

55 (437.67)

POSTAVENIE VÝCHODOSLOVENSKEHO FLYŠA V KARPATSKOM OBLÚKU

(12 obr. v texte)

RÓBERT MARSCHALKO — TOMÁŠ KORÁB*

Position du flysch de la Slovaquie de l'Est dans l'arc karpatique

Les auteurs y présentent les résultats de leur recherche des successions flyscheuses paléogènes dans trois zones de l'orogène karpatique en Slovaquie de l'Est. Les systèmes des paléocourants, les conditions paléogéographiques et la paléotectonique sont analysés surtout sur la base des connaissances acquises par l'application des méthodes de la sédimentaologie dynamique.

Východné Slovensko je súčasťou troch zložitých pásiem, ktoré sú laterálnym pokračovaním karpatského orogénu (obr. 1). Je to:

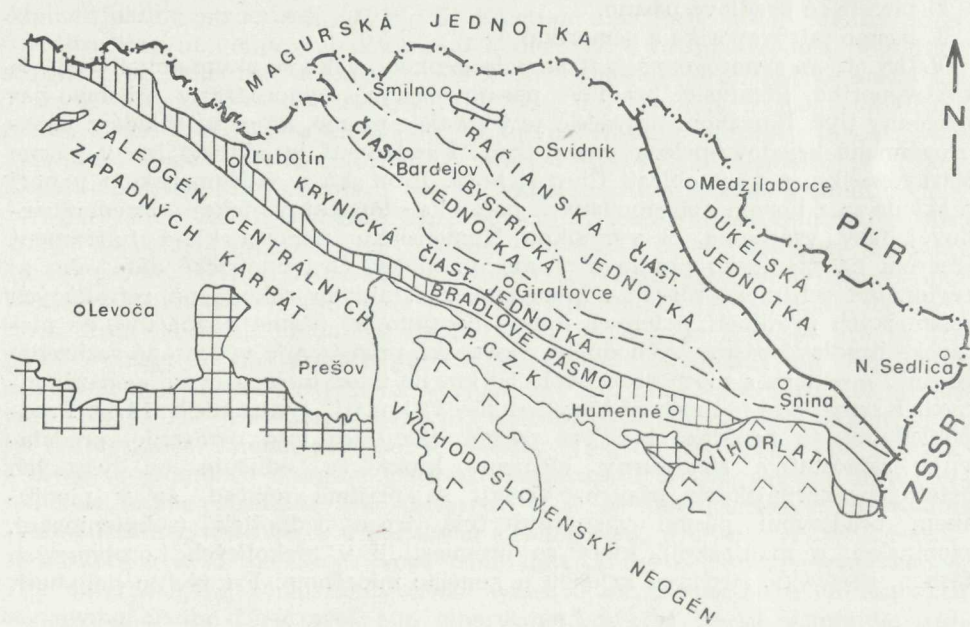
1. vonkajšie pásmo flyšových Karpát,
2. pieninské bradlové pásmo,
3. pásmo tatroveporika a gemerika.

Veľký objem synorogénneho flyša paleogénneho veku sa akumuloval v pásme tatroveporika. Pieninské bradlové pásmo obsahuje synorogénny kriedovo-paleogénny flyš. Rozsahom najväčšie je vonkajšie pásmo, ktoré sa skladá z pred-orogénneho kriedovo-paleogénneho flyša. Fundament je odkrytý len v pásme tatroveporika, a to v oblasti Čiernej hory, Braniska a v Humenskom pohorí a skladá sa z hornín deformovaných počas kaledónskej, varískej a strednokriedovej fázy vrásnenia. S výnimkou Humenského pohoria klesá fundament smerom na pieninské bradlové pásmo do hĺbky. Gravimetrické dáta, ako aj regionálne seizmické merania zostavené v ostatných rokoch na refrakčných seizmických profiloch vedených kolmo na tieto tri pásma naznačujú, že pieninské bradlové pásmo východného Slovenska predstavuje významné rozhranie rozdeľujúce kôru s mocnosťou okolo 50 km na S od bloku centrálnych západných Karpát, kde je mocnosť kôry len 35—37 km (B. Beránek 1971). Predpokladáme, že pieninské bradlivé pásmo, sledujúce toto rozhranie, predstavuje samostatný štruktúrny element, ktorý sa odlišuje od všetkých ostatných karpatských pásiem. Vcelku sa prijíma náhľad, že v pieninskom bradlovom pásme vystupujú čelá troch jednotiek (subpieninskej, pieninskej, a manínskej), ktoré sa premiestnili v niekoľkých horotvorných fázach, počínajúc strednou kriedou a končiac miocénom. Pri týchto pohyboch

* RNDr. Róbert Marschalko, CSc., Geologických ústav SAV, ul. Obrancov mieru 41, 886 25 Bratislava.

RNDr. Tomáš Koráb, Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

a pri postupnom skracovaní sa zmenil tvar jednotiek, pričom sa vytvárali gigantické bloky, diapirické tektonické formy a vznikla megatektonická brekcia. Vrásové štruktúry starších stratigrafických elementov ako stredná krieda sú preto zriedkavé, v mladších, najmä v kriedovo-paleogénnom flyši, sú vrásky častejšie. Celé segmenty paleogénneho flyša sú súčasťou bradlového pásma východného Slovenska. Predtriasový fundament nevystupuje na povrch a je známy len z exotických zlepcov vo flyši. Pieninské bradlové pásmo je ohraňované tektonicky. Na J sa oddeľuje zdvihom až prešmykom na paleogénny flyš centrálnych Karpát. Na S má styk vonkajšieho flyša a flyšom bradiel povahu násunu. Vonkajšie pásmo flyšových Karpát na východnom Slovensku reprezentujú mocné fácie predorogénneho flyša, sedimentovaného bez prerušenia od kriedy po oligocén. Kriedovo-paleogénny flyš sa vyvrásnil do veľkých príkrovov tektonicky vytlačených z pôvodných sedimentárnych priestorov. Tým sa priestor skrátil. Magurský príkrov, dokumentovaný existenciou tektonického smilnianskeho okna, sa posúval na S na vzdialenosť 30–40 km. Predpokladá sa, že podsúvanie substrátu hralo v horotvornom procese vážnu úlohu. Fundament vonkajšieho flyšového pásma nie je známy. Niektorí autori predpokladajú (napr. B. Leško et al. 1974), že sialický blok epihercýnskej platformy vytváral podklad nielen duklianskej, lež aj magurskej zóny. Iní autori (A. Slačzka 1973, J. Nemček – T. Koráb 1974), opierajúc sa o výsledky regionálnej gravimetrie, sa domnievajú, že epihercýnska platforma zasahovala od S do osi centrálného gravimetrického minima. Presunuté flyšové jednotky (slezská, duklianska, magurská) majú iné podložie, nevystupujúce



Obr. 1. Tektonická schéma hlavných jednotiek vonkajšieho flyšového pásma na východnom Slovensku.

Fig. 1. Tectonic scheme of the main units of the Outer Flysch Belt in eastern Slovakia.

na povrch. Na základe exotík z uvedených jednotiek možno usudzovať, že sa na stavbe tohto podložia zúčastňujú hlbinné a metamorfované horniny a ich mezozoický (geosynklinálny) obal. Skutočnosť, že amplitúda násunu magurského príkrovu je väčšia ako násun duklianskej zóny, naznačuje, že sa stabilita fundamentu od predpolia do vnútra Karpát (v reze SV—JZ) zmenšuje.

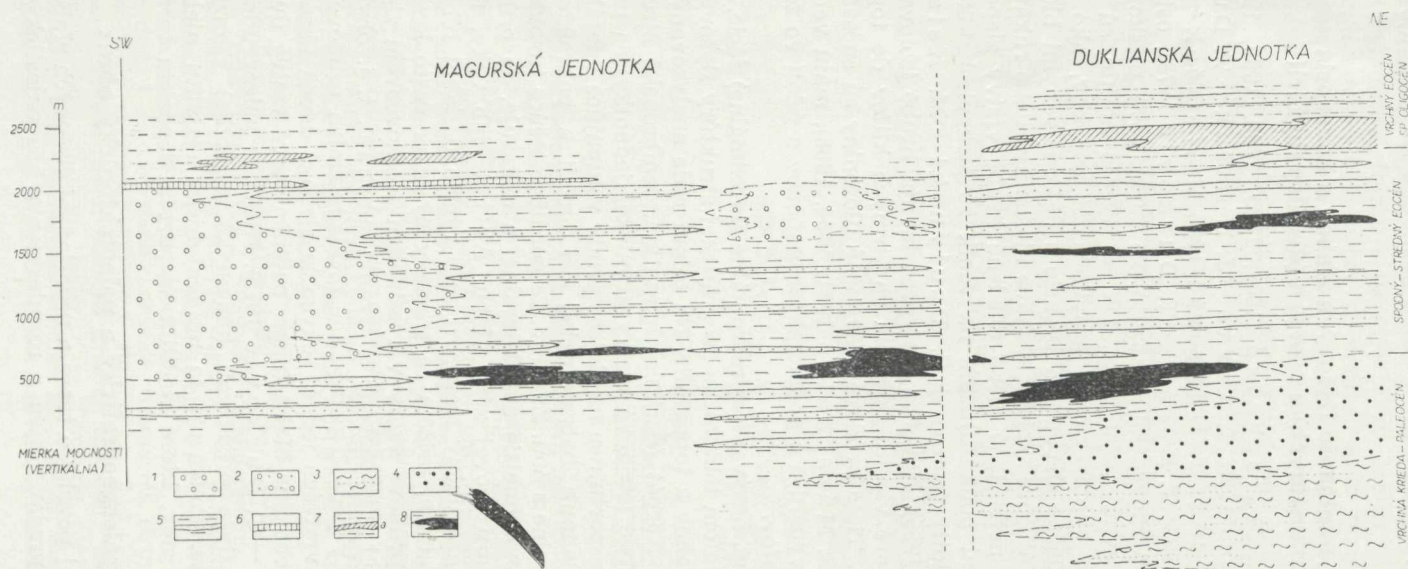
Porovnanie stratigraficko-faciálnych a štruktúrnych znakov flyša troch pásiem

Kriedovo-paleogénne flyšové fácie troch pásiem sa navzájom odlišujú niektorými základnými znakmi. Flyšové sekvencie paleogénu centrálnych Karpát sú mocné 600—2000, maximálne 3500 m, a sú slabo vzrástené najmä na styku s pieninským bradlovým pásmom. V paleogéne centrálnych Karpát je kompletná transgresívna postupnosť od kontinentálnych a šelfových facií až do hlbokomorských flyšových facií. Flyšové fácie od zdrojov po os panve podliehajú rýchlym faciálnym zmenám, a preto ich nemožno chápať ako chronostratigrafické jednotky. Flyš sa akumuloval v rýchlo subsidujúcom bazéne na kontinentálnej kôre (sialickom fundamente), naposledy zvrásnenom v strednej kriede. Marginálne flyšové fácie zvyčajne lemujú tektonicke aktívne zdroje zóny a naznačujú strmé okraje bazénu. Zdvih, zmeny zdrojov a priľahlých hlbokomorských topografických depresii sa kontrolovali tektonikou. Flyš sa skladá z litických drôb, drobových pieskovcov a z litických zlepcov a brekcií. Tektonicky málo aktívne zdroje dodávali len jemnozrnný klastický materiál. Flyšový žlab centrálnych Karpát dosahoval na východnom Slovensku šírku 50—60 km a na severozápadnom Slovensku 90—100 km.

Pieninské bradlové pásmo východného Slovenska má relatívne menšiu mocnosť flyša. V kriede pieninskej zóny dosahuje mocnosť 180—400 m a v prechodnej, subpieninskej, czorsztynskej len 150—250 m. V ostatnej je vývoj pestrých facií neflyšových pelagických slieňov hlbokomorského vývoja. Podľa A. Matějku (1961a, b) a K. Birkenmajera (1970) sú účinky subhercýnskej fázy silne zastreté mladšími horotvornými fázami, najmä laramskou a sávskou. Títo autori predpokladajú, že rozličný vek zlepcových a pieskovcových marginálnych facií od mastrichtu cez paleocén do stredného eocénu je odrazom transgresie na zarovnaný kriedový reliéf. Tieto náhľady potvrdzuje prevaha materiálu pieninského vývoja mezozoika v zlepcoch a redepozícia kriedových foraminifer (E. Hanzlíková 1960). Paleogénny, typický karbonátový flyš a jeho pestrý vývoj nie je známy v centrálno-karpat-skom paleogéne ani z priľahlej magurskej jednotky. Mocnosť sa v ňom mení od JV (1000—1400 m) na SZ (1200—2100 m). Charakteristický preň je vývoj rífových olistolitov a exotických žúl kriedového veku, najmä v spodnejších paleocénnych — spodnoeocénnych členoch. V strednom eocéne je prevaha dolomitového materiálu, derivovaného z karpatských zdrojov v južnom chmeľovskoradvanovskom pruhu. Rífové olistolity sú súčasťou zlepcových klastík, a preto sa zlepenec pokladali za transgresívne útvary (porovnaj generálnu mapu, list Košice — Zborov). Sedimentárne textúry zlepcov a pieskovcovo-karbonátového flyša potvrdili hlbokomorský flyšový pôvod hrubých klastík (R. Marschalko 1975), čo dokazujú aj hemipelagické sliene s planktonickými asociáciami foraminifer, prítomné vo forme vložiek. Preto zlepenec s rífovými

olistolitmi nie sú transgresívnymi útvarmi, ale resedimentovanými telesami zosunutými do oblasti pelagického biotopu. Neprerušný vývoj flyšových sekvencií s vložkami zlepcov s olistolitmi vyvracia náhľad o transgresívnom pôvode klastík v mieste terajších výskytov. Otvorenou otázkou zostáva, či zánik paleocénno-eocénného zlepcového megarytmu pieninského bradlového pásma súvisel s tektonickou kompenzáciou a pohltením zdrojov zlepcov a ostrovných pásiem v procese fázy vrásnenia, alebo len s topografickou remobilizáciou, zánikom starých a zdvihom nových zdrojov v ostrovej refazi. V prvom prípade by proces vrásnenia pieninského bradlového pásma nebol iba jednorazovým tektonickým aktom, ako to dnes prijíma rad tektonikov (W. Sikora 1971, B. Leško, O. Samuel 1968, S. S. Kruglov, V. V. Gluško 1971), ale by bol prebiehal diferencovane, tak ako to dokumentuje zápis zlepcových megarytmov v kriedovo-paleogénnom flyši. Podľa tejto predstavy by bol orogén spočiatku aktívny okolo zanikajúcich zdrojov. V prípade (2) topografickej remobilizácie by sa premiestňovaním zdrojov menili len miesta vstupu najmä hrubých klastík, ale vývoj pieskovcového flyšového cyklu by pretrvával ďalej. V takom prípade sa vytváranie a zánik zlepcových megarytmov nemuseli viazať bezprostredne na pohlcovanie zdrojov, a tak sa spájať s orogénnymi fázami. V pieninskom bradlovom pásme východného Slovenska sa podľa nášho náhľadu uplatňovali oba spôsoby vývoja zdrojov a ich okrajových facií, čo viedlo k zložitej stavbe tejto štruktúry počas kriedy a paleogénu. Vypočítalo sa (R. Marschalko (1975), že šírka pieninského bradlového pásma spolu so zdrojovými oblasťami dosahovala počas paleogénu 80–100 km. Fundament pieninského bradlového pásma nie je známy. Podľa zloženia zlepcových klastík mal základ zdrojov iné zloženie ako blok centrálnych západných Karpát.

Pieninské bradlové pásmo je rozhraním, ktoré malo po stranách rozdielne podmienky na utváranie flyšových sedimentov v kriede a paleogéne východného Slovenska. Vo vonkajšom flyšovom pásme (obr. 2) trvala sedimentácia flyša bez prerušenia počas celej predorogénnej periódy. Podľa sedimentárno-tektonického členenia teda ide o pravý flyš (ortoflyš) predorogénneho štádia. Flyšové jednotky, magurská a duklianska, nie sú v prvotnej pozícii, t. j. v miestach sedimentárneho žlabu, z ktorého sa vyvrásnili, a len približne sledujú jeho rozsah a pozíciu. Predpokladalo sa, že duklianský a magurský flyšový žlab boli oddelené systémom kordilér usmernených paralelne s hlavným tektonickým smerom horstva (SZ–JV). Spojenie facií oboch jednotiek vo vrchnej kriede až spodnom oligocéne naznačuje, že vznikli v jednom sedimentárnom žlabe obkolesenom z oboch strán zdrojovými zónami. Rozšírenie takých facií, ako sú menilitové vrstvy v oboch jednotkách, dokazuje nielen batyálnu hĺbku, ale aj regionálne rozšírenie hlbokomorských plání. Mocnosť flyša v paleogéne oboch jednotiek naznačuje, že sa štruktúrna os žlabu v magurskej jednotke presúva z vnútornej krynickej podjednotky (paleocén – stredný eocén – 2500 m) na periferiu račianskej jednotky (1500 m). V duklianskom pásme dosahovala táto mocnosť 2500 m. Pretože informácie o hrúbke kriedy na J magurskej jednotky chýbajú, sú aj naše poznatky o povahe tohto pásma v kriede veľmi malé. Všeobecne sa prijíma náhľad, že faciálne zóny sa tektonicky zbližili počas sávskej a stýrskej fázy. Tektonické procesy postupovali od vnútorných zón k okrajom, pričom magurská jednotka bola nasunutá ako príkrov na dukliansku zónu. Skrátene pôvodného sedimentačného pries-



Obr. 2. Schéma rozmiestnenia facií vo vonkajšom flyšovom pásme na východnom Slovensku.
 1 — strihové vrstvy, 2 — zborovské vrstvy, 3 — lupkovské vrstvy, 4 — cisnianske vrstvy, 5 — flyšové faciie — podmenilitové, belovežské a zlínske vrstvy, 6 — globigerinové sliene, 7 — menilitovo-krosnianska séria, 7a — menilitové vrstvy.

Fig. 2. Scheme showing the distribution of facies in the Outer Flysch Belt in eastern Slovakia.
 1 — Strihov Beds, 2 — Zborov Beds, 3 — Lupkov Beds, 4 — Cisna Beds, 5 — Flysch facies — Submenilite, Beloveža and Zlín Beds, 6 — Globigerina marls, 7 — Menilite-Krosno Series, 7a — Menilite Beds, 8 — Variegated Beds.

toru dosiahlo až 50–70 % a úhrnná šírka oboch jednotiek sa odhaduje na 80–110 km.

Prúdové mechanizmy, zaplňanie flyšových žlabov a koncepcia marginálnych (promaximálnych) a osových (distálnych) facií

Sedimentologické práce (R. Marschalko 1961, 1965, 1968, 1969, 1975, R. Marschalko – P. Gross 1968, T. Koráb – J. Nemček – T. Ďurkovič – R. Marschalko 1962; T. Ďurkovič 1968, J. Nemček – T. Koráb – T. Ďurkovič 1968; T. Koráb – T. Ďurkovič 1973), ostatných 15 rokov na východnom Slovensku dokazujú, že turbiditové pieskovce a hemipelagický íl tvoria hlavnú masu flyša. Okrem týchto hornín sú vo flyši aj ďalšie vznikajúce zo submarinných gravitačných pohybov, ako sú simmiktity, t. j. hrubé negradačné zlepence a brekcie s deformovanými blokmi ílovcových klastov, reprezentujúce typické svahové uloženiny, alebo rukávovitá výplň erozívnych korýt, netriedené alebo triedené hrubé vrstvy zlepencových pieskovcov s textúrami poukazujúcimi na vznik zo štrkopieskotokov, známe pod názvom fluxoturbidity (porovnaj S. Dzulynski – M. Ksiazkiewicz – Ph. Kuenen 1959). Neveľkú časť predstavujú hrubé izolované bloky a alochtónne dosky, ktoré vznikli odvalom zo strmých klifov do topografických depresíí (olistolity). Tieto prúdové gravitačné uloženiny sú súčasťou flyša, a ako ukázal výskum (R. Marschalko 1961, 1964, 1968), majú veľký objem na úpätí kordilér, kde vyúsťujú z podmorských kaňonov a údolí vo forme typických náplňových kužeľov.

Gravitačné svahové uloženiny, nazývané aj marginálne (proximálne) faciie, sú jediným spoľahlivým ukazovateľom tektonicko-geografickej štruktúry flyšových bazénov, ich submarinných svahov a topografie. Na celom rađe analyzovaných facií v paleogéne centrálnych Karpát (Šarišská hornatina, šambronské štruktúrne pásmo), v magurskom flyši (strihové vrstvy krynickej jednotky) sa preukázal model, v ktorom sa transportujúce turbiditné prúdy vstupujúce laterálne cez náplavový kuzeľ po dosiahnutí batymetrickej osi otočili a pokračovali v longitudinálnom smere paralelne s ňou. Značí to, že pozdĺžne tečúce turbidity sú omnoho distálnejšie a jemnozrnnejšie ako laterálne, a dokazuje, že prúdy zmenili orientáciu po dosiahnutí osovej zóny žlabu. Ak bol žlab úzky, nelineárny, obklopený zdrojmi, gravitačný transport más rýchlo dosiahol hlbšie topografické depresie, niveloval ich, pričom sa transportný smer často križil. Príkladom sú pretínajúce sa prúdové vzory v rozsiahlom pieskovcovom flyši Levočského pohoria, viac-menej prispôsobené správaniu substrátu, t. j. ohybu starších tektonických štruktúr v podloží panvy. Iné príklady zmien prúdového systému o 90 až 180°, a to vo vrstvách jednej sekvencie alebo v dvoch faciách nad sebou, sú prejavom plochého dna žlabu (napr. podmenilitové vrstvy duklianskej jednotky, T. Koráb – T. Ďurkovič 1973). Niektoré paleoprúdové systémy východoslovenského flyša preukázali (magurská jednotka) výraznú stabilitu v čase (6 mil. rokov). Poukazuje to na tektonickú stabilitu nielen zdrojov, lež aj priľahlých sklonov, ktoré riadili transport a depozíciu turbiditov.

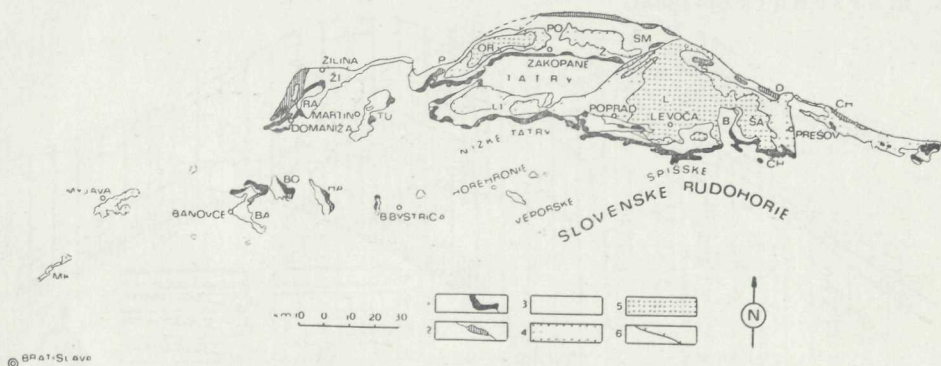
Paleoprúdový výskum, paleogeografický a paleotektonický obraz

Argumenty paleogeografickej povahy o tvare a usporiadaní flyšových žlabov a zdrojov detritu vychádzali predovšetkým z rozmiestnenia hruboklastických

marginálnych facií, ktoré priamo detektujú vynorené zóny a kordilérové pásma, čiže vymedzujú formu a okraje žlabov. Prúdy v hĺbkach sa spravidla prispôbujú tvaru hlbokomorských depresii a sú závislé od mobility substrátu flyšových žlabov. Paleoprúdové výskumy, uskutočňované presne na báze oporných stratigrafických horizontov a mikrobiostratigrafické štúdie, odkryli veľkú zložitost procesu zaplňania a faciálnych vzťahov, ako aj skutočnosť, že telesá sedimentov flyša tvoria iba amputované časti pôvodne rozsiahlych flyšových panví.

Flyš paleogénu centrálnych Karpát

Pretože na paleogeografické rekonštrukcie je najlepšie zachovaný flyš centrálnych Karpát (obr. 3), môže slúžiť ako model zaplňania. Vznikal v čiastkovom žlabe napojenom na J na pieninskú a vonkajšiu sústavu žlabov a bol silne tektonicky porušený len na styku s pieninským bradlovým pásmom. Založenie žlabu sledovalo pásma starých štruktúrnych elementov vyvrásnených v strednej kriede. Výplň bola asymetrická, najväčšia hrúbka akumulovaných nánosov, tzv. štruktúrna os spojená s mobilným tatrídnym substrátom, dosiahla



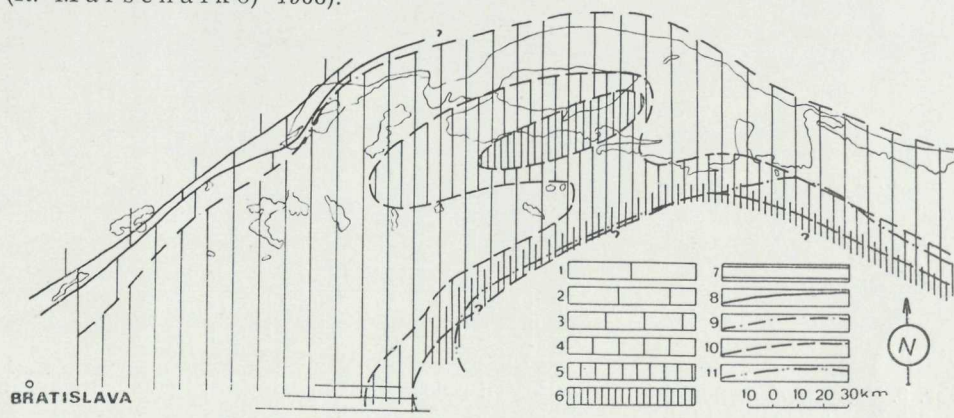
Obr. 3. Prehľadná geologická mapa litofácií paleogénu centrálnych západných Karpát (podľa R. Marschalka 1968).

1 — bazálna transgresívna litofácia (zlepence, brekcie, organogénne numulitové vápence, kalkarenity, drobové pieskovce), 2 — okrajové fácie (zlepence, brekcie, pieskovce, fluxoturbidite, olistoliths), 3 — ílovcová litofácia (flyš s prevahou ílovcov, menilitové vrstvy, pestré slieene, gradačné karbonátové brekcie), 4 — ílovcovo-pieskovcová litofácia (typický flyš s gradačne zvrstvenými pieskovcami, pomer pieskovec — ílovec 1 : 1, 2 : 1, 1 : 2), 5 — pieskovcová litofácia (hrubý flyš, hrubé vrstvy gradačných pieskovcov až pieskovcových zlepencov, simmiktity, tenké vrstvy ílovcov), 6 — tektonický styk centrálnokarpatského paleogénu s pieninským bradlovým pásmom; po celom priebehu tohto styku je flyš silne zvrásnený a urezaný v rozličných stratigrafických úrovniach.

Fig. 3. General map of lithofacies of the Paleogene of the Central West-Carpathians (according to R. Marschalko 1968).

1 — Transgressive basal lithofacies (conglomerate, breccia, organogene nummulite limestone, calcarenite, subgreywacke), 2 — Marginal facies (conglomerate, breccia, sandstone, fluxoturbidite, olistoliths), 3 — Claystone lithofacies (Flysch with predominance of claystone, Menilite shale, variegated marl, graded carbonate breccia), 4 — Claystone-sandstone lithofacies (typical Flysch with graded-bedded sandstone, sandstone-claystone ratio 1 : 1, 2 : 1 1 : 2), 5 — Sandstone lithofacies (coarse Flysch, thick beds of graded sandstone and sandstone-conglomerate, simmictite, thin claystone beds), 6 — Tectonic contact of the Central Carpathian Paleogene with the Pieniny Klippen Belt. Along the entire contact the Flysch is intensely folded and truncated at various stratigraphical levels.

3000–3500 m a prebiehala v pásme Orava, Podhadie, Levočské pohorie, Šarišské hory. Južný veporidný substrát bol málo mobilný a podmienil len vývoj netypického flyša malých mocností (600 m). Vývoj žľabu mal niekoľko etáp. V paleocéne a spodnom eocéne prebiehal vývoj panvy v mieste styku pieninského bradlového pásma s hranou západokarpatského bloku. V strednom eocéne a lutéte (obr. 4) nastalo zaplavenie a anexia bloku, spojenie s panónskym morom. V spodnom a vrchnom priabóne (obr. 4) sa zaplavila veľká liptovská elevácia, zlúčil sa levočský a pohronský areál a nastala postupná anexia Spišsko-gemerského rudohoria. Nad bazálnou transgresívnou faciou sú vždy prítomné ílovce a flyšové členy, v ktorých na rozdiel od bazálnych plytkomorských členov nevystupujú numulitové, ale iba bentonické, resp. planktonické spoločenstvá otvoreného mora. Táto ostrá faciálna zmena, preukázateľná v celom areáli Západných Karpát ukazuje, že blok zaplavený plytkým morom začal rýchle klesať, a pretože sa bazálne plytkomorské fácie nikde nezastupujú s typickým flyšom, je oprávnený predpoklad, že flyš nie je plytkomorská fácia a jej priebeh detektuje smer maximálnej subsidencie a batymetrickú os panvy (R. Marschalko) 1968).



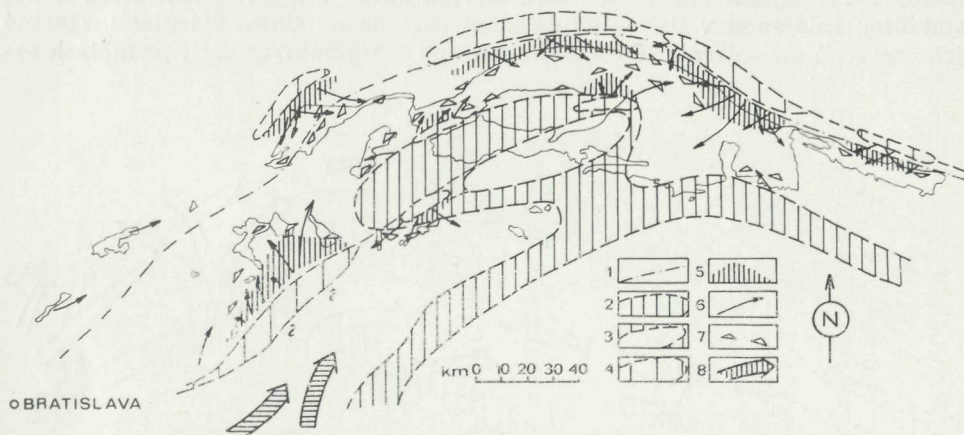
Obr. 4. Paleogeografický náčrt postupu transgresie na západokarpatský blok v paleogéne (podľa R. Marschalka 1968).

1 — rozšírenie v paleocéne, 2 — v yprese, 3 — v spodnom lutéte, 4 — vo vrchnom lutéte, 5 — v spodnom priabóne, 6 — vo vrchnom priabóne, 7 — morský epikontinentálny vývoj maďarského stredohoria (od spodného lutéte do spodného oligocénu), 8 — predpokladaná hranica rozšírenia od ypresu do vrchného lutéte, 9 — predpokladaná a zistená hranica rozšírenia od vrchného lutéte do spodného priabónu, 10 — predpokladaná a zistená hranica rozšírenia od spodného priabónu do spodnej časti vrchného priabónu, 11 — predpokladaná hranica rozšírenia vo vrchnom priabóne a spodnom oligocéne (?).

Fig. 4. Paleogeographical sketch of the advance of transgression on the West Carpathian block in the Paleogene (after R. Marschalko 1968).

1 — Extension in the Paleocene, 2 — in the Ypresian, 3 — in the early Lutetian, 4 — Upper Lutetian, 5 — Lower Priabonian, 6 — Upper Priabonian, 7 — epicontinental marine facies of the Transdanubian Middle Range (Magyar Középhegység Mts.), (from the Lower Lutetian up to Lower Oligocene), 8 — assumed distribution boundary from the Ypresian up to the Upper Lutetian, 9 — assumed and established distribution boundary from the Upper Lutetian up to the Lower Priabonian, 10 — assumed and established boundary of the distribution from the Lower Priabonian up to the lower part of the Upper Priabonian, 11 — assumed distribution boundary in the Upper Priabonian and Lower Oligocene?.

Paleoprúdové rekonštrukcie flyša, založené na 5000 pozorovaniach orientovaných sedimentárnych textúr, ako aj na geologickom mapovaní, a distribúcia facií potvrdili, že hlavné zdroje dodávajúce klastiká boli v miestach, odkiaľ postupovali turbidity dlhší čas v jednom smere, a v mieste vývoja marginálnych facií. Prekvapujúce bolo rozšírenie týchto facií v pásme Podhalia v štruktúrnom šambronskom pásme až po Humenné so smerom transportu od S na J a JV zo zdrojov situovaných približne na rozhraní pieninského (manínskeho?) žľabu a západokarpatského bloku v období lutétu — spodného priabónu (obr. 5). Na J boli umiestnené malé zdroje v línii Východné Tatry, Chočské pohorie, Tribeč, ktoré dodávali klastiká do lineárne pretiahnutého žľabu. Po spodnom priabóne pásmo južných zdrojov zaniklo a žľab sa rozšíril na J, obchádzajúc liptovskú eleváciu. Je v ňom longitudinálny transport (obr. 6) idúci od Malých Karpát až do priestoru Spišského Podhalia. Na V sa začala výnimočne uplatňovať južná čiernohorsko-gemerská zdrojová provincia, dodávajúca enormné množstvo klastik na SZ, do flyša Šarišskej hornatiny a Levočských



Obr. 5. Paleogeografický náčrt centrálnokarpatského paleogénu na báze spodného priabónu.

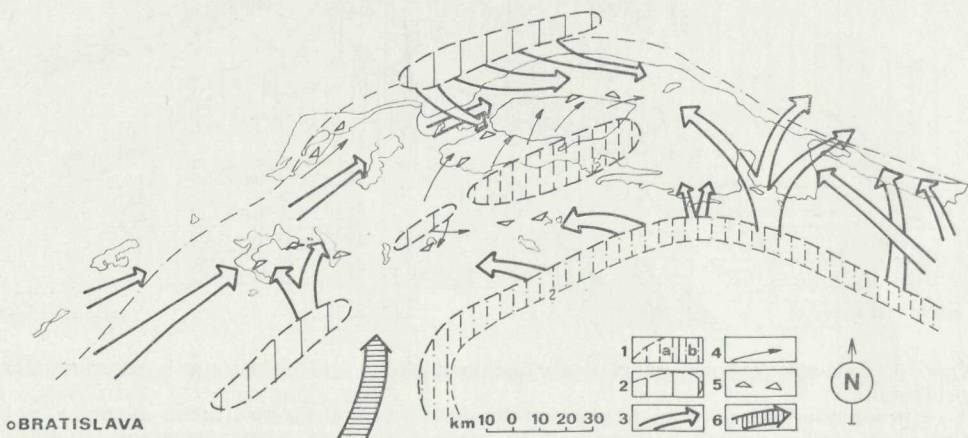
1 — predpokladaná severná hranica vrchnolutétskej transgresie, južne od nej vývoj flyšových facií s prevahou ílovcov, 2 — predpokladaná a zistená spodnopriabónska transgresia s vývojom plytkomorských facií (numulitových biostromov a peptonovo-foladomyových biotopov), 3 — pásma vynorenia (ostrovy a suše tektonicky stabilného charakteru), 4 — pásma (kordiléry) tektonicky vysoko aktívne, 5 — okrajové faciie zlepcov, brekcií, turbidity, fluxoturbidity a olistolity, 6 — smer transportu a depozície (paleoprúdový smer) klastik, 7 — vrstvy gradačne zvrstvených karbonátových brekcií s sedimentovanými organickými zvyškami, 8 — komunikácia s faciiami epikontinentálneho mora Maďarského stredohoria.

Fig. 5. Paleogeographical sketch of the Central Carpathian Paleogene at the base of the Lower Priabonian.

1 — Assumed northern boundary of Upper Lutetian transgression, southward of it is a Flysch facies with predominance of claystone, 2 — assumed and actual Lower Priabonian transgression with shallow-marine facies (nummulite biostromes and pecten-pholadomya biotopes), 3 — zones of emergence (islands and land tectonically stable, 4 — belts (cordilleras) of high tectonic activity, 5 — marginal facies of conglomerate, breccia, turbidite, fluxoturbidite and olistolith, 6 — paleotransport direction and deposition of clastics, 7 — graded-bedded carbonate breccia with redeposited organic remains, 8 — communication with facies of the epicontinental sea of the Transdanubian Middle Range (Magyar Középhegység Mts.).

hôr. Vo vrchnom priabóne (obr. 7) boli prúdové vzory v západnom areáli podobné ako vo vrchnej časti spodného priabónu a teda s prevládajúcim longitudinálnym transportom od JZ. V pieninskom flyši Oravy vidieť vstup klastík od SZ a Z na V a SV a v liptovskej oblasti lokálny vstup z liptovskej elevácie (P. Gross 1975). V pieskovcovom flyši Levočského pohoria sú dominantné dva prúdové vzory. Prvý od SV na JZ, dobre preukázateľný na severnom okraji pohoria a sledovateľný až do Horehronia. Druhý od JV na SZ prichádza od Čiernej hory, pretrváva od spodného do vrchného priabónu a križuje sa s prvým v strede Levočského pohoria.

Z prehľadu zapĺňania vidieť, že štruktúrna os flyšového žľabu v priabóne prebiehala zhodne s batymetrickou osou, približne paralelne s okrajom karpatského bloku, v pásme tatrid cez Žilinskú kotlinu, Oravu, Podhalie, Levočské pohorie a do S časti Šarišských hôr. Z toho možno dedukovať, že: 1. Os žľabu mala alpské črty, lebo sleduje ohyb starších štruktúrnych jednotiek Západných Karpát zvrásnených v strednej kriede. 2. Najväčšia hrúbka akumulovaných nánosov v terajšom omedzení bloku Karpát súvisí s hypersubsidienciou a nestabilitou založenou v pásme situovanom severne od flyšového žľabu. Dnešné jeho severné obmedzenie je tektonické a časť marginálnych facií priláhlá k se-



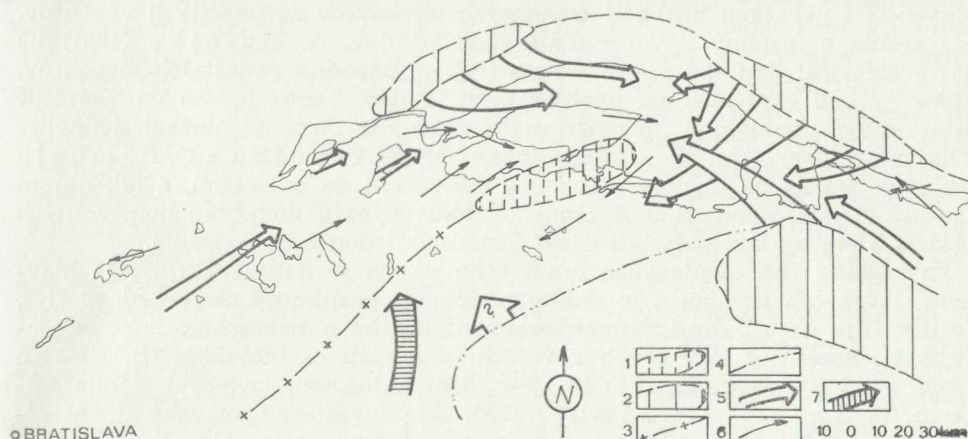
Obr. 6. Paleogeografický náčrt centrálnokarpatského paleogénu vo vrchnej časti spodného priabónu.

1a — zistená vrchnostrednopriabónska transgresia s vývojom plytkomorských facií (numulitových biostromov a pekténových biotopov), 1b — predpokladaný vývoj transgresie na veporsko-spišskej pevnine, 2 — pásma (kordiléry) tektonicky vysoko aktívne, 3 — prevládajúci smer transportu a depozície v pieskovcoch, 4 — vedľajší smer transportu v pieskovcoch, 5 — gradačné vrstvy karbonátových brekcií s resedimentovanými organickými zvyškami, 6 — komunikácia s faciami epikontinentálneho mora Maďarského stredohoria.

Fig. 6. Paleogeographical sketch of the Central Carpathian Paleogene in the upper part of the Lower Priabonian.

1A — Actual upper Middle Priabonian transgression with shallow-marine facies (nummulate biostromes and pecten biotopes), 1B — assumed advance of transgression on the Vepor-Spiš area, 2 — belts (cordilleras) highly tectonically active, 3 — predominant direction of paleotransport and deposition in sandstone, 4 — additional paleotransport direction in sandstone, 5 — graded beds of carbonate breccia with redeposited organic remains, 6 — communication with facies of epicontinental sea of the Transdanubian Middle Range (Magyar Középhegység Mts.).

vernej mobilnej zóny je amputovaná. Primárnu priestorovú redukciu spôsobilo pohltie zdrojeovej oblasti tzv. šambronskej kordiléry do substrátu. Jej zloženie bolo zhodné so zložením Západných Karpát (migmatitové pásma a mladopaleozoické vulkanoklastické série, variske granity a metamorfované mezozoikum). Šírku pohltia nevieme odhadnúť, ale podľa rozšírenia, dĺžky 150 km a hrúbky 400–800 m marginálnych facií šambronského štruktúrneho pásma je skrátenie flyša centrálnych Karpát s pieninským bradlovým pásmom 15–20 km oproti terajšiemu tektonickému obmedzeniu reálne. Okrem intrabázénových zdrojov, dnes už neprístupných štúdiu, živila flyšový žlab gemersko-veporská pevnina. Zahŕňala časť Slovenského rudohoria a Maďarského stredohoria a rozlohou bola väčšia ako všetky intrabázénové zdroje. Pevnina sa skladala z vysoko- a nízkometamorfovaných pásiem kryštalinika a karbonátových hornín mezozoika v rozpätí trias – spodná – stredná (?) krieda (R. Marschalko 1966). Dodávala materiál litických drôb, drobových pieskovcov a zlepcov do flyša Levočských a Šarišských hôr v priabóne a spodnom oligocéne. Vývoj marginálnych facií v Šarišskej hornatine dával predpoklad na rozsiahle zmeny v jej konfigurácii a mobilite, zdedenej z nedávnej kriedovej aktivity.



Obr. 7. Paleogeografický náčrt centrálno-karpatského paleogénu vo vrchnej časti vrchného priabónu.

1 — podmorský prah s ukončenou transgresiou vo vrchnom priabóne, 2 — pásma (kordiléry) tektonicky vysoko aktívne, 3 — línia rozdeľujúca flyš severného žlabu (tatrídneho) od menej typických flyšových a zmiešaných facií južného žlabu (veporského), 4 — predpokladaná hranica veporsko-spišskej pevniny, 5 — dominujúci smer transportu a depozície v hrubom flyši, 6 — smer transportu a depozície v tenkých gradačných turbiditoch s intervalom paralelnej a šikmo zvrstenej laminácie, 7 — komunikácia s faciami epikontinentálneho mora Maďarského stredohoria.

Fig. 7. Paleogeographical sketch of the Central Carpathian Paleogene in the upper part of the Upper Priabonian.

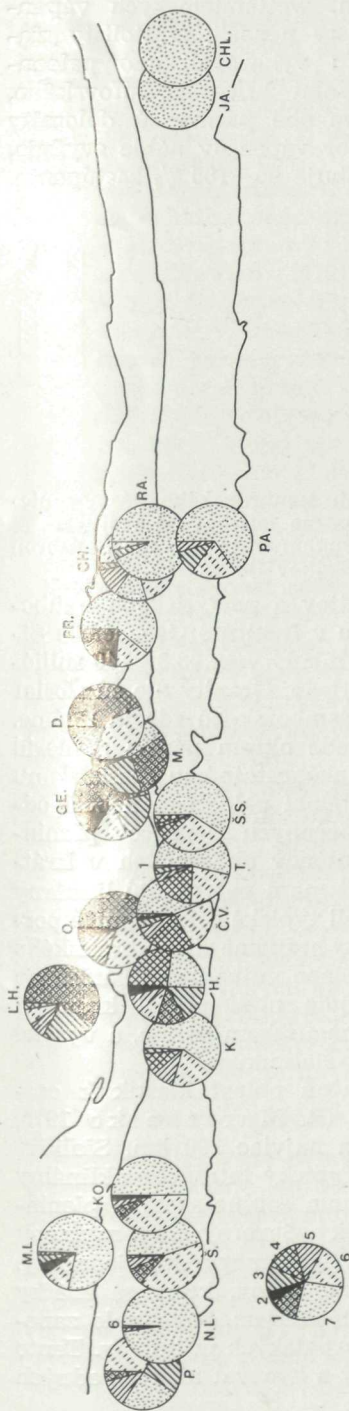
1 — Submarine ridge with terminated transgression in the Upper Priabonian, 2 — highly tectonically active belts (cordilleras), 3 — line separating the Flysch of the northern trough (Tatrides) from the less typical Flysch and mixed facies of the southern trough (Veporides), 4 — assumed boundary of the Vepor-Spiš area, 5 — dominant paleotransport direction and deposition in coarse flysch, 6 — paleotransport direction and deposition in thin graded turbidites with an interval of lower parallel and ripple-cross lamination, 7 — communication with the facies of the epicontinental sea of the Transdanubian Middle Range (Magyar Középhegység Mts.).

Závažným záverom tohto rozboru je, že sialický substrát karpatského bloku sa v tom istom čase na severnej hrane ulamoval, dvíhal a pohlcoval, súčasne rýchlo klesal ako fundament pozdĺžneho, nie širokého flyšového žlabu, obkoleseného na J zanikajúcimi a opäť sa rodiacimi zdrojmi. Z toho vychodí, že sa tektonická aktivita, deformácia a amputácia bloku, ako aj vznik a zánik flyšového cyklu môžu objasniť najskôr vo vzťahu k pohybu blokov, ktoré sa rozpadávajú, i keď ich kriedové vrásnenie konsolidovalo.

Pieninské bradlové pásmo

Silné stlačenie pásma, zložitá tektonická stavba a značný objem paleogénneho flyša sťažujú rekonštruovať kriedový vývoj najmä v úseku medzi riekou Poprad a československo-sovietskymi hranicami. Stredná, vrchná krieda a paleogén pieninského bradlového pásma východného Slovenska sa nedajú členiť na jednotky a série, ako to bolo v jure. Dodnes sa prijíma náhľad, že isté flyšové vrchnokriedové vývoje patria pieninskej alebo prechodnej kysuckej jednotke a neflyšové, pestré sú czorsztynské (A. Matějka 1961a, b). Vrchnokriedový sedimentačný cyklus v pieninskom vývoji vytvárajú typické flyšové sekvenencie s nevelkou hrúbkou gradačných pieskovcov až piesčitých vápencov. Ide zväčša o distálny vývoj vzdialený od zdrojov. A. Matějka (1961) už dávnejšie vyzdvihol skutočnosť, že vo flyši je nápadný nedostatok zlepcov, ktoré by boli ekvivalentom upohlavských vrstiev. Tento jav sa dá vysvetliť priestorovým pohltitím južných sedimentárnych častí pieninskej jednotky v laramskej fáze. Najnovšie stratigrafické výskumy B. Leška a O. Samuela (1968) poukázali na plynulý prechod z mastrichtu do paleocénu, a tak okrem zlepcov paleocénno-spodnoeocénneho veku chýbajú dôkazy o horotvorných fázach, ktoré by boli spôsobili násuny medzi kriedou a paleogénom.

Paleogénny flyš pieninského bradlového pásma je dobre odkrytý, je hlavným stavebným prvkom a je slabšie tektonicky postihnutý ako kriedový flyš, čo dovoľuje urobiť stratigrafické, sedimentologické a paleogeografické rekonštrukcie. Rozšírený je v dvoch vývojoch: severnom — inovskom (B. Leško 1960, kyjovský vývoj Z. Stránika 1965) a južnom, tzv. centrálnokarpatskom (B. Leško — O. Samuel 1968, chmeľovsko-radvanovský R. Marschalko 1975). Stratigrafický objem severného vývoja je paleocén — vrchný eocén, južný paleocén — stredný eocén. V inovsko-kyjovskom vývoji prevláda pieskovcový flyš s menším podielom simmiktítov. Podľa B. Leška a O. Samuela (1968) je v jeho nadloží menilitovo maľcovský vývoj veku vrchný eocén — spodný oligocén, podľa A. Matějku (1961) tento vývoj, tzv. ujacký, nemá v podloží inovsko-kyjovský paleogén, ale iba pestré série paleocénno-spodnoeocénneho veku. Celý šarišský úsek je budovaný severným inovsko-kyjovským vývojom v podobe úzkych antiklinálnych pruhov. Bradlové pásmo je tu v osovej depresii a hlbšie položené bradlá nevystupujú na povrch. V pásme východne od Mošurova až po Laborec je inovsko-kyjovský vývoj v súvislom pruhu pri severnom okraji bradlového pásma. Strednú časť pieninského bradlového pásma tvoria prevrásnené pruhy a šupiny strednej a vrchnej kriedy. Najcharakteristickejším členom južného vývoja medzi Chmeľovom a Radvanovcami sú zlepenca a brekcie solistolitmi riasovokoralových rífov, akumulované v tzv. spodnom megarytme (250 m), oddelené tenkorytmickým karbonátovým flyšom (600–800 m), s pestrými slieňmi od vrchného megarytmu



Obr. 8. Zastúpenie hlavných horninových tried v zlepencoch šambronského štruktúrneho pásma, pieninského bradlového pásma a vonkajšieho flyšového pásma (strihovské vrstvy).
1 — kremeň, kremence, silicit, 2 — melafýry, kremité porfýry, amfibolity a porfýry, 3 — fylonity, fylonity, ruly, svory, 4 — vysoko-orogénne migmatity a neskoro orogénne migmatity, 5 — exotické granity, granodiority, vysokoorogénne ortoruly, 6 — kremenec, arkozy, pieskovce, droby, bridlice, 7 — vápence, dolomity.

Fig. 8. Distribution of the main rock classes in conglomerates of the Sambron structural belt, Pieniny Klippen Belt and the Outer Flysch Belt (Strihov Beds).

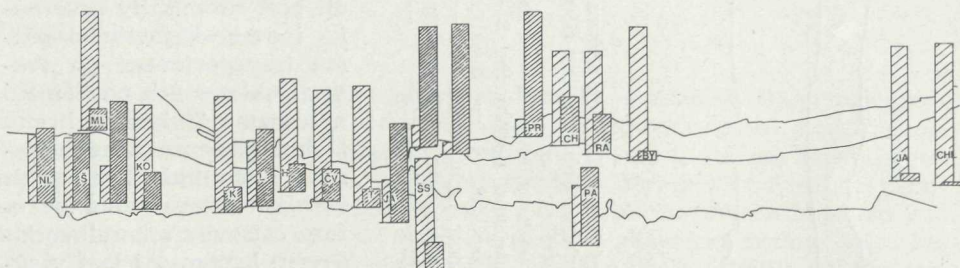
1 — Quartz, quartzite and porphyrite, 2 — melaphyre, quartz, porphyry, amphibolite and porphyrite, 3 — phyllite, migmatite, gneiss, mica-schist, 4 — highly-orogenic migmatite and late-orogenic migmatite, 5 — exotic granite, granodiorite, highly-orogenic orthogneiss, 6 — quartzite, arkose, sandstone, greywacke, shale, 7 — limestone, dolomite.

zlepenčov (200–400 m), v ktorom vidieť nápadnú zmenu klastického materiálu v petrografickom aj granulometrickom zmysle.

Podľa znakov proximality a podľa padeoprúdových štúdií boli simmiktity severného inovsko-kyjovského pásma transportované po svahoch uklonených na S a SZ minimálne 20 km od hrany žlabu. Zlepence južného pásma s olistolitmi rífov vznikli rýchlym transportom z rafaze ostrovov s korálovoriassovým lemom. Aj keď v súčasnosti nemožno nájsť primárny vývoj korálovoriassových bioheriem, ich olistolisty v zlepencoch ukazujú, že na strane rífových pobreží sa šelfy vykláňali tak, že sa celé časti pobrežia stali nestabilnými a zosúvali sa do prostredia pelagického litotopu. Transport máš prebiehal od S na J, JV, JZ a SZ, kde bola os žlabu.

Petrografický výskum zlepencov potvrdil tieto rozdiely (obr. 8). Do severného vývoja dodával zdroj horniny so stratigrafickým diapazónom stredný — vrchný trias (be guttensteinských a wettersteinských vápencov), rét, juru pieninského vývoja, pestrý urgón, a intraklasty sliňov vrchnej kriedy a paleocénu, ktoré vnikli submarinnou eróziou zdvíhavých svahov. Svahy žlabu, ako o tom svedčí vek intraklastov, boli lokalizované v areáli samotnej pieninskej kriedovo-paleogénnej geosynklinály. V južnom chmeľovsko-radvanovskom vývoji sa okrem rozmani-

nitých variet triasových hornín, guttensteinských, wettersteinských vápencov, fleckenmergllov kriedovo paleogénne intraklasty nenašli. Olistolisty riasovokoralových bioheriem mont-thanetského veku vykazovali ako paleontologickú, tak aj petrografickú zhodu s biohermami hríčovsko-súľovského, haligovského a beňatinského pásma. Spoločné pre obe pásma sú dolomity stredného triasu (obr. 9), ktorých podiel sa na úkor vápencov náhle zvyšuje, až v tzv. vrchnom megarytme južného vývoja dosahuje 90–100 % zastúpenie.



Obr. 9. Zastúpenie vápencov a dolomitov v zlepencoch šambronského pásma, pieninského bradlového pásma a vonkajšieho flyšového pásma (strihovské vrstvy).

Fig. 9. Distribution of limestones and dolomites in conglomerates of the Šambron belt, Pieniny Klippen Belt and the Outer Flysch Belt (Strihov Beds).

Významná je prítomnosť nemetamorfovaných granitov a porfyrických hrubozrnných granitoidov. Tie analyzované K/Ar metódou v Inštitúte Geochémie Sibírskeho oddelenia AV ZSSR v Irkutsku preukázali mladý vek, 98,3–140 miliónov rokov, čo zodpovedá vrchnej jure až spodnej kriede. Granity nie sú dosiaľ zo zlepenčov vonkajšieho flyšového pásma ani zo šambronského zdroja známe. Treba zdôrazniť, že intruzívny vulkanizmus v kriede okrem pásma gemeríd nie je v Karpatoch známy. Kriedové exotiká patria samostatnému rozsiahlemu lineárnemu zdroju, pretože gemeridné granity v období paleocénu neboli odkryté a nemohli tvoriť distribučnú provinciu paleocénnych zlepenčov pieninského bradlového pásma. Granity pochádzajú z plutónov obnažených v krátkom čase v značnej dĺžke pieninského bradlového pásma a potvrdzujú lineárny priebeh zlepenčových zdrojov. Pre zdroje (obr. 8) boli typické ešte kremité porfýry, melafýry, bazické horniny (ojedinele), porfýry neznáme zo šambronského a magurského pásma, signalizujúce existenciu mladšieho vulkanizmu bazického charakteru. V paleogénnych zlepencoch je spravidla nižší podiel kremeňa a kremencov, nenašli sa červené ortoruly, hojné v magurskom pásme, a vysoko a nízko-orogénne migmatity a granitoidy tatrid a kryštalinikum.

Exotické granity a granitoidy zaraďujú distribučnú oblasť klastík k osobitnej exotickej zóne, tzv. neopieninskej kordilére (R. Marschalko 1975, R. Marschalko (1975) dosahuje najmenej 50 a najviac 100 km. Sialický karpatského bloku a od zdrojov magurských facií. Typický intrageosynklinálny neopieninský zdroj rozdeľoval v paleocéne a strednom eocéne sústavu pieninskej geosynklinály na dva žľaby značnej šírky a dĺžky. Severný žľab, zaplnený karbonátovým flyšom, musel byť oddelený aj od flyša magurskej jednotky, ktorého výplň je drobová a petrograficky rozdielna. Južný, ktorý sa krátky čas zaplňal zo severnej refazy ostrovov s vývojom bioheriem, bol rýchlo zanešený prevažne dolomitovým detritom z čiel vnútrokarpatských príkrovov. Tento žľab, nazývaný aj čelný tróg, bol aspoň 30 km široký a lemoval blok západných

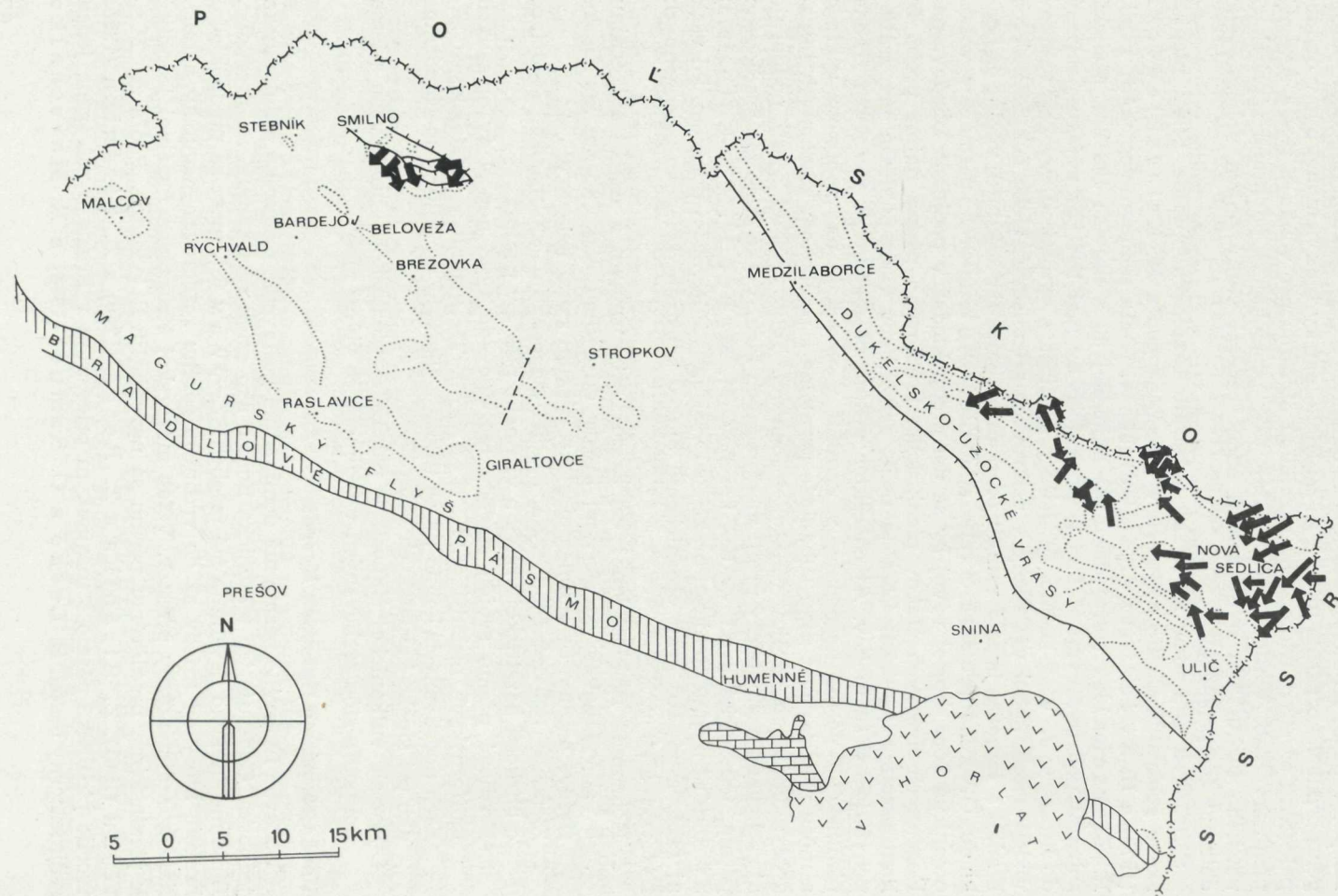
Karpát v dĺžke najmenej 400 km. Sedimentologický výskum zlepenčov paleogénu bradlového pásma ukázal, že západokarpatský blok nemohol byť v období paleocénu až stredného eocénu zdrojovou oblasťou pre vonkajší flyš a severný pieninský žľab. Výnimku tvorí čelný tróg prebiehajúci po hrane západokarpatského bloku. Ten v uvedenom období zberal veľký objem dolomitového detritu z čiel príkrovov.

Stručne sa dotkneme aj otázky substrátu bradlového pásma. Šírka pieninského geosynklinálneho priestoru v paleogéne podľa M. Ksiazkiewicza (1973) a H. Swidzinského (1962), ako aj podľa sedimentologických štúdií R. Marschalka (1975) dosahuje najmenej 50 a najviac 100 km. Sialický substrát pod flyšovými žľabmi a v zdrojoch by mal byť bez zvýšku pohltentý do litosféry. Je však známe, že sialický substrát, s výnimkou zvyškov valúnov v zlepencoch, nebol vyčlenený v príkrovoch pieninských alebo subpieninských bradiel a samotné bradlá vznikli odtrhnutím jurskej a kriedovej výplne od podkladu. Otvorená je otázka, či veľké stlačenie (90 %) bradlového pásma nevyvolala oceanická kôra, ktorej vývoj by sa dal predpokladať v podklade kriedovo-paleogénnych flyšových žľabov pieninského bradlového pásma najmä preto, že kontinentálna (sialická) kôra je príliš ľahká, aby bola pohltená pri zrážke pohybujúcich sa blokov. Aj charakter výplne paleogénnych flyšových žľabov pieninského pásma naznačuje, že vznikli v nepokoji na mobilnom základe a môžu predstavovať zóny subdukcie paralelné s priebehom zdvíhaných intra-geosynklinálnych zdrojov (mikrokontinentov). Tento výklad sčasti podporuje aj zachovaný asymetrický profil marginálnych facií. Veľké stlačenie bradlového pásma, tektonické príkrovy bez koreňov (M. Maheľ 1973, Z. Roth 1973) a štruktúra megatektonickej brekcie sú však presvedčivejším dôkazom. Sú však aj fakty svedčiace prati oceanickému dnu v substráte kriedovo-paleogénnych flyšových žľabov. Napr.

1. Konzumná rýchlosť len 1 cm za rok pri rozpínaní a uzatváraní oceánu by si vyžadovala od strednej kriedy do eocénu niekoľko sto km široké flyšové bazény, čo sedimentologický výskum zatiaľ nepotvrdil.
2. Zlepence paleogénneho flyša bradiel neobsahujú ultrabáziká, svedčiace o blízkosti bazaltickej vrstvy a vrchného plášťa v podloží.
3. Bradlové pásmo svojou stavbou nezodpovedá typu naposledy opísaných kalifornských melanží (J. K. Hsu 1970). Tie vznikli v subdukčných zónach podsúvaných kolmo na os trenča a ukazujú na odlišný mechanizmus ako pri alpsko-karpatských príkrovoch.
4. Rozsah vulkanickej činnosti v paleogéne pieninského bradlového pásma bol podľa stôp zachovaných v sedimentoch veľmi malý.

Vonkajšie pásmo flyšových Karpát

V stavbe flyšového pásma má dominantné postavenie magurská a duklianska jednotka. Oddeľuje ich tektonická línia a ako celok sú nasunuté na predpolie. Línia magurského nasunutia má priebeh SZ—JV a v jej smere sa predpokladal hrebeň, ktorý od kriedy až do vrchného eocénu rozdeľoval magurský a duklianský sedimentárny priestor. Vzťah magurskej štruktúrne faciálnej jednotky k pieninskému bradlovému pásmu sa nevysvetľoval jednotne. Podľa A. Matějku (1961), Z. Stránika a Z. Rotha (1960) a Z. Stránika (1965) tvorilo pieninské pásmo s magurským priestorom v kriede a paleogéne jeden sedimentárny bazén. B. Leško a O. Samuel (1968) a R. Marschalko



(1975) predpokladajú, že magurský paleogén má svoj osobitný stratigrafický substrát, podobne ako mezozoikum bradlového pásma sa vyznačuje nema-gurským paleogénnym obalom. Predpokladajú existenciu pevniny, ktorá počas vrchnej kriedy a paleogénu živila magurský sedimentačný priestor a pod-mienila rozšírenie strihovských a zlínskych facií. Mocnosť paleogénu v magur-skej jednotke je vyššia ako v duklianskej a naznačuje, že štruktúrna os bola v spodnom a strednom eocéne pri južnom okraji bazénu. Krieda v magurskej jednotke, s výnimkou smilnianskeho tektonického okna, nie je na východnom Slovensku vyvinutá. Podľa jej mocnosti v duklianskej jednotke (800–1500 m) nemožno konštruovať jej vývoj a priebeh v magurskej zóne.

Vo vývoji paleoprúdových systémov, ako aj v rozšírení facií vidieť istú stá-lost, podmienenú rozlohou substrátu flyšových žlabov, ako aj stálosťou zdrojov dodávajúcich veľký objem drôb. V cenomane, turóne a senóne duklianskeho (obr. 10) pásma (lupkovské vrstvy) sa ukázal jednotný a prevládajúci smer zaplňania od SV, SVV na JZ a JZZ zo zdrojov umiestnených na S žlabu. Zdroje dodávali hrubozrnné pieskovce až zlepcové pieskovce blízke fluxo-turbiditom a pieskovcový drobový flyš. Postupné stenčovanie pieskovcového flyša na JZ, strata znakov proximality, ako aj nedostatok simmiktitov sú-hlasia so zánikom facií od zdrojov a distalitou, ktorá sa zväčšuje na JZ, JZZ, kde sa predpokladá viacej pelitických faciálnych vývojov. Čiastočným dokla-dom toho je tenkorytmický flyš kriedového veku v tektonickom smilnianskom okne, ďaleko za hranicou magurského nasunutia, kde bol objavený zhodný transportný smer ako v ekvivalentných vrstvách duklianskej jednotky. Pa-leoprúdový výskum poukazuje na prehlbovanie žlabu do priestoru magurskej jednotky, a preto v nej možno očakávať neprerušovaný flyšový sled z kriedy do paleogénu.

V paleocéne a spodnom eocéne sa na J magurského priestoru po prevažne pelitickom flyšovom vývoji objavil faciálny pieskovcový vývoj. Ten akumuluje na rozsiahlych plochách jednotky a čoraz viac sa rozširuje od južného okraja na S a SZ. Pieskovcový flyšový vývoj, sprevádzaný simmiktitmi a asociáciami pieskovcových zlepcov, dosahuje podľa Z. Stránika (1965) mocnosť až 2350 m. Rozšírenie simmiktitov je nepravidelné, viaže sa prevažne na pieskov-cové megarytmy prerušované tenkorytmickým flyšom. Zlepence prítomné naj-má v strihovských vrstvách naznačujú, že strmé svahy vynárajúcich sa ostrov-ných pásiem produkovali nielen piesok, ale aj veľké množstvo valúnov. Tie sklzávali dolu podmorskými svahmi a zastavili sa na plochých náplavových kužeľoch vo väčšej vzdialenosti od okraja. Predstavujú laterálny vstup hru-bého detritu. Facie strihovských vrstiev sú marginálne podľa rozvedenej schémy zaplňania flyšových žlabov. Možno ich sledovať paralelne po celom južnom okraji krynickej jednotky. Z toho usudzujeme, že zdrojová oblasť bola dlhá, súbežná s ich vývojom a uklonená na SV. O jej rozlohe svedčí mocnosť stri-

Obr. 10. Základný paleoprúdový systém a smery zaplňania vo vrchnej kriede vonkajšieho flyšového pásma (východ-né Slovensko). Paleoprúdový systém zahŕňa lupkovské a cisnianske vrstvy a ich stratigrafické ekvivalenty v magur-skej jednotke (podľa T. Korába et al. 1961).

Fig. 10. Paleocurrent system and depo-sition in the Upper Cretaceous of the Outer Flysch Belt (eastern Slovakia). The paleocurrent system includes the Lupkov and Cisna Beds and their strati-graphic equivalents in the Magura unit (after T. Koráb et al. 1962).

hovských vrstiev, časové rozpätie spodný — stredný eocén a rozšírenie až na Zakarpatskú Ukrajinu. Prúdový a petrografický výskum (T. Koráb et al. 1962, Z. Stráňik 1965, J. Nemček et al. 1968, R. Marschalko 1975) preukázal prúdový systém súhlasný s rozšírením magurských facií. Laterálny prínos z J a JV od okraja žľabu postupne rotoval do pozdĺžneho smeru od JV na SZ (obr. 11). Rozšírenie prúdov smerom na S je stále bočné, avšak prúdový systém sa postupne prispôbil topografii batyálnej pláne. Na nej sa formovali faciálne stále sekvencie zlínских vrstiev a zanikli na SV a S.

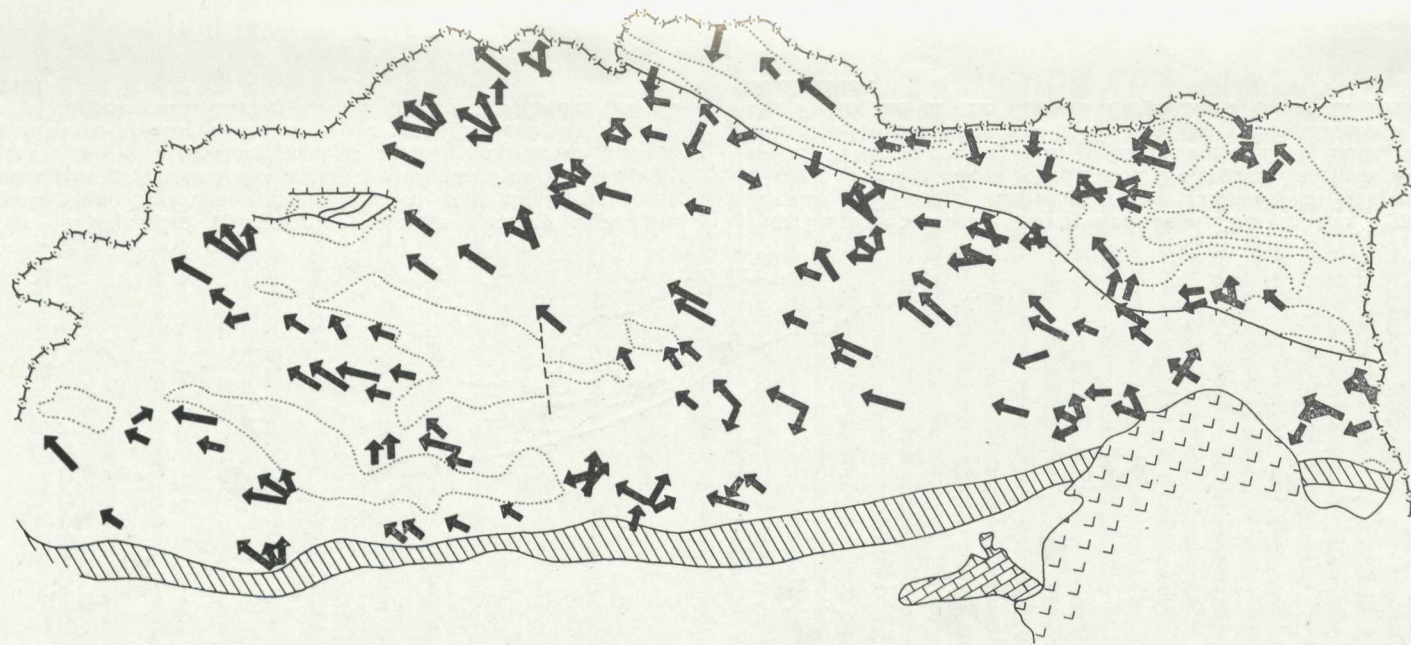
Podľa petrografickej analýzy exotík v strihovských vrstvách bol zdroj zložený z červených ortorúl, červených a ružových granitov, zo svorov, kremencov a menšieho podielu karbonátových hornín. Jeho stavba a zloženie sa odlišujú od neopieninskej kordiléry najmä vyšším percentom kryštalinika exotického typu (R. Marschalko — M. Mišík — L. Kamenický 1975), neznámeho z bloku centrálnych Karpát. Pieskovce patria drobám, ktoré sa vekom odlišujú od ekvivalentných vrstiev flyša bradlového obalu. Preto stál zdroj magurských facií samostatne a nezávisle od neopieninskej kordiléry, prebiehajúcej oveľa južnejšie.

V podmenilitových vrstvách duklianskej jednotky (spodný stredný eocén) nevidieť taký jednoznačný priebeh prúdových systémov ako v magurskej jednotke. Prúdový smer od JV na SZ, reprezentovaný drobami, bol prerušovaný vstupom kremitých pieskovcov s glaukonitom od SV a S na J a SZ (obr. 11). Kremité pieskovce sa ukázali ako korelačný prvok prechádzajúci z duklianskej štruktúrno-faciálnej zóny cez pásmo antiklinálnych šupín Sniha — Miková do severného magurského priestoru bez látkových a smerových zmien počas paleocénu až stredného eocénu. T. Koráb a T. Ďurkovič (1973) z toho usudzujú, že magurské a duklianske fácie neoddeľoval zdroj, ale vznikali v jednom sedimentárnom žľabe, a preto hranica nasunutia leží v štruktúrnej a batymetrickej osi žľabu.

Rozdielny vývoj je v stratigraficky ekvivalentných najmladších vrstvách duklianskej a magurskej jednotky (obr. 12). V pieskovcoch krosnianskych (cergovských) vrstiev duklianskej jednotky postupovali prúdy obrátene o 180°, od SZ na JV. Malcovské vrstvy magurskej jednotky, najmä v sinklinále Brezovky, majú obrátený prúdový systém od J na S a SSV, čo poukazuje na rozdielne zdroje oboch jednotiek, ako aj topografické zmeny morského dna súvisiace najskôr so sávkou fázou vrásnenia.

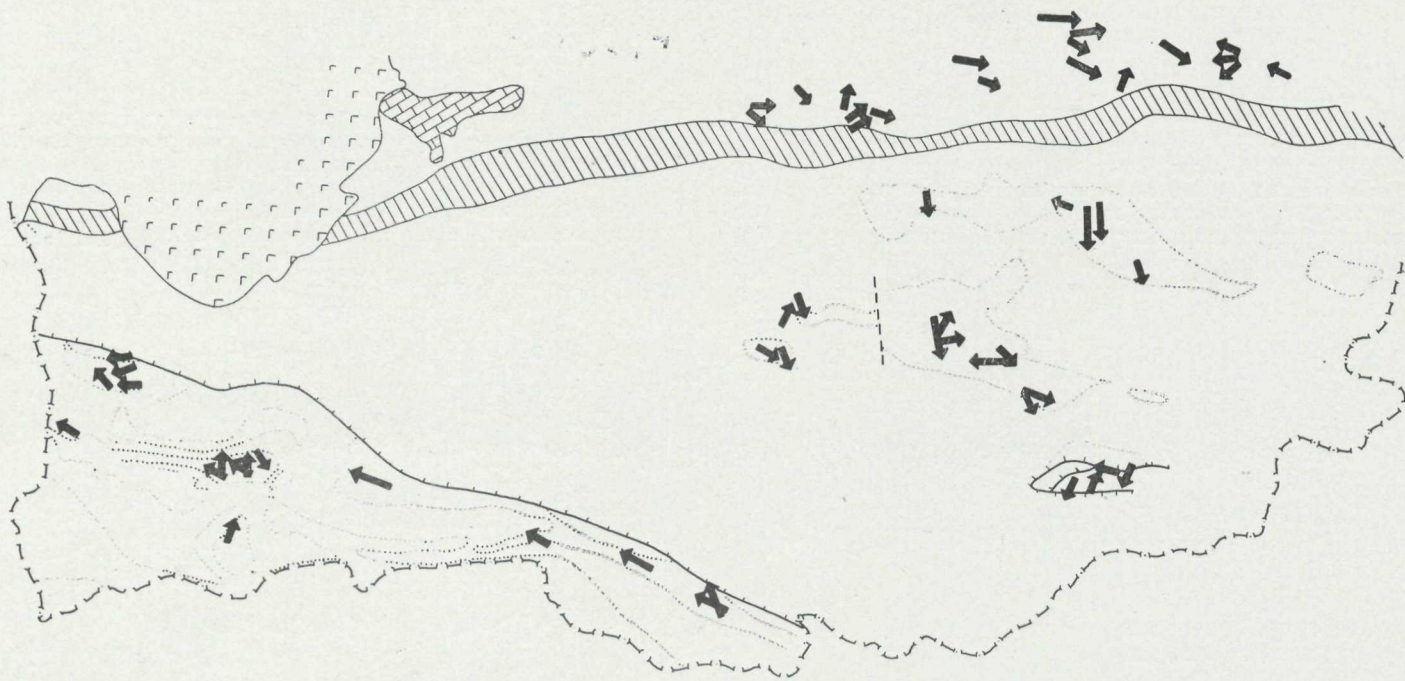
Poznámka k vzťahu flyšového pásma východného Slovenska k susedným regiónom

Flyš východného Slovenska vznikal v troch osobitných sedimentárno-tektonických pásmach, z ktorých každé sa vyznačovalo rozdielnym substrátom. Zatiaľ čo flyš centrálnych Karpát vznikal na sialickom substráte, kriedovo-paleogénny flyš pieninského pásma a vonkajšieho pásma nemajú známe podklady a zjavné rozdiely sú v zdrojových pásmach, ktoré lemovali flyšové žľaby. Pieninské bradlové pásmo je silne stlačené a nemá (ako západoslovenský segment) stredno- a vrchnokriedový zlepenkový flyš, ani vývoj manínskej jednotky. Podľa určitých znakov, ako sú distálne fácie, typy hornín z manínskej strednej a vrchnej kriedy, usudzujeme, že chýbajúci priestor bol tektonicky pásmom.



Obr. 11. Základný paleoprúdový systém a smery zaplňania vonkajšieho flyšového pásma (východné Slovensko) v paleocéne až strednom eocéne. Prúdový systém zahŕňa belovežské, strihovské, zborovské, zlínske a podmenilitové vrstvy (podľa T. Korába et al. 1962 a T. Korába a T. Ďurkoviča 1973).

Fig. 11. Paleocurrent system and deposition in the Paleocene up to Middle Eocene of the Outer Flysch Belt (eastern Slovakia). The current system includes the Beloveža, Strihov, Zborov, Zlín and Submenilite Beds (after T. Koráb et al. and T. Koráb and T. Ďurkovič 1973).



Obr. 12. Základný paleoprúdový systém a smery zaplňania vonkajšieho flyšového pásma a časti centrálno-karpatského paleogénu (východné Slovensko) vo vrchnom eocéne a spodnom oligocéne. Prúdový systém zahŕňa malcovské vrstvy, menilitovo-krosniansku sériu a ich stratigrafické ekvivalenty v paleogéne centrálnych Karpát (podľa T. Korába et al. 1962).

Fig. 12. Paleocurrent system and deposition in the Upper Eocene and Lower Oligocene of the Outer Flysch Belt and a part of the Central Carpathian Paleogene (eastern Slovakia). The current system includes the Malcov Beds, the Menilite-Krosno Beds and their stratigraphic equivalents in the Paleogene of the Central Carpathians (after T. Koráb et al. 1962).

redukovaný a pohltený v mieste styku západokarpatského bloku s pieninským

Podľa niektorých tektonikov pokračuje do podložia magurskej zóny a pieninského pásma z rumunských a ukrajinských Karpát masív marmarošského kryštalinika. Preto sa aj vykliňovanie magurskej zóny smerom na JV pripisuje postupnému vynáraníu a nahrádzaniu jednotky týmto masívom. Treba zdôrazniť, že sa v exotikách tejto zóny ani pieninského pásma nenašli horniny identické s marmarošským kryštalinikom. V apte—albe pieninského pásma chýbajú typy marmarošských útesov sedimentárneho pôvodu (S. S. Kruglov — E. S. Smirnov 1967) a pôvod pieninského bradlového pásma nie je sedimentárny (bradlá —olistolity), ale tektonický. Samotné postavenie marmarošského masívu severovýchodne od pieninského pásma a prítomnosť strednokriedových príkrovov v ňom (aptsko-albských, V. E. Chain — V. I. Slavin 1966, H. Sandulescu 1971) naruša polaritu orogénu a, prirodzene, sťažuje objasnenie vzniku pieninského pásma len terciérnym orogénom (Iaramským a sávskym). Nálezy exotických spodnokriedových granitov v ukrajinskej a východoslovenskej časti signalizujú kompresné pohyby sprevádzané v tomto období v dôsledku litosferických pohybov poklesávaním sialického bloku. Spodná krieda je významná aj tým, že predstavuje prípravné štádiá vzniku flyšových formácií nielen východného Slovenska, lež aj celého alpsko-karpatského regiónu. Úlohou budúcich výskumov bude zhodnotiť tieto skutočnosti za pomoci takých výskumných metód, ktoré zaznamenávajú vzťahy flyša k stabilite alebo mobilite okraja bazénov. Prúdová sedimentológia veľmi jasne ukázala, že uloženie turbiditov a okrajových facií bezprostredne sledovalo tektonickú aktivitu. Postupujúce zmeny v rozšírení facií v prúdovom systéme a tektonickom správaní dobre objasňujú pohyby starých blokov, ktoré sa tradičnými metódami stratigrafického výskumu dajú ťažko postrehnúť.

LITERATÚRA

- Beránek, B. 1971: Hlubinné seizmické sondování v ČSSR. Geol. průzk., 13, 10, s. 289—293.
- Birkenmajer, K. 1970: Przedeoceńskie struktury faldowe w Pieninskim pasie skałkowym Polski. Stud. geol. pol., 31, s. 81.
- Dzulynski, S. — Ksiazkiewicz, M. — Kuennen, Ph. 1959: Turbidites in Flysch of the Polisch Carpathians Mountains. Bull. Geol. Soc. Amer. Baltimore, 70, pp. 1089—1118.
- Ďurkovič, T. 1968: East Slovakian Flysch sediments. Zbor. geol. vied, rad ZK, 6, pp. 107—154.
- Gross, P. 1971: Geológia západnej časti Liptovskej kotliny. Geol. práce, Spr. 56 (Bratislava), s. 109—124.
- Hanzlíková, E. 1960. Mikropaleontologické vysvetlivky ke křídě a přilehlým paleogenním sedimentům na listě gen. mapy Košice a Zborov. Manuskript — Geofond.
- Hsu, K. J. 1970: Mélanges of San Francisco Peninsula — Geologic Reinterpretation of type Franciscan. Mitteilungen a. d. Geol. Inst. No 124. Zürich. pp. 1348—1367.
- Chain, V. E. — Slavin, B. I. 1966: Osnovnyje voprosy tektoniki Sovetskich Karpat. Tez dokl. naučno-otčetn. konf. geol. fak. Moskva, s. 46—71.
- Koráb, T. — Nemček, J. — Ďurkovič, T. — Marschalko, R. 1962: Prehľadný výskum orientovaných sedimentárnych textúr vo flyši východného Slovenska. Geol. zbor., 13, 2 (Bratislava), s. 257—274.
- Koráb, T. — Ďurkovič, T. 1973: Sedimentológia a paleogeografia podmenilitových vrstiev dukelskej jednotky. Geol. práce, Spr. 60 (Bratislava), s. 85—119.
- Kruglov, S. S. — Gluško, V. V. 1971: Geologičeskaja strojenie i gorjučije isko-paemye Ukrajinskich Karpat. Moskva, Nedra, 388 s.

- Kruglov, S. S.—Smirnov, S. E. 1967: Sravnitel'naja charakteristika geol. strojenija marmarošskoj i peninskoj utesovyh zon v sovetskich Karpatach. Doklady KBGA, VIII. kongr. geotektonika. Beograd, s. 147—152.
- Książkiewicz, M. 1972: Budowa geologiczna Polski (Karpaty). Tom. IV., Tektonika, cześć. 3. Warszawa, 288 s.
- Leško, B. 1960: Paleogén bradlového pásma na východnom Slovensku. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 11, s. 95—113.
- Leško, B.—Samuel, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Bratislava, VSAV, 245 s.
- Leško, B.—Janků, J.—Němec, F.—Koráb, T.—Chmelík, F.—Mořkovský, M. 1974: Výskum tektonického podložia flyšového a bradlového pásma východného Slovenska a centrálno-karpatského paleogénu východne od Vysokých Tatier. Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava.
- Mahel, M. 1974: Alpidy, hlavne Západné Karpaty z hľadiska globálnej tektoniky. Mineralia slov., 6, 2, s. 97—102.
- Marschalko, R. 1961: Sedimentologic investigation of marginal lithofacies in flysch of central Carpathians. Geol. práce, Zoš. 60 (Bratislava), pp. 197—231.
- Marschalko, R. 1965: Geológia a sedimentológia flyšových okrajových litofácií (Šarišská hornatina). Zbor. geol. vied, rad ZK, 5, 102 s.
- Marschalko, R. 1968: Facies distributions, paleocurrents and of the Paleogene flysch of central west Carpathians. Geol. zbor. Geologica carpath., 19 (Bratislava), pp. 69—94.
- Marschalko, R. 1969: Termín Wildflyš. Geol. práce, Spr. 48 (Bratislava), s. 175—187.
- Marschalko, R. 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepcov bradlového pásma a príslušných tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku (východné Slovensko). Nauka o Zemi X, sér. geol. (v tlači).
- Marschalko, R.—Gross, P. 1968: Identifizierung der bruchtektonik im östlichen Zentralkarpaten Paleogen. Geol. práce, Spr. 44—45 (Bratislava), s. 95—103.
- Marschalko, R.—Mišík, M.—Kamenický, L. 1975: Petrografia flyšových zlepcov a rekonštrukcia ich zdrojových zón. (Paleogén bradlového pásma a príslušných tektonických jednotiek východného Slovenska.) Zbor. geol. vied, rad ZK (v tlači).
- Matějka, A. 1961: Příspěvek k poznání bradlového pásma na listu gen. mapy Vysoké Tatry. Zpr. geol. výzk. v r. 1959 (Ústř. úst. geol.), s. 132—134.
- Matějka, A. 1961: Příspěvek k poznání bradlového pásma na listu gen. mapy Košice. Zpr. geol. výzk. v r. 1960 (Ústř. úst. geol.), s. 148—151.
- Nemček, J.—Koráb, T.—Đurkovič, T. 1968: Lithological investigation of conglomerates of Magura flysch in East Slovakia. Geol. práce, Spr. 44—45 (Bratislava), p. 105—118.
- Nemček, J.—Koráb, T. 1974: Tektonická interpretácia podložia východoslovenského flyšového pásma. Manuskript — Geofond, Bratislava.
- Roth, Z. 1974: Paleotektonická klasifikace geosynklinální výplně vnějších Karpat. Sbor. věd, ř. G, 26, s. 95—100.
- Sandulescu, M. 1971: Considérations sur les Possibilités de corelation de la structures des Carpates Orientales et Occidentales. Dari de Seamă Sedintelor, Vol. LVIII (5. Tectonica si geologie regionala). Bucuresti, p. 125—150.
- Sikora, W. 1971: Očerk tektogeneza pieninskej utesovej zony v Poľšcie v svete nových geologických danyh. Ann. Soc. geol. Pol., 41, s. 221—239.
- Ślaczka, A. 1973: Remarks on the substratum of the Polish Carpathians. European Geoph. Union Abstrats of the first meeting—Zürich 1973.
- Stráňák, Z.—Roth, Z. 1960: Předběžná zpráva o geologických výzkumech v Čerhovském pohoří a západní bardejovské části Ondavské vrchoviny. Zpr. geol. výzk. v r. 1958. (Ústř. úst. geol.), s. 152—155.
- Stráňák, Z. 1965: Geologie magurského flyše Čerhovského pohoří a záp. části Ondavské vrchoviny. Zbor. geol. vied, r. ZK, 3, s. 125—178.

THE POSITION OF THE EAST SLOVAKIAN FLYSCH IN THE CARPATHIANS

RÓBERT MARSCHALKO — TOMÁŠ KORÁB

East Slovakia is a component of three intricate belts which are the lateral continuation of the Carpathian orogen (fig. 1). They are the following ones:

1. The Outer Belt of the Flysch Carpathians
2. The Pieniny Klippen Belt
3. The Belt of the Tatro-Veporides and Gemerides.

Synorogene flysch of Paleogene age is accumulated in great volume in Tatro-Veporide zone. The largest in extent is the Outer Belt composed of preorogenic Cretaceous-Paleogene Flysch. The basement only exposed in the Tatro-Veporide Belt, in the region of the Čierna hora Mts. and the Branisko massif in the Humenské pohorie Mts., consists of rocks deformed during the Caledonian, Variscan and Middle Cretaceous phases. With the exception of the Humenské pohorie, the basement sinks into depth towards the Pieniny Klippen Belt. Gravimetric data as well as regional seismic refraction profiles directed normal to these three belts indicate that the Pieniny Klippen Belt of eastern Carpathians, where the crust is only 35 to 37 km thick (B. Beránek 1971). It is presumed that the Pieniny Klippen Belt, which follows this boundary, represents a separate structural element differing from all other Carpathian belts.

In general it is assumed that frontal portions of three units (Subpieniny, Pieniny and Manín units) were displaced in the Pienine Klippen Belt in several orogenic phases, beginning in the Middle Cretaceous and accomplished in the Miocene. During these movements and by the gradual shortening the shape of the individual units changed, and this change was accompanied by formation of gigantic blocks, diapiric tectonic forms, and megatectonic breccia. Fold structures are therefore rare in the stratigraphically older elements such as the Lower Cretaceous, and they are more common in the younger elements, especially in the Cretaceous-Paleogene Flysch. Whole segments of the Paleogene Flysch are a component of the Klippen Belt of eastern Slovakia. The pre-Triassic basement does not crop out and it is only known from exotic conglomerates in the Flysch. The Pieniny Klippen Belt is tectonically limited. In the south it is uplifted or even overthrust to the south on the Palaeogene Flysch of the Central Carpathians. On the north, the contact of the Outer Flysch with the Flysch of the Klippen Belt has the character of an overthrust. The Outer Belt of the Flysch Carpathians in eastern Slovakia is represented by thick facies of preorogenic Flysch which serimented without break from the Cretaceous until the Oligocene. The Cretaceous-Paleogene Flysch is folded into great nappes tectonically squeezed out from the original sedimentary area. This produced the shortening of the space. The overthrust of the Magura nappe evidenced by the existence of the Smilno tectonic window, took place towards the north over a distance of 30 to 40 km. It is presumed that the underthrust of the basement played a great role in the orogenic process. The basement of the Outer Flysch Belt is not known. Some authors (e. g. B. Leško et al. 1974) assume that the sialic block of the epi-Hercynian platform formed the basement not only of the Dukla zone, but also of the Magura zone. Other authors (A. Slaczka 1973, J. Nemčok, T. Koráb 1974) on the basis of the results of

regional gravity survey assume that the epi-Hercynian platform extended from the north only into the axis of the central gravity minimum. The overthrust Flysch units (the Silesian, Dukla, and Magura units) have a different basement which does not rise to the surface. On the basis of the exotic material occurring in the above-mentioned units it may be concluded that the basement is built up of plutonic and metamorphic rocks and their Mesozoic (geosynclinal) cover. The fact that the amplitude of the thrust of the Magura nappe is greater than the thrust of the Dukla zone indicates a decreasing stability of the basement from the foreland into the interior of the Carpathians (section NE-SW).

The Cretaceous-Paleogene Flysch facies of the three belts differ in certain principal features. The Flysch sequences of the *Paleogene of the Central Carpathians* are 600 to 2000 m, at the most 4500 m-thick, and they are slightly folded especially at the contact with the Pieniny Klippen Belt. In the Paleogene of the Central Carpathians there exists a complete transgressive succession from continental through shelf up to pelagic facies. The Flysch facies, from the source area into the basin, are subject to rapid facies changes and they cannot be regarded as chronostratigraphic units. The Flysch accumulated in a rapidly subsiding basin on the continental crust (Sialic basement), which had been for the last time folded in the Middle Cretaceous. The marginal Flysch facies usually fringe the border of tectonically active source zones and they mark the steep flanks of the basin. The uplift, changes of the sources, and the adjacent topographic deep-sea depressions were tectonically controlled. The Flysch is composed of lithic arenite, lithic wacke, and also of lithic conglomerate and breccia. The tectonically moderately active sources supplied only fine-grained clastics. The width of the Flysch trough of the Central Carpathians attained 50 to 60 km in eastern Slovakia, and 90 to 100 km in northwestern Slovakia.

In the *Pieniny Klippen Belt* of eastern Slovakia the Flysch deposits are of lesser thickness (180 to 400 m in the Cretaceous of the Pieniny zone, 150 to 250 m in the transitional sub-Pieniny and Czorsztyn zones). The Paleogene Flysch (of maximum thickness 1400 m in the SE and 1200 to 2100 m in the NW) is characterized by the development of reef olistoliths and exotic granites of Cretaceous age in the Paleocene-Lower Eocene members. In the Middle Eocene there is a prevalence of dolomite material derived from Carpathian sources. The sedimentary textures of conglomerates and sandstones prove the deep-water origin of the coarse clastics, which is also attested by the intercalations of hemipelagic marls and planktonic foraminiferal associations. There still remains to be decided (1) whether the disappearance of the Eocene conglomerate megacycle in this zone was connected with tectonic compensation and subduction of the island belts during the process of folding, or (2) whether it was only connected with topographic mobilization, disappearance of the old sources and the origin of new sources in the island chain. In the first case the process of folding of the Klippen Belt would not be a one-phase tectonic event (as accepted today by, e.g. W. Sikora 1971, B. Leško, O. Samuel 1968, S. S. Kruglov, V. V. Gluško 1971), but it would have been differentiated as is also evidenced by the record of conglomerate megacycles in the Flysch. In the case of topographic mobilization (ad 2), by the transfer of sources also changed the places into which coarse clastics were introduced, but the sedi-

mentation of the sandstone Flysch facies remained continuous. In this case the origin and disappearance of the conglomerate megarhythms would not necessarily be directly connected with subduction and with the orogenic phases. In our opinion, in the Klippen Belt of eastern Slovakia both modes of development of the sources and marginal facies came into play, producing the intricate structure during the Cretaceous and Paleogene.

In the *Outer Flysch Belt* (fig. 2) the sedimentation of the Flysch lasted without break throughout the whole preorogenic period. In the sense of sedimentary tectonic differentiation the Flysch in question is an orthoflysch. The Flysch units, the Magura and Dukla units, are not in primary position, i. e. in the area of the sedimentary trough; they were folded and only approximately follow the extent and position of the trough. It has been assumed that the Dukla and Magura Flysch troughs were separated by a system of cordilleras directed parallel with the main tectonic direction of the mountain range (NW—SE). The joining of the facies of these two units in the Upper Cretaceous up to Lower Oligocene indicates that they originated in a single sedimentary trough surrounded from two sides by source zones. The distribution of such facies as the Menilite Formation in both units suggests not only a bathyal depth but a regional distribution of deep-sea plains. The thickness of the Flysch in the Paleogene of the two units indicates that the structural axis of the trough in the Magura unit was overthrust from the inner Krynica subunit (Paleocene — Middle Eocene 2500 m) on the periphery of the Rača unit (1500 m). In the Dukla zone this thickness attains 2500 m. In view of the fact that data on the thickness of the Cretaceous in the south of the Magura Group are lacking, very little is also known about the nature of this zone in the Cretaceous. A tectonic rapprochement of the facies zones during the Savian and Styrian phases is generally accepted. The tectonic processes advanced from the inner zones towards their margin and the unit in the form of a nappe was thrust on the Dukla zone. The shortening of the original sedimentary area amounted up to 50 to 70 per cent, the total width of the two units being estimated at 80 to 110 km.

Numerous sedimentological works on eastern Slovakia in the last fifteen years (R. Marschalko 1961, 1965, 1968, 1969, 1975; R. Marschalko, P. Gross 1967, T. Koráb, J. Nemčok T. Ďurkovič, R. Marschalko 1962; T. Ďurkovič 1963, J. Nemčok, T. Koráb, T. Ďurkovič 1968; T. Koráb, T. Ďurkovič 1973) have demonstrated that turbidity sandstones and hemipelagic clay constitute the main mass of the Flysch. Apart from these rocks there are others which originated by submarine mass movements, such as simmictites, i. e. thick ungraded conglomerates and breccias with deformed blocks of clay clastics, representing typical slope deposits, or erosive channel fill, unsorted or sorted thick conglomerate sandstone with textures suggestive of origin from sandflows known as fluxoturbidites (comp. S. Dzulynski, M. Książkiewicz, Ph. Kuenen 1959). A certain inconsiderable part is represented by thick isolated blocks and allochthonous sheets (olistoliths) produced by slumping from steep cliffs into topographic depressions. These gravitational deposits are a component of the Flysch and, as revealed by researches (R. Marschalko 1961, 1964, 1968), they produce great volumes at the foot of the cordilleras where they issue from submarine canyons and valleys in the form of typical fans.

Gravitational slope deposits also called marginal (proximal) facies are one

of the reliable indicators of the tectono-geographic structure of the Flysch basins, their submarine dip and topography. Several analyzed facies in the Paleogene of the Central Carpathians (the Šariš highland, Sambrón structural zone) in the Magura Flysch (Strihov Beds of the Krynica unit) indicate a pattern, in which the transporting turbidite currents rising laterally over the submarine fan, turned after attaining the bathymetrical axis and continued parallel with this axis in the longitudinal direction. This means that the longitudinally flowing turbidites are much more distal and finer-grained than the lateral ones. Moreover, this also demonstrates that the currents changed their direction after reaching the axial zone of the trough. If the trough was narrow, nonlinear and surrounded by sources, the gravitational transport of the mass quickly reached the deeper topographical depressions, it levelled them and this often led to crossing of the transport directions. An example are the cross-cutting flow patterns in the extensive sandstone Flysch of the Levoča Mts., which more or less inherit the behaviour of the substratum, i. e. the bend of the older tectonic structures underlying the basin. Other examples of the changes of the flow system by 90 to 180° within one sequence or in two overlying facies demonstrate a flat bottom of the trough, e.g. the Submenilitic Formation of the Dukla unit (T. Koráb, T. Ďurkovič 1973). Some paleocurrent systems of the eastern Slovakian Flysch (Magura unit) display a pronounced stability in time (6 m. y.). This indicates not only the tectonic stability of the sources, but also of the adjoining slopes governing the transport and deposition of the turbidites.

The Flysch eastern Slovakia originated in three characteristic sedimentary-tectonic belts, each of which had a different substratum. While the Flysch of the Central Carpathians originated on a sialic basement, the basements of the Cretaceous-Paleogene Flysch of the Pieniny Belt and of the Outer Belt are not known. Pronounced differences exist in the source zones which bordered the Flysch trough. The Pieniny Klippen Belt is strongly compressed and most likely Middle and Upper Cretaceous conglomeratic Flysch and facies of the Manín unit, developed in eastern Slovakia, do not occur there. From certain features such as the distal facies, rock types from the Middle and Upper Cretaceous of the Manín unit it is inferred that the missing space was tectonically reduced at the contact of the West Carpathian block with the Pieniny Belt.

According to some specialists in tectonics, from the Rumanian and Ukrainian Carpathians extends the Marmaroš crystalline massif into the basement of the Magura zone and Pieniny Belt. Therefore the wedging out of the Magura zone in the SE direction is also ascribed to the gradual emerging and replacement of this unit by the Marmaroš massif. It must be emphasized that rocks identical with the Marmaroš crystalline massif have not been found in the exotics of the Magura zone. In the Aptian-Albian of the Pieniny Belt, types of the Marmaroš reefs of sedimentary origin are absent (S. S. Kruglov, E. S. Smirnov 1967), and the origin of the Pieniny Klippen Belt is not sedimentary (klippen-olistoliths), but tectonic. In fact, the position of the Marmaroš crystalline massif northeast of the Pieniny Belt and the presence of Middle Cretaceous nappes (Aptian-Albian) (V. E. Chain, V. I. Slavin 1966, H. Sandulescu 1971) disturb the polarity of the orogen and consequently impede the explanation of the origin of the Pieniny Belt in terms of the Tertiary orogen only

(Laramide and Savian). Finds of Lower Cretaceous exotic granites in the Ukrainian and east Slovakian parts indicate compressive movements accompanied in this period by the subsidence of the sialic block owing to lithospheric movements. The Lower Cretaceous is also significant in that it represents a preparatory phase of the origin of the Flysch formations not only in eastern Slovakia, but in the entire Alpine-Carpathian region. The task of future studies is to evaluate these facts by means of research methods which would record the relations of the Flysch to the stability or mobility of the basin margins. The sedimentology of currents has demonstrated very clearly that the tectonic activity was directly followed by the deposition of turbidites and marginal facies. The gradual changes in the distribution of facies in the current system and in the tectonic behaviour cast light on the movements of old blocks which by the traditional methods of stratigraphical research are not observable.

Preložila E. Česáňková