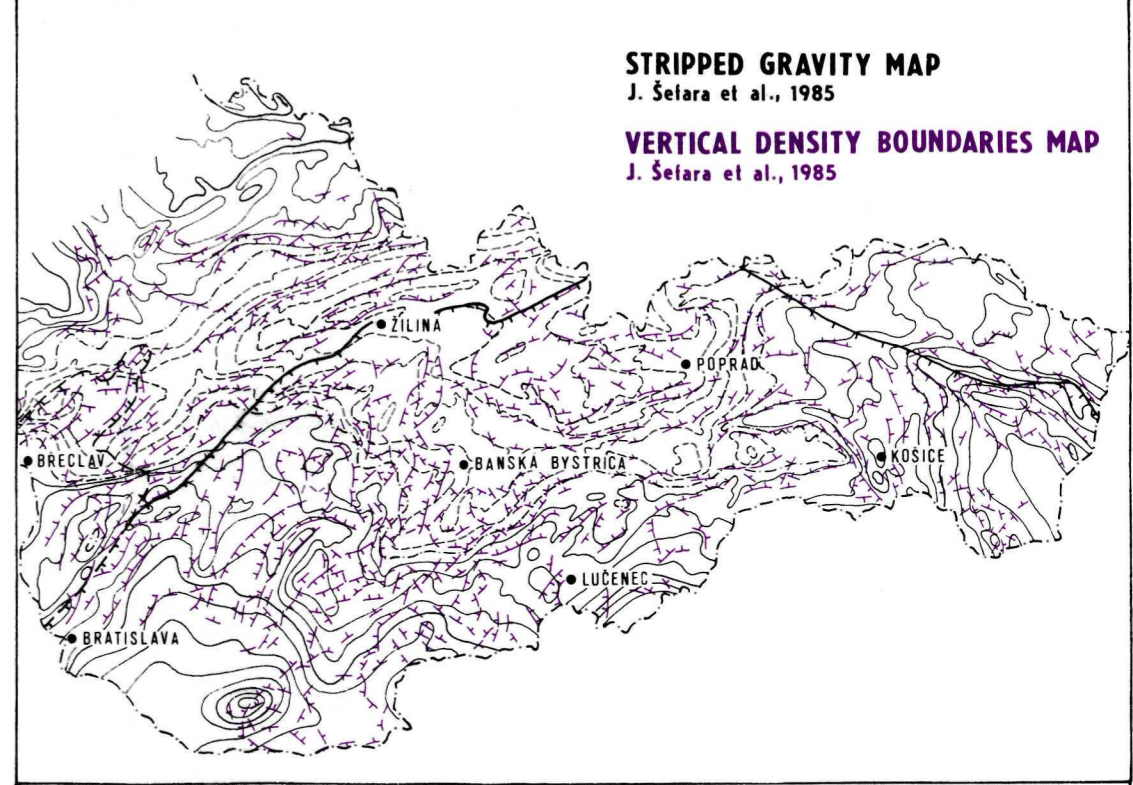
Geological fault
 Lineations and geophysical boundary
 Relative motion

STRIPPED GRAVITY MAP

J. Šefara et al., 1985

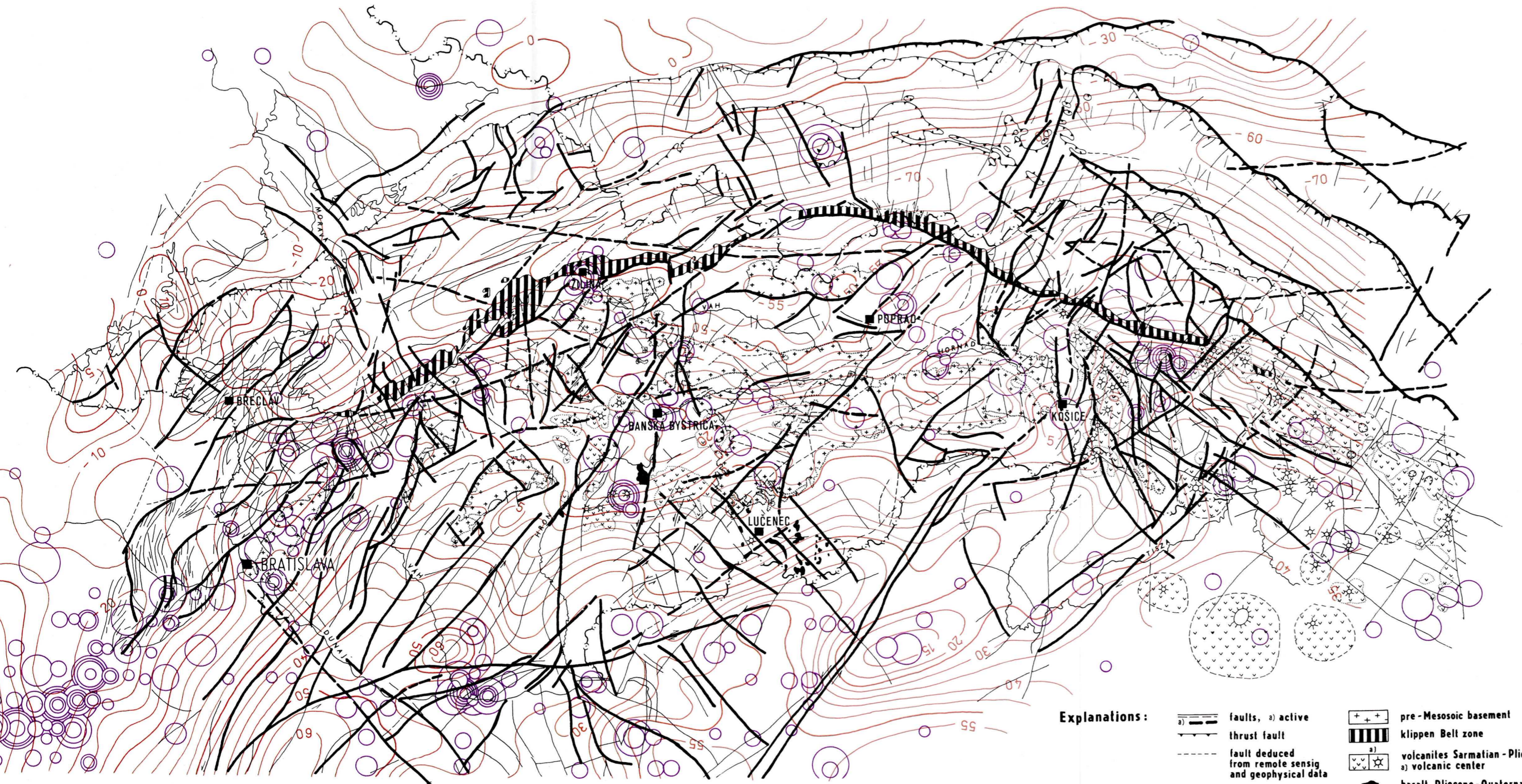
VERTICAL DENSITY BOUNDARIES MAP

J. Šefara et al., 1985



HEAT FLOW MAP

M. Král, 1984



Explanations:

- | | | | |
|--|--|--|----------------------------|
| | active fault | | pre-Mesozoic basement |
| | thrust fault | | Klippen Belt zone |
| | fault deduced from remote sensing and geophysical data | | volcanic center |
| | strike-slip fault | | basalt Pliocene-Quaternary |
| | volcanic center | | |
| | basalt Pliocene-Quaternary | | |
- I₀ : III. IV. V. VI. VII. VIII. IX.