

Bradlové pásmo z aspektu geodynamického modelu

MICHAL MAHEĽ

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 28. 9. 1988)

The Klippen Belt from the aspect of the geodynamic model

The outline of development and structural model of the West Carpathians with particular regard to the Klippen Belt as a pendant of the Vahicium and a particular tectonotype. The tectonic klippen style, result of transpression.

Úvod

Pri zostavovaní geodynamického modelu Západných Karpát narastá význam bradlového pásma, a to:

— pre svojský tektonický štýl, výrazný i morfoštruktúrne,

— pre postavenie na rozhraní dvoch najrozsiahlejších geotektonických geneticky a štruktúrne odlišných pásiem flyšového pásma Západných Karpát a centrálnych Karpát (z hľadiska pozície hlbinej stavby na rozhraní platformného predpolia a slovenského bloku).

— preto, že je špecifickým západokarpatským elementom, ale zasahuje do Východných Álp i do Východných Karpát, čo umožňuje poznať niektoré vzťahy Západných Karpát k susedným segmentom, ich postavenie a osobitosti v rámci alpíd.

Pohľad na vývoj a stavbu zemskej kôry, ovplyvnený globálnou tektonikou, umožňuje pochopiť význam viacerých fenoménov špecifických pre bradlové pásmo, poznať podstatu zdanlivých protirečení, lepšie pochopiť jeho genézu (obr. 1).

Špecifické fenomény bradlového pásma, hlavne štruktúrne

Bradlové pásmo, tvorené z viac ako dvetisíc bradiel, náznakmi chaotičnosti miestami pripomína tektonickú melanž alebo megabrekciu, ale i tektonické útržky vlečené v čele centrálnokarpatských príkrovov, miestami i súborolistolitov.

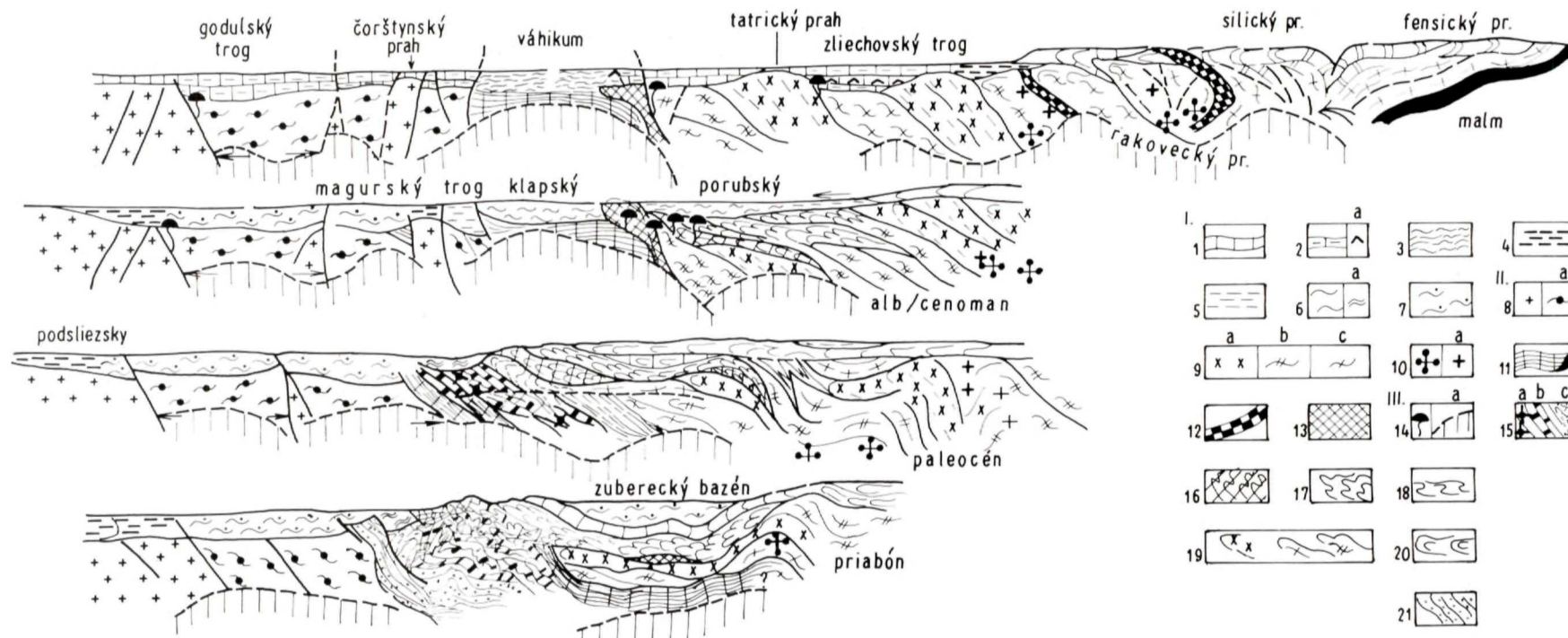
Všetky morfoštruktúrne typy sú však pretiahnuté a zoradené do kúl postavených pod ostrým uhlom k priebehu bradlového pásma. Na stavbe jednotlivých kúl sa často zúčastňujú bradlá viacerých tektonických jednotiek s prejavmi drobenia (najvýraznejšie drobenie je pri jednotkách, ktoré sú tvorené rigidnej-

šími litotypmi), pri plastickejších súvrstviach silne pretiahnuté.

Neobvykle veľká kontrastnosť kompetentnosti medzi jednotlivými tektonickými jednotkami, ale aj v rámci toho istého tektonického elementu s rigidnejšími jursko-spodnokriedovými, prevažne vápencovými členmi a s plastickejšími, prevažne stredno- až vrchokriedovým slieňovcovo-bridličnatým obalom predstavuje materiálový podklad pre segmentáciu až drobenie, ale i pre voľný pohyb rigidnejších členov, a to vertikálny (v minulosti nie práve najvhodnejšie označovaný ako diapirický), ale i horizontálny — transpresný — typický pre vznik bradiel sprevádzaných plastickejším obalom. Pomerne malá šírka pestrého heterogénneho obsahu bradlového pásma uprostred homogénnejších celkov flyšového pásma a centrálnych Karpát poskytovala zvlášť vhodné podmienky pre segmentáciu (drobenie) i pre rozťahnutie, ale pri opakovaných kompreskách i pre kulisovité rozloženie. Vytvoril sa celý rad morfoštruktúrnych elementov, napr. vztýčené šošovkové formy rigidných členov („diapíry“) so svojím plastickým obsahom, vztýčené monoklinály často s detailným prevrášnením niektorých členov, vrásové šupiny, drobné až balvanovité útvary, prevrátené krídla ležatých vrás, ležaté vrásky s porušenými krídlami.

Vysvetlenie materiálovej heterogenity, neobvykle veľkej v bradlovom pásme, treba hľadať vo výraznejších zmenách litotypov v priebehu vývinu, v odlišnosti súborov litotypov tektonických jednotiek a v neúmerne veľkom počte štruktúrne faciálnych jednotiek.

Materiálovú, ale aj štruktúrne heterogenitu bradlového pásma vysvetlíme, ak sa na bradlové pásmo nepozerať ako na jednotné píenidy, ale ako na súbor prinajmenej štyroch geneticky odlišných jednotiek: oravika, váhika, elementov centrálnych Karpát



Obr. 1. Vývojový model Západných Karpát v období ranej paleoalpínskej a mezoalpínskej tektogenézy (Maheľ, 1988).

I. Základné tektofácie: 1 — plytkovodná karbonátová (prahy), 2 — hlbokovodná karbonátová (trog), a) s polohami rádiolaritov (stenčená kontinentálna kôra), 3 — typ čiernych slieňovcov a bridlíc, 4 — Couge rouge (stabilné prahy), 5 — predflyš a flyšoid, 6 — „karbonátový“ flyš hlbokovodný, a) s plytkovodnými karbonátmi, 7 — drobový flyš, hlbokovodný.

II. Typy kôry: 8 — dlhodobá kratonizovaná kontinentálna, a) vhodná na rozťahnutie a bázfikáciu, 9 — kôra hercýnsky prepracovaná, a) rozsiahlejšou granitizáciou, b) výraznejšou metamorfózou, c) slabšie konsolidovaná, 10 — alpínska granitizácia, a) sčasti mladohercýnska, 11 — paraoceanický až oceanický typ, 12 — „nedonosené“ rifty, 13 — melanže, 14 — vulkanity, a) plášť.

III. Tektontypy: 15 — tektontyp transpresie — jednotky bradlového pásma: a — čorštynská, b — kysucká, c — klapská, 16 — 19 — tektontyp členitej kontinentálnej kôry — sústava príporchových príkrovov: 16 — manínsky, sčasti včlenený do bradlového pásma, 17 — vrásokový križňanský príkrov, 18 — nesené príkrovy, chočský a vyššie, 19 — soklové príkrovy, sčasti hercýnske, 20 — tektontyp vnútorných Karpát s vejárovitou stavbou, 21 — magurský príkrov.

Fig. 1. Development model of the West Carpathians in the period of Early Paleozoic to Mesoalpine tectogenesis (Maheľ, 1988).

I. Fundamental tectofacies: 1 — shallow-water carbonate (ridges), 2 — deep-water carbonate (troughs), a) with layers of radiolarites (attenuated continental crust), 3 — type of black marlstones and shales, 4 — Couge rouge (stable ridges), 5 — preflysch and flyschoid, 6 — “carbonate” deep-water flysch, a) with shallow-water carbonates, 7 — greywacke flysch, deep-water.

II. Types of crust: 8 — long-dated cratonized continental, a) suitable for extension and basification, 9 — Hercynian reworked crust, a) by extensive granitization, b) by distinct metamorphism, c) weakly consolidated, 10 — Alpine granitization, a) partly Late Hercynian, 11 — paraoceanic to oceanic type, 12 — “aborted” rifts, 13 — melanges, 14 — volcanics, a) mantle.

III. Tectonotypes: 15 — tectonotype of transpression — Klippen Belt units: a — Czorsztyn unit, b — Kysuca unit, c — Klappe unit, 16 — 19 — tectonotype of dissected continental crust system of near surface nappes: 16 — Manín nappe partly incorporated in the Klippen Belt, 17 — Križna fold nappe, 18 — carried nappes, Choč and higher nappes, 19 — socle nappes, partly Hercynian, 20 — tectonotype of the Inner West Carpathians with fan-like structure, 21 — Magura nappe.

a magurskej jednotky. Nápadné je, že morfoštruktúrne jednotky oravika, ale i klapského príkrovu vykazujú ďaleko menšie stlačenie, slabšiu rekryštalizáciu ako centrálneokarpatské jednotky; vrásové štruktúry majú charakter klzného ohybu bez plastického tečenia; chýbajú ležaté vrásky, také typické pre príkrovové centrálneokarpatské jednotky (včítane jednotiek včlenených do stavby bradlového pásma), ale hlavne pre manínsky príkrov. Zrejme i príkrovy zohrávajú v bradlovom pásme ďaleko menšiu úlohu, ako sa im pripisovala.

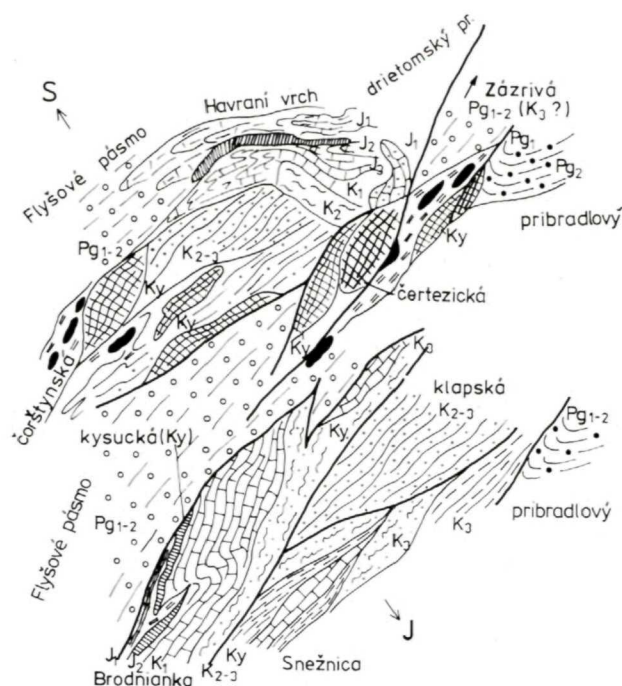
Hlavným štruktúrnym elementom v stavbe sú staršie severovergentné prešmyky, kým mladšie sú väčšinou juhovergentné s viacetapovým pohybom vo vertikálnom a horizontálnom smere. Prešmyky sú hlavnými tvorcami kulisovitej stavby typickej pre bradlové pásmo. Ovplyvnili aj zoradenia jednotlivých sekvencií do viacerých kúl. Na prešmykoch regionálnejšieho charakteru, hlavne na styku s flyšovým pásmom, sa končia jednotlivé kulisy, čo je zrejme dôsledok horizontálnych posunov (obr. 2).

Pri takomto prístupe sa i tektonické včlenenia štruktúrnych elementov (bradiel severnejších jednotiek, napr. čorštýnskej) medzi južnejšie (kysuckú), ale i kysuckých bradiel medzi klapskú jednotku, vysvetľované doteraz ako tektonické okná (Andrusov, 1938, 1968; Birkenmajer, 1959), javí ako dôsledok kulisovitej stavby.

Predbežný štruktúrny výskum, ktorý robil Plašienka a Marko, zistil, že mezoskopické vrásky, hojné v zvrstvených jurských — spodnokriedových členoch kysucko-pieninskej jednotky kongruentného lineárneho typu (rozmerov rádovo 10—100 m), sú otvorené až zovreté, krokvicovité a kufrovité, so subvertikálnymi osovými rovinami, zväčša symetrickými, vzniknuté ohybom a ohybovým sklzom. Poukazuje to na bočné stlačenie horizontálne uloženého vrstvomého komplexu za duktilnokrehkého stavu v pripovrchových podmienkach (Plašienka in Maheľ et al., 1987). Zistilo sa, že aj v rigidných komplexoch čorštýnskej jednotky sa prejavujú krehké deformácie, strihovité fraktúry a rôzne systémy puklín.

Typom deformácie plastického toku sa zásadne líšia elementy manínskeho príkrovu, a to i jeho časti včlenené do stavby bradlového pásma (obr. 3). Popri deformáciách ohybového sklzu vykazujú rovnako ako centrálneokarpatské paleoalpínske jednotky (hlavne krížňanský príkrov, centrálneokarpatská časť manínskeho príkrovu) bridličnosť pokročilej diagenézy (S_1) a kliváž osovej roviny zámkových častí mezoskopických medzifoliačných vrás (F_1) a veľkých ležatých vrás (Butkov, Manín). Štruktúrny charakter nadobudli tieto elementy za podmienok vyššej duktility.

Centrálneokarpatské elementy v bradlovom pásme sa okrem toho, že majú vyšší stupeň rekryštalizácie a odlišný štruktúrny inventár s dominantným posta-



Obr. 2. Kulisovitá stavba, typický štruktúrny fenomén bradlového pásma, varínsky úsek (Maheľ, 1987).

Fig. 2. Coulisse structure, typical structural phenomenon of the Klippen Belt, Varín section (Maheľ, 1987).

vením ležatých vrás, líšia od jednotiek oravika tiež častým sklonom na JV (k vnútrajšku), zväčša menej strmým ako u jednotiek oravika.

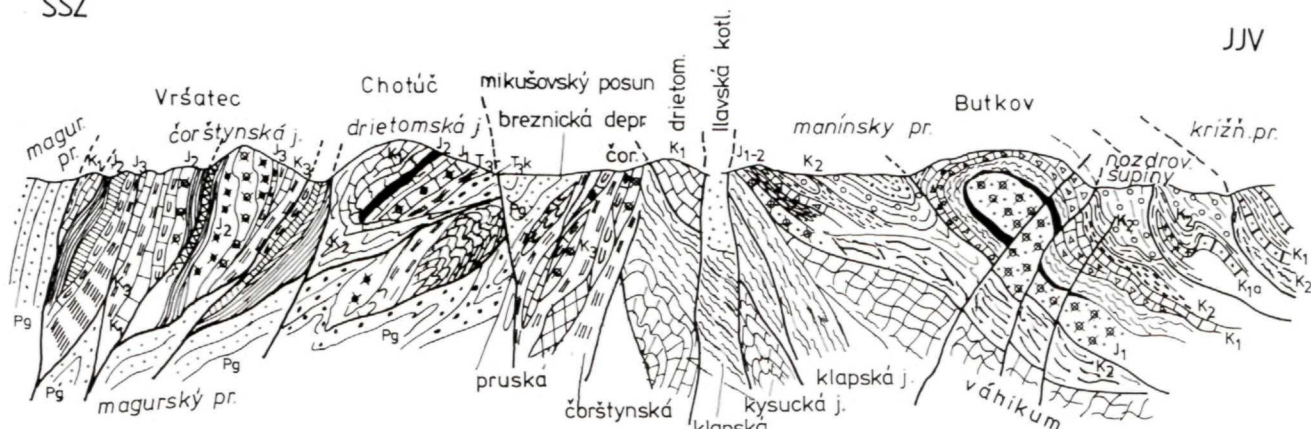
Pre centrálneokarpatské elementy, ale i pre veľké bradlá oravika, hlavne kysucké, je príznačný charakter monoklinál tvorených spodných krídlom vrás. Veľké ležaté vrásky sú zachované u bradiel manínskej jednotky, i to len pri vnútornom okraji bradlového pásma (Butkov, Manín).

Odlepenie sekvencií oravika spravidla na báze spodnodogerských členov je dávnejšie známy fenomén. Pri tom je zaujímavé, že práve tieto bazálne členy, hlavne posidoniové vrstvy, vykazujú deformácie pseudoduktilným kataklastickým tokom rovnobežným s vrstevnatosťou i so zónou odlepenia (Plašienka, ústne oznámenie). Vyvstala otázka, či tento rozdiel oproti štruktúrnemu typu bežnému v ostatných členoch sekvencií oravika vyplýva z odlišnej pozície pri vrásnení a je i prejavom menšieho násunu oravika, alebo či ide o prejav staršieho laramského procesu.

Najčastejšie liasové a triasové členy patria drietomskej, resp. bošáckej sekvencii, t. j. k elementom nami považovaným za súčasť manínskeho príkrovu (Maheľ, 1969, 1986). Nevieme, či to v plnom rozsahu platí i pre zaradenie bradiel tvorených len liasovými členmi, doteraz považovanými za súčasť kysuckej sekvencie (napr. bradlo Jedlovinka a ďalšie bradlá pri Zázrivé), i pre liasové, resp. triasové členy, ktoré

SSZ

JJV



Obr. 3. Ukážka štruktúrnej heterogenity stavby bradlového pásma v jeho najkompletnejšom — strednovážskom (púchovskom) úseku (Maheľ, 1987).

Fig. 3. Example of structural heterogeneity of the Klippen Belt in its most complete — Middle Váh valley (Púchov) section (Maheľ, 1987).

zdanlivo nadväzujú na sekvencie kysuckej, resp. čorštynskej jednotky.

Ak sa zistia rozdiely v genetickom type vrás, podrobný štruktúrny výskum umožní presnejšie odlišiť centrálnekarpatiské štruktúrne elementy včlenené do bradlového pásma od jednotiek oravika, ale upresní sa aj rozsah a vzťah vertikálnych a horizontálnych posunov pri tvorbe stavby.

Postavenie úzkeho pásma štruktúrne formovaného mezoalpínskym laramsko-pyrenejským, ale i sávsko-ranoštajerským (neoalpínskym) vrásnením medzi mocným blokom paleoalpínskych príkrovov centrálnych Karpát z vnútornej strany a hrubým súborom neoalpínskych príkrovov flyšového pásma z vonkajšej strany vyzdvihuje štruktúrne samostatnosť bradlového pásma. Bradlové pásmo sa v podstate javí ako mezoalpínsky akrečný klin centrálnych Karpát — paleoalpíd — mezoalpíd, ale i ako tylové zázemie neoalpíd. Je hlavným reprezentantom západokarpatských mezoalpíd, ktorý prevážuje dva hlavné genetické celky, dva tektonotypy, do geneticky, časovo i štruktúrne jednotnej sústavy. Genetickú, ale i štruktúrne samostatnosť bradlového pásma dokladá i to, že zásah strednokriedovým vrásnením (hlavným tvorcom jednotiek centrálnych Karpát) sa výraznejšie neodrazil dokonca ani v paleogeografii jednotiek oravika (až v priebehu turónu sa zaznamenáva nástup flyšovej sedimentácie) a sávské i štajerské pohyby, ktorých dôsledkom je príkrovová stavba flyšového pásma, sa uplatnili v bradlovom pásme predovšetkým drobením a transpresiou — vznikom bradlového štýlu s výrazným vyťahnutím štruktúrnych elementov a s prejavmi drobenia. V intenzite týchto procesov troch základných genetických skupín jednotiek sú však značné rozdiely. Zrelý bradlový štýl, i morfoštruktúrne najvýraznejší, vykazujú jednotky oravika vrásnené až po eocéne. Jednotky váhika (klapská

a vrchná etáž manínskej jednotky), postihnuté laramským vrásnením, vykazujú tektonický štýl šupín a vrásových šupín vyťahnutých do kulís spolu s bradlami. Manínsky príkrov včítane drietomskej jednotky, postihnutý hlavným paleoalpínskym, ale i laramským vrásnením, má bradlový štýl tvaru pretiahnutých brachyantiklinál naložený na staršie ležaté vrasy rozstrihnuté prešmykmi (hlavne ich vrchné ramená).

Pri nedostatku rozsiahlejších súvislejších tektonických telies v bradlovom pásme, hlavne u oravika, je príliehavejšie hovoriť o paleotektonických, a nie o štruktúrnych jednotkách. Príčinou toho je iste i chýbanie mocnejších rigidných komplexov (nedostatok štruktúrneho jadra príkrovov; Roth, 1983), akými sú v centrálnekarpatiských príkrovoch triasové súbory a vo vonkajších flyšových príkrovoch mocné pieskovcové komplexy magurských, solánskych, resp. godulských pieskovcov. Vyplýva to sčasti i z odlepenia na báze dogeru (resp. najvrchnejšieho liasu), ale i z malých hrúbok jurských i kriedových členov (zriedka presahujúcich niekoľko sto metrov), navyše laterálne premenlivých (prejav paleogeografickej členitosti a nepatrnej subsidencie, „podvýživy“, ako dôsledku vzdialenosti od zdrojových oblastí klastík), slovom z osobitného nielen štruktúrneho, ale i paleotektonického postavenia oravika či pienid s. s.

Genetická väzba zrelého bradlového štýlu na zóny transpresie a v nich na funkciu zlomových línií, prešmykov i posunov sa prejavuje i v priestorovom rozložení bradiel odlišných jednotiek vedľa seba v tej istej kulise, ale i bradiel jednej jednotky vo viacerých kulisách.

Transpresný charakter bradlového pásma treba spájať popri jeho postavení na rozhraní dvoch blokov i s formovaním oblúka Západných Karpát. V tom smere je osobitne významný celokôrový ohyb vý-

chodného okraja bloku brunnie (Tomek et al., 1988) sprevádzaný ľavostranným posunom (Birkenmajer, 1987) a rotáciou centrálnokarpatského bloku o 45°.

Bradlové pásmo sa prispôbovalo jednak tvaru formujúceho sa oblúka, jednak reagovalo na šikmé posuny romboidálnych valcov — mikroblokov jednotlivých jadrových pohorí (Grecula, Roth, 1976). To zohralo osobitne významnú úlohu pri diferenciacii stavby jeho jednotlivých úsekov — areálov.

Hlbšie poznanie podstaty zdanlivých protirečení v stavbe bradlového pásma, ale i názorových rozdielov, rovnako ako hlbšie pochopenie procesov, ktoré utvárali tektonický štýl bradlového pásma, si vyžiada riešenie celého radu hlavne štruktúrnych, ale i stratigrafických problémov. K najzávažnejším patrí tektonická príslušnosť mocných flyšových vrchnokriedových a sčasti už strednokriedových komplexov v oravskom úseku, ale i v Pieninách, zaraďovaných ku kysuckej jednotke na Orave (Andrusov, Samuel, 1983), k manínskemu príkrovu vo varínskom úseku (Haško, 1972), k branickej, ale i k ďalším prechodným jednotkám v Pieninách (Birkenmajer, 1978, 1987). Sú totiž vývinom i postavením v podstate zhodné s klapskou jednotkou na Považí. Problém sa dotýka štruktúrneho i paleotektonického postavenia klapskej jednotky. My ju považujeme za súčasť váhika, presnejšie periváhika, a nie pienid s. s.

Pre nastolený problém je dôležité i zaradenie jursko-spodnokriedovej sekvencie bradla Klapy, považovanej i zaolistolity chočského príkrovu (Andrusov, 1929) a tatrika (Maheľ, 1986) uprostred strednokriedového flyšu klapskej jednotky, častejšie spodné členy klapského príkrovu (Scheibner in Buday et al., 1967; Began, Salaj, 1985), a tým za dôkaz umiestnenia sedimentačného priestoru tejto jednotky na exotickú kordiléru (Birkenmajer, 1986).

Podľa nášho názoru kostelecké i klapské bradlá súolistolitmi spodnejších štruktúrnych elementov tatrika (Maheľ, 1986). Z toho aspektu si osobitnú pozornosť zaslúžia rozsahom nevelké šupiny tatrika na styku (transpresnom?) tatrika a krížňanského príkrovu (v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Malej Fatre).

Vzťahy bradlového pásma k susedným geotektonickým pásmam a osobitosti tektogenézy

V súvislosti s horizontálnymi posunmi hlavne na okrajoch bradlového pásma sa vynára otázka jeho vzťahu predovšetkým k centrálnym Karpatom. Viaceré nevyjasnené problémy, napr. prítomnosť triasových hornín meliatskeho typu v súbore „exotických“ obliakov vrchnokriedových zlepcov, zvädzajú k názoru, že centrálnokarpatský blok bol prisunutý, a to z väčšej vzdialenosti (Mock, 1988).

Užší genetický vzťah bradlového pásma k centrálnym Karpatom však dokladá:

— vzájomná paleotektonická previazanosť od albu po eocén cez vnútornú flyšovú geosynklinálu (pribradlovú zónu), hlavne cez jej vrchnokriedový sled, ale i cezolistolity a obliakový materiál kriedových zlepcov, v značnej časti pôvodom z centrálnokarpatských jednotiek.

— štruktúrna previazanosť manínskeho príkrovu, pôvodne centrálnokarpatského, sčasti mezoalpínsky včleneného do stavby bradlového pásma.

Genetickú väzbu bradlového pásma s flyšovým pásmom dokladajú jurské a kriedové litotypy magurského príkrovu s afinitou k litotypom oravika.

Štruktúrne bradlové pásmo s magurským príkrovom prevádzujú výstupy bradiel uprostred jej flyšových komplexov blízko vnútorného okraja, ale i zavrásnenie zvrchu i z podložia, prípadne vkladanie okrajových elementov flyšového pásma do stavby bradlového pásma.

Genetický význam má i priestorová väzba bradlového pásma a magurského príkrovu. Kým vrchnokriedové a hlavne paleogénne členy v magurskom príkrove predstavuje drobový flyš (typické pre vonkajšiu flyšovú geosynklinálu), v bradlovom pásme je to litotyp couche-rouge a karbonátové flyše s užším vzťahom k „vnútornej“ flyšovej geosynklinále.

Štruktúrne flyšové pásmo s prevažne „pasívnymi“ príkrovmi, hojnými plochami násunov i prešmykov k vonkajšku, ale i s častými vrásami ohybového charakteru vykazuje znaky tektonotypu označovaného ako „folds and trusts“. Bradlové pásmo je zázemím tohto tektonotypu, stlačeným a vytlačeným na styku dvoch mohutných systémov flyšového pásma a centrálnych Karpát. Pritom osobitné štruktúrne postavenie bradlového pásma zvyrazňuje rozloženie jeho podstatnej časti v osovej časti vejára prešmykov. Ten zjednocuje vonkajšie a centrálné flyšové Karpaty do jednotného systému a jeho os signalizuje zostup bradlového pásma do hĺbky. Severné krídlo vejára predstavujú plochy neoalpínskych príkrovov flyšového pásma i jeho štruktúrnych elementov nižšieho rádu. Južné krídlo vejára tvoria dvojaké plochy:

— neoalpínske strmé juhvergentné prešmyky sprevádzané laterálnymi posunmi, výrazné v centrálnych Karpatoch, napr. v Strážovských vrchoch (Maheľ, 1985) i v Malých Karpatoch (Michalík, 1984),

— ploché odrazové reflexy širokého rozpätia s miernym sklonom k vonkajšku (Tomek et al., 1988), známe zo seizmických profilov, ktoré predstavujú pravdepodobne staršie, hlavne paleoalpínske rozhrania zvyraznené neoalpínskym zdvihom jadrových pohorí.

V poslednej dobe je tendencia spájať styk Českého masívu a Karpát s osou vejára prešmykov, resp. s priebehom podstatnej časti bradlového pásma. Treba si uvedomiť, že medzi týmito dvoma blokmi by malo byť rozložené pôvodné podložie vonkajšej flyšo-

vej geosynklinály, ale i bradlového pásma včítane kryštalinika, okraja brunovistulika, alpínsky prepracovaného s tektonickým štýlom vztýčených kulís (beskydikum v zmysle Maheľa, 1986).

Pri úvahách o vzťahu bradlového pásma k flyšovému sa vynárajú také problémy ako:

— rozsah a význam kordiléry medzi oravikom a magurským sedimentačným priestorom signalizovaný osobitným typom obliakového materiálu v strihovských pieskovcoch krynickej jednotky (Marschalko et al., 1976),

— rozsah a charakter kôry predpokladanej sedimentačnej oblasti mocných flyšových komplexov vonkajšej flyšovej geosynklinály a typ podložia bradlového pásma,

— viaceré varianty zvrásnenia paleogénu magurskej jednotky uprostred bradiel.

Prejavy tektogenézy v bradlovom pásme sú vyjadrené časovým a priestorovým rozložením olistolitov a exotického materiálu (Marschalko, 1986), ale aj nedostatkom klasických uhlových diskordancií, ako aj neprerušným vrstvom sledom až do oecénu vo vonkajších štruktúrach čorštynskej jednotky. Uvedené údaje, pri pohľade na bradlové pásmo ako na jednotný genetický celok, sú základom názorov na formovanie geologickej stavby bradlového pásma až za sávскеj fázy (Ksiazkiewicz, 1975; Sikora, 1968). So sávskou fázou spájajú nielen vznik príkrovov, ale i stlačenie a násun bielokarpatsko-krynickej jednotky na bradlové pásmo. Birkenmajer (1970, 1985) so sávskou fázou spája alochtónny charakter, odtrhnutie čorštynskej jednotky od podložia, jej zošupinatenie, vznik antiklinórií s plochými synklinálami vyplnenými paleogénom, ale i začiatok formovania bradiel, vytlačanie starších členov do plastických súvrství, laterálne roztrhanie blokov. Príkrovový charakter (v jeho ponímaní) jednotiek s výnimkou čorštynskej však spája s laramským vrásnením. Pritom flyšoidné jarmutské vrstvy považuje za transgresívny člen, za prejav ranej laramskej fázy vrásnenia.

Vzhľadom na viacetapovitý proces skracovania kôry mnoho racionálnych myšlienok obsahuje aj pohľad na tektogenézu bradlového pásma z hľadiska geosynklinálnej teórie (Andrusov, 1938), podľa ktorej jednotlivé stavebné elementy, reprezentujúce vývinové štádiá, vznikli v rozličných fázach vrásnenia. Jursko-spodnokriedové bradlá sa vytvorili v manínskej fáze, strednokriedový, tzv. spodný obal v austriackej fáze, vrchnokriedový, tzv. vrchný obal v laramskej fáze a slabšie zvrásnené paleogénne komplexy v sávскеj fáze.

Rozdielne názory na obdobie tvorby štruktúrneho plánu bradlového pásma a na úlohu laramskej fázy však vyplývajú z toho, že sa dostatočne nerozlišujú tri genetické skupiny jednotiek: jednotky oravika, váhika a centrálneokarpatských jednotiek.

Vznik jednotiek oravika zrejme najviac ovplyvnila až sávská fáza, predchádzajúce fázy sa v ich vývine odrazili zväčša len okrajovo. Nedostatok členov kysuckej jednotky mladších ako eocén je iste povšimnutiahodný.

Štruktúry klapskej jednotky vznikli počas viacetapového vývoja (proces skracovania kôry) v laramskej a pyrenejskej fáze.

Na manínskej jednotke sa popri prejavoch pre ňu takej typickej manínskej fázy odráža aj priblíženie k sedimentačnému priestoru klapskej jednotky v priebehu cenomanu — turónu i presun do oblasti oravika za laramského vrásnenia.

Všetky spomínané tektonické jednotky však nesú znaky transpresie (bradlový tektonický štýl a hojné prešmyky a zlomy s výraznou horizontálnou zložkou), ktoré získali sčasti pred transgresiou spodnomiocénnych sedimentov, sčasti však i počas spodného miocénu.

Spodnomiocénne sedimenty ležia síce výrazne diskordantne na bradlových jednotkách, vznikli však v kompresnom poli horizontálnych posunov. Samotné panvy vznikali na kôrovom rozhraní bloku brunie a centrálneokarpatského bloku. V stavbe spodnomiocénnych sedimentačných členov sa odrážajú také procesy ako ľavostranný posun pozdĺž vnútrokôrového rozhrania sprevádzaný rotáciou centrálneokarpatského bloku o 42° (Kováč et al., 1988). Na bradlovom pásme, ktoré je najvýraznejším predstaviteľom oblúkového charakteru Karpát (aspoň na JZ cípe) sú ešte patrné stopy staroštajerských pohybov.

Paleotektonické osobitosti bradlového pásma, vývinové modely

Celý rad osobitných litotypov oravika, prakticky celý jurský a kriedový sled čorštynskej jednotky, a to až po paleogénne proské vrstvy, ale i viaceré litotypy kysucko-pieninskej jednotky (opalínové vrstvy, murčisoniové vrstvy, pieninský vápenec, celá paleta slieňovcov strednej kriedy) naznačujú paleotektonickú osobitosť oravika v západokarpatskom geosynklinálnom systéme. Pritom viaceré, tzv. prechodné sekvencie medzi prahovým a priehlbenným (žlabovým) typom sú dokladom nezvyklej členitosti, najvýraznejšej faciálnej kontrastnosti, ale i komplexnosti, akú okrem Západných Karpát inde nepoznáme. Oravikum zrejme predstavovalo svojský paleotektonický element pri okraji severoeurópskej platne, ktorý svoju osobitosť zachovával i po vytvorení vonkajších flyšových trogov, hlavne sliezkeho. V jednotkách oravika sotva niečo svedčí o oceanikom type kôry. Spájanie s malým oceánom v geodynamických modeloch (Mišík, 1978; Birkenmajer, 1985) vyplýva z chápania klapskej jednotky ako súčasť pienid (oravika) a odvodzuje sa hlavne

z povahy obliakov v kriedových zlepenkoch flyšových členov, spájaných geneticky hlavne s exotickým hrebeňom či s ultrapieninskou kordilérou (nazvanou tiež Andrusovým prahom). Názory na oceán, jeho umiestnenie i funkciu, ale i na zdroj exotického materiálu sa však menia, ale i navzájom líšia. Napr. Birkenmajer (1988) už oceánu prisudzuje miesto južne od sedimentačného priestoru pieninskej jednotky a označuje ho ako oceán X. V podstate však ide o oceán nazvaný váhikum, ktorého existenciu zdôrazňujeme už niekoľko rokov (Maheľ, 1979) výpočtom svedectiev (komplex marianskych vrstiev v Malých Karpatoch; jurské súvrstvie typu schistes-lustré navrtané v intervale 1 000 m pri Soblahove v Strážovských vrchoch v podloží manínskeho príkrovu a jeho výstup na povrch v severnej časti Považského Inovca; telesá ultrabázik a metamorfované komplexy južne od mezozoika v podloží neogénu Východoslovenskej nížiny) všetko však v pozícii analogickej južnému penniniku Álp.

Model s váhikom vystihuje vývojovú samostatnosť pienid s. s. (oravika) vyplývajúcu:

- z nedostatku výraznejších prejavov paleoalpínskej tektogenézy, ale i zo špecifického charakteru prejavov mladších vrásnení, ktoré vyústili do osobitného tektonického štýlu bradlového pásma,

- zo zmeny paleotektonického postavenia sedimentačného priestoru oravika, z jeho odčlenenia od aktívneho šelfu európskej platformy do pozície členitého podmorského prahu so sprievodnou pieninskou priekopou medzi dvoma flyšovými geosynklinálami — vonkajšou a pribradlovou zónou, periváhikom.

Model s váhikom vytvára väčšiu paletu možných zdrojov exotického materiálu:

- pohľadom na tatrikum ako na súbor príkrovov, ktoré prekrývajú zdrojové oblasti, a ktoré už pri presune krížňanského príkrovu na severnejšie elementy boli vyzdvihnuté dôsledkom obdukcie,

- väčšou možnosťou vzniku litotypov zásadne sa odlišujúcich od litotypov známych z jednotiek oravika — špecifických, geneticky zviazaných so subdukciou i s obdukciou oceanickej, sčasti tenkej kontinentálnej kôry (krátkodobé ostrovné pásma bohaté na biohermy, ale i na prejavy vulkanizmu širokej látkovej palety). Pri takomto modeli je pochopiteľný nedostatok vulkanického materiálu v jurských, resp. spodnokriedových členoch oravika; veď jeho sedimentačný priestor bol veľmi vzdialený. Neprekvapuje ani prítomnosť plagiogranitov v exotickom materiáli. Veď také horniny sprevádzajú častejšie telesá ultrabázik v alpidách.

K špecifickým faciám treba rátať i urgónske vápence (barém — apt), zvlášť hojné ako olistolity v spodnoalbskom flyši klapskej jednotky. Preukázanie odlišnosti tohto litotypu (Borza et al., 1978), hlavne biofaciálnej, od organodetrítických vápencov

manínskeho príkrovu „uvolňuje“ väzbu jeho sedimentačného priestoru s exotickým hrebeňom. Manínsky príkrov sa rovnako ako bradlo Haligovce považuje za centrálneokarpatský príkrov včlenený do stavby bradlového pásma. Centrálneokarpatský pôvod a olistolitový charakter sa v našom modeli pripisuje i sekvencii predflyšových členov v klapskej jednotke, i bradlám tzv. kosteleckej jednotky. Pri takomto prístupe ultrapieninská kordiléra stráca paleogeografický význam a stáva sa paleotektonickým elementom.

Dávnejšie známe zhody západokarpatských a východoalpských exotík spájané s existenciou spoločného ultrapieninského hrebeňa svedčia o rovnakej paleotektonickej pozícii; naznačujú nielen paleogeografickú, ale i genetickú zhodu: vo Východných Alpách s južnou zónou penninika (Faupl, 1978), v Karpatoch s váhikom (Maheľ, 1981). Ide o element úzko spätý so subdukciou a obdukciou, teda paleotektonicky viazaný na rozhranie oceanickej a kontinentálnej kôry. A to hovorí v prípade pôvodu tzv. ultrapieninskej kordiléry v prospech subdukčnej melanže, ale i okrajových šupín tatrika (vo Východných Alpách unterostalpinu), sčasti prekrytých tatríckymi príkrovmi.

Do akej miery sa odlišuje váhikum od penninika, zatiaľ ťažko povedať. Jeho vrchná etáž (predovšetkým klapská jednotka a s ňou i celá vnútorná flyšová geosynklinála či pribradlová zóna; Maheľ et al., 1967, 1981) vykazuje vývojový trend, postavenie i celý rad litotypov zhodných s penninskou vyššou štruktúrnou etážou s flyšovými sledmi. Alpské a karpatské paleotektonické elementy majú popri spoločných znakoch celý rad osobitostí: oveľa väčšie množstvo i širšia pestrosť palety exotík v klapskej jednotke, širšie časové prejavy (i vďaka recyklicite), omnoho väčší rozsah olistolitov, a to nielen s obsahom jedného stratigrafického člena, ale celých sledov. Dynamika procesov zviazaných so subdukciou oceanického trogu váhika mala zrejme iný charakter ako v penniniku Álp. Ako v prípade vzťahu susednej južnejšej dvojice tatrikum — unterostalpin, tak i vo vzťahu váhikum — penninikum možno hovoriť len o analogónoch, ktoré na seba nadväzujú.

Bližšie poznanie podložia tatrika iste prispeje k objasneniu obsahovej náplne i štruktúrneho charakteru váhika a jeho prípadnej nadväznosti na rechnitské okno penninika a na zónu s telesami ultrabázik v oblasti Východoslovenskej nížiny. Prispeje to i k vyjasneniu postavenia „sporných“ bradlových sekvencií, ako je kostelecká, klapská s. s. (jursko-spodnokriedový sled), ale i haligovská.

Birkenmajerov model počíta i s magurským oceánom podloženým hlbokovodnou sekvenciou Grajcarek (Birkenmajer, 1965) pri severnom okraji bradlového pásma, jednotkou rozloženou severne od čor-

štýnskej v podloží flyšových komplexov magurského prikrovu. Tým narastá potreba bližšie poznať predvrchnokriedové členy magurského prikrovu, ale i tektonického vzťahu bradlového pásma a magurského prikrovu v oblastiach výraznejších komplikácií hlavne v strednovážskom areáli s náznakmi prítomnosti „čiernej“ spodnej kriedy v oblasti Horné Sŕnie — Krivoklát. Objasniť treba i nápadný prevrátený sled krynickej jednotky. Vývojový model flyšového pásma nemožno zostaviť bez poznania paleotektonického charakteru spodno- a strednokriedových členov magurského prikrovu (s výnimkou neznámej jednotky Grajcarek).

Tak mocné flyšové litotypy Západných Karpát, zväčša hlbokovodné širokého časového rozpätia (viaceré vznikli pod hladinou CCD), ako aj spodnokriedové tešiny sliezskej jednotky (ukazovateľ riftogenézy) naznačujú síce stenčený typ kôry a jej čiastočnú bazifikáciu, lenže tektonický štýl označovaný ako „folds and thrusts“ (typický pre oblasti, v ktorých hlavným štruktúrotvorným činiteľom je kolízia kontinentálnych platní) nabáda k opatrnosti pri úvahách o oceáne severnejšie od bradlového pásma. Keďže v celom flyšovom pásme Karpát chýbajú ofiolity, pravdepodobnejším sa javí model s intrakontinentálnymi trogmi so stenčenou kontinentálnou(?) kôrou.

Nadväznosť bradlového pásma na susedné segmenty alpid

Bradlové pásmo vo východoslovenskom úseku azda najvýraznejšie predstavuje strmo vztýčenú švíkovú zónu medzi blokom centralíd a externíd. V Zakarpatskej Ukrajine sa medzi bradlové a flyšové pásmo vklínajú výbežky jednotiek Východných Karpát, čím sa východný úsek bradlového pásma (v oblasti marmaroškého „masívu“) dostal do priestoru južne od centralíd Východných Karpát — dacíd. S jeho vykľňovaním dochádza ku kulisovitému zastupovaniu bloku centrálnych Karpát — slovakid — s blokom dacíd (Maheľ, 1983). Pri takom prístupe podložie neogénnych depresii Zakarpatska, ale v podstate i západnú časť ukrajinských Karpát treba považovať skôr za súčasť Západných ako Východných Karpát, prípadne ho treba vyčleniť ako osobitný prechodný segment, pretože ide o oblasť prestavby štruktúrneho plánu Západných Karpát. Naznačuje to napr. vykľňovanie tatrika (?) i výstupy váhika v priamom podloží neogénnej výplne Východoslovenskej nížiny a vykľňovanie jedných a nasadzovanie iných tektonických jednotiek vo flyšovom pásme, a to bez výraznejšej priečnej segmentácie. Preto kladenie hranice medzi Západné a Východné Karpaty na hornátsky zlomový systém je príliš poplatné starším vžitým predstavám. Nesporne v oblasti medzi hornádkym zlomom a samoškou

liniou štruktúrny plán centralíd (včítane podložia Východoslovenskej nížiny) skrýva popri postupne sa vykľňujúcich západokarpatských elementoch veľa neznámych jednotiek, skrytých i pod názvom zemplínikum, ale i rad osobitostí, ako sú mladopaleozoické komplexy Zemplínskych vrchov, ktoré ponúkajú i možnosti paralelizácie so spodnejšími elementmi tatrika, napr. v Považskom Inovci. Pravda, v tomto prípade nie je vylúčené, že to sú už aspoň sčasti okrajové časti váhika (Maheľ, 1981).

Do Východných Álp zasahuje bradlové pásmo len malým cípom (St. Veit). Analógom pienid s. s. (oravika) s radom analogických a rovnakých litotypov je tzv. hlavná bradlová zóna (Hauptklippenzone), rozložená uprostred flyšového pásma a považovaná za ultrahelvetikum (Tollmann, 1963). Jej vzťah k pienidám (oraviku) je kulisovitý, a to nielen štruktúrne, ale i vývojom. Ich spoločným rysom je však užšia paleotektonická spätosť so severoeurópskou platňou. Oravikum však od spodnej kriedy prekonalo samostatný vývoj na rozhraní centralíd a externíd a stalo sa súčasťou štruktúrnej spojky paleoalpíd a neoalpíd, kým grestenská zóna zostala štruktúrnou súčasťou neoalpíd (externíd). Z takého aspektu i flyšové pásmo Západných Karpát a Východných Álp i pri zhode celého radu litotypov vykazujú samostatné štruktúrne jednotky oddelené prechodným segmentom waschbersko-žďánickým. Priečne orientovaná viedenská panva potom nie je morfoštruktúrnym prejavom segmentácie medzi Východnými Alpami a Západnými Karpatmi. Staršie predneogénne tektonické jednotky (magurský prikrov) i v tomto prípade spolu s bradlovým pásmom však klinovite zasahujú do Východných Álp.

Literatúra

- Andrusov, D. 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. III. Tektonika. *Rozpr. Stát. geol. Úst. Čs. Republ.*, IX, 1—135.
- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. *Bratislava, SAV*, 188 s.
- Began, A., Salaj, J. 1978: Nové paleogeografické poznatky vo vrchnej kriede a v paleogéne západného a stredného Slovenska. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. GÚDŠ, Konf., Symp., Sem.*, 161—174.
- Birkenmajer, K. 1965: Outlines of geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Rocz. Pol. Tow. geol.*, XXXV, 1—401.
- Birkenmajer, K. 1986: Stages structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia geol. pol.*, LXXXVIII, 8—32.
- Borza, K., Köhler, E., Samuel, O. 1978: Chronostratigraphy of Lower Cretaceous with Application on West Carpathians. *Geol. Práce, Spr.*, 71, 123—156.
- Borza, K. 1980: Vzťah vnútorných Karpát k bradlovému pásmu. Mikrofácie a mikrofosilie vrchnej jury a spodnej kriedy. [Dokt. diz. práca.] *Manuskript — archív Geol. úst. SAV Bratislava*.
- Borza, K., Michalik, J., Vašíček, Z. 1987: Lithological, biofacial and geochemical characterization of the Lower Cretaceous pelagic carbonate sequence of Mt. Butkov. *Geol. Zbor., Geol. carpath.*, 38/3, 323—348.

- Debelmas, J., Sandulescu, M. 1987: Transformate nordpenninque et problemes de correlation palinspastique entre les Alpes et les Carpathes. *Bull. Soc. géol. France*, III, 2, 403—408.
- Faupl, P. 1978: Zür räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien — und Turbiditserien in den Ostalpen. *Mitt. Gesell. Geol. u. Bergb. Studenten. Österr.*, 25, 81—110.
- Greclula, P., Roth, Z. 1976: Kinematický model Západných Karpát. *Zbor. geol. Prác. Smolenice*, 26—27.
- Maheľ, M., Kullmanová, A. et al. 1975: Štruktúrny vrt SBM-1 Soblahov. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Maheľ, M. 1978: Manínska jednotka — čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. *Miner. slov.*, 10, 289—309.
- Maheľ, M. 1980: Heterogeneity of crust and further fundamental factors of particularity of development and structure of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 4, 397—406.
- Maheľ, M. 1980: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. *Miner. slov.*, 13, 193—207.
- Maheľ, M. 1981: Island character of Klippen Belt; Vahicum continuation of southern Penninicum in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 3, 293—305.
- Maheľ, M. 1983: La position du Piennides et des Bükkides dans les Carpathes Occidentales. *Anu. Inst. Geol. Geofiz., Bucuresti*, LX, 131—140.
- Maheľ, M. 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. *Bratislava, GÚDŠ*, 221 s.
- Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát; Palealpínske jednotky I. *Bratislava, Veda*, 503 s.
- Maheľ, M. et al. 1987: Geological structure in the Brezovské Karpaty Mts., Myjavská pahorkatina upland and SW corner of Klippen. Guide to excursions. *Bratislava, GÚDŠ*.
- Marschalko, R., Mišík, M., Kamenický, L. 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer ursprungszonen (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei). *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 1, 7—124.
- Marschalko, R. 1979: Cretaceous Flysch of the Pieninian Klippen Belt and the Decay of the Crust in the Tatríde Foreland. Geodynamic investigations in Czechoslovakia. *Bratislava, Veda*, 243—252.
- Marschalko, R., Kysela, J. 1980: Geológia a sedimentológia bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 7—79.
- Marschalko, R. 1986: Vývoj a geotektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma. *Bratislava, Veda*, 1—137.
- Michalík, J. 1984: Some remarks on development and structural interpretation of the northwestern part of the Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 4, 489—504.
- Mišík, M. 1979: Pieniny Klippen Belt and the global tectonics model. In: *Czechoslovak geology and Global tectonics. Bratislava, Veda*, 78—89.
- Mišík, M., Jablonický, J., Mock, R., Sýkora, M. 1981: Konglomerate mit exotischen Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten — paläogeographische und tektonische Interpretation. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, *Geol.* 37, 5—55.
- Nemčok, J. 1980: Analýza štruktúrnych foriem bradlového pásma na východnom Slovensku. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Salaj, J. 1976: Prehodnotenie a spresnenie stratigrafie kriedy manínskej jednotky Strážovskej hornatiny. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Salaj, J. 1986: Problematika litostratigrafických jednotiek klapského sedimentačného priestoru. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Salaj, J., Began, A. 1983: Senonian to Paleogene paleogeographic and tectonic development of the Myjavská pahorkatina Upland (West Carpathians — Czechoslovakia). *Zitteliana*, 10, 172—181.
- Samuel, O., Borza, K., Köhler, E. 1972: Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene, and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). *Bratislava, GÚDŠ*, 1—246.
- Soták, J. 1985: Basinal development types of the Triassic (Reifling and „Pseudohallstatt“ Limestones) in Outer units of the Carpathians. *Ser. Fac. Sci. Nat. Univ. Purkyn. brun., Geol.*, 15, 2, 89—114.
- Tollmann, A. 1963: Ostalpensynthese. *Wien*, 250 s.
- Tomek, Č., Dvořáková, L., Ibrmajer, J., Jiříček, R., Koráb, T. 1987: Crustal profiles of active collisional Belt. Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. *Geophys. J. Roy. astron. Soc. (Oxford)*, 89, 383—388.

The Klippen Belt from the aspect of the geodynamic model

We record the essential change in the view of paleotectonic but also structural development of the Klippen Belt.

1. We explain the content variety of the Klippen Belt by a particular paleotectonic position (Fig. 1):

— in the course of the Jurassic as the dissected margin of the shelf of the European plate, separated from the Central Carpathian intraoceanic microplate by the oceanic Vahicum trough (Maheľ, 1981).

— in the Lower Cretaceous in the position of a dissected submarine island zone.

— in the Upper Cretaceous to Eocene as a dissected intraoceanic ridge between the outer flysch geosyncline and inner flysch sedimentation area-Periklippen zone.

2. Two types of flysch geosynclines are characteristic particularity of the West Carpathians:

— the outer represented by flysch zone with prevalence of thousands of metres of thick greywacke flysch deposited on the Alpine-activated attenuated margin of the European platform. Certain independence of development of the outer flysch geosyncline is proved by: early foundation of the Godula flysch trough already in the Tithonian (in the

Central Carpathians in the Upper Aptian-Lower Albian only), and particular geodynamic regime independent on the course of tectogenesis of the Central Carpathians.

— the inner flysch geosyncline with prevalence of carbonate flysch lithotypes genetically linked with subduction of the Vahicum oceanic trough and with a fore-deep formed before the front of the Palealpine nappes reflects the geodynamics of the Central Carpathian.

3. We are not connecting piling of klippen of different sequences-whole complementary series with nappes. The Oravicum units (Pienids s.s.) underwent much less compression, weaker recrystallization; the fold structures are of „buckle“ character without plastic flow and recumbent folds of all scales-so typical of all Central Carpathian units (including those incorporated in the Klippen Belt structure) are missing (Fig. 2, 3).

4. Uplthrust, prevailing older north- and younger south-vergent with a several-stages component of movement, vertical and horizontal, are playing a dominant role in the structure. The upthrusts are the main builders of the coulisse structure, so typical also of some sections of the

Klippen Belt. The occurrences of more northern types of klippes (Czorsztyn) amidst more southern ones are necessary to attribute to them.

5. The klippen tectonic style, characteristic of the Klippen Belt, is to a less extent the result of diapiric ascent. The main factor in its formation were transpressive movements along tectonic lines, especially upthrusts, most often horizontal strike-slip movements, genetically linked with dynamic processes at the contact of blocks during formation of the Carpathian arc. Contrastness of plasticity of the members (of manifested material tectonics, mainly, however, paleotectonic dissection of the island zone) plays a particular role in structural variety of klippen.

With transpression, mainly at less plastic successions, disintegration takes place. The result are often series of small klippen, especially abundant in the area of Zázrivá sigmoid with manifestation of several vectors of forces.

6. The particular structural position of the Klippen Belt is stressed by distribution of its essential part in the axial part of the fan of structures. This unites the Outer Flysch Carpathians with the Central zone into a uniform system and its exit signalizes descending of the Klippen Belt into depth. The northern wing of the fan is represented by surfaces of Neoalpine nappes of the Flysch Belt and its structural elements of lower order. The southern wing of the fan is formed by two kinds of surfaces:

- Neoalpine steep south-vergent upthrust accompanied by lateral strike-slip movements, distinct in the Strážovské vrchy (Maheľ, 1985), also in the Malé Karpaty Mts. (Michalik, 1984).

- flat rebound reflexes of wide range moderately dipping outward known from seismic profile (Tomek et al., 1988), probably represent older, mainly Palealpine boundaries stressed by Neoalpine uplifting of core mountains.

Structurally the Klippen Belt represents an accretion wedge of the Central Carpathians, formed by the Laramide-Pyreneic folding. In the Neoalpine plan of the Carpathians the Klippen Belt is the inner margin, partly the

rear part of the root zone of Flysch Belt nappes, the zone with most distinct manifestation of south-vergent upthrusts — structural elements of the inner wing of the Neoalpine fan, affects to a less extent also the adjacent areas of the Central Carpathians.

7. The Klippen Belt is a particular tectonotype genetically and structurally, linking two geosynclines and two systems of nappes of the Palealpine Central Carpathians and Neoalpine Flysch Belt into a uniform orogenic system. The Klippen Belt is so a boundary, but also a connection of two systems. The sets of its coulisses-elongated klippen are the most distinct manifestation of lateral movements taking their rise during formation of the arc shape of the Carpathians.

It is necessary to connect the transpressive character of the Klippen Belt, besides its position at the boundary of two blocks, also with formation of the West Carpathian arc. In this direction particularly important are:

- the all-crustal bend of the eastern margin of the Brunnia block (Tomek et al., 1988), accompanied by left-sided strike-slip movement (Birkenmajer, 1986) and rotation by 45°. The Klippen Belt was adapted to the shape of the forming arc and reacted to oblique shifts of rhomboidal cylinders-microblocks of the individual core mountains (Grecula, Roth, 1976). And this played an important particular role in differentiation of the structure of its individual section-areas.

In our model the Klippen Belt is partly a structural and paleotectonic marginal "pendant" of the Vahicum — an oceanic trough situated in the fore-land of the dissected heterogeneous Central Carpathian plate. This concerns mainly the part of the Klippen Belt of origin from the Periklippen zone, Peri — Vahicum. The elements of the Oravicum (Pienids s.s.), however, also partly several structural phenomena of the Klippen Belt are a consequence of genetic and spatial linking with the Flysch Belt and their basement.