

Pribradlové pásmo, charakteristika a význam

MICHAL MAHEL

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

(3 obr. v texte)

Doručené 14. 2. 1980

Приутёсовая полоса; её характеристика и значение

Детальнее описаны основные черты характеризующие приутёсовую зону, которая образовалась во верхнем мелу в результате процессов в шёвной зоне. Эта контактная зона внутренних Карпат и утёсового пояса имеет возле основных черт (манинский покров, лобные части субтатранских покровов с после верхнемеловыми северовергентными сбросами, верхний мел и приутёсовый палеоген) свои особенности в югозападной части (альпский тип) на Среднем Поважии и Восточной Словакии. Три разных модели вдоль Западных Карпат дают разные возможности для глубинной разведки.

The Peri-klippen zone: its nearer characterization and significance

Basic features characterizing the Peri-klippen belt are described in detail. The zone originated during the Upper Cretaceous reflecting processes along a suture belt. This contact zone of the Central Carpathians and the Klippen belt beside its basic features (the Manín nappe, frontal parts of Subtatric nappes with post-Upper Cretaceous upthrusts of northern vergencies, the Upper Cretaceous sediments and the Peri-klippen Paleogene) has also its own peculiarities in the SW part (Alpine type), in the Middle Váh valley and in Eastern Slovakia. Three different models along the Western Carpathians yield different possibilities for deep prospection.

Pribradlové pásmo vyčlenil M. Mahel (M. Mahel et al. 1976) ako je charakteristický manínsky pri-krov s niektorými znakmi blízkymi štruktúru vyššieho radu, pre ktorú bradlovým jednotkám, čelné časti

krížňanskej jednotky, osobitný vývoj vrchnej kriedy a myjavského paleogénu. Aj keď sa dôležitosť vyčlenenia tejto štruktúry ako perspektívnej na vyhľadávanie ložísk ropy a plynu (A. Thon — F. Chmelík — B. Leško 1978) uznáva, podrobnejšia charakteristika tohto pásma i jeho bližšie priestorové vymedzenie chýbajú. Ale posledné roky priniesli rad poznatkov, a to pri všetkých základných spomenutých znakoch charakteristických pre toto pásmo. Týka sa to hlavne bližšieho vyjasnenia:

- štruktúrneho postavenia manínskej jednotky a jej vzťahu k bradlovému pásmu,
- štruktúrneho charakteru čelových častí „subtatranských“ príkrovov,
- prehĺbenia poznatkov o „pribradlovej“ vrchnej kriede i o myjavsko-žilinskom paleogéne,
- stavby bradlového pásma, hlavne jeho najvnútornejších častí,
- vzťahu vnútorných Karpát a bradlového pásma v jednotlivých úsekoch Karpát,
- geofyzikálneho stanovenia priebehu hlbinného skoku v zemskej kóre známeho ako peripieninský lineament.

1. Už samotné vyčlenenie pribradlovej zóny bolo výsledkom preraďovania manínskej jednotky do vnútrokarpatských jednotiek. Podrobnejšie bádanie štruktúrneho charakteru tejto jednotky (M. Maheľ 1975), sprevádzané litologicko-stratigrafickým výskumom (K. Bor-

za, v tlači), pomerne presvedčivo ukazuje genetickú spätosť manínskej jednotky s krížňanským príkrovom a jeho príbuznosť s vysokým typom, hlavne s belanskou sériou. Manínsku jednotku pokladáme za čiastkový príkrov kmeňového krížňanského príkrovu (M. Maheľ 1978b).

Z priestorového rozloženia členov manínskej jednotky zjavne vychádza, že pri vnútornom okraji bradlového pásma vytvára dve súvislejšie antiklinály oddelené synklinálou vyplnenou cenomanskými súvrstvami hrubého flyšu (stredný a najspodnejší vrchný cenoman) a jemnorytmického flyšu s prevahou slieňovcov (praznovské vrstvy — najvrchnejší cenoman). Jadrá antiklinál predstavujú karbonatické členy (lias až apt, resp. spodný alb) sprevádzané na krídlach bridličnatými slieňmi vrchného albu až spodného cenomanu. Jadrové členy antiklinál, ich nesúvislé pruhy, vykazujú „nezrelý“ bradlový štýl, charakteristický pre série vysokého typu krížňanskej jednotky. Pri väčších bradlách, ako je Butkov a Manín, je zjavný štýl severovergentných naklonených vrás s výrazným periklinálnym uzáverom. Spodné krídlo je často tektonicky redukované mladšími, povrchnokriedovými prešmykmi. Vnútorné krídlo miestami utínajú strmé juhovergentné posteocénne prešmyky.

Základný štruktúrny charakter manínskych „bradiel“ a ich priesto-

rové rozloženie uprostred súvislých pruhov mladších flyšových súvrství ukazuje, že ide o severovergentné čelové vrásky tektonicky deformované mladšími pohybmi. Tieto vrásky sa smerom do vnútra Karpát ponárajú pod krížňanský príkrov s. s. a stávajú sa plochejšími, prechádzajú do ležatých vrás.

Rovnaký štruktúrny charakter vykazujú staršie členy manínskej jednotky i v oblasti Trenčianskej Teplej, ktorá sa vždy pokladala za súčasť centrálnych Karpát, aj keď nepochybná je tu nielen obsahová totožnosť, ale i štruktúrna zhoda s butkovským „bradlom“.

Opísaný tektonický štýl manínskej jednotky sa od pravého bradlového štýlu, typického hlavne pre czorsztynskú a kysuckú jednotku, nápadne odlišuje. Pri týchto jednotkách sú bradlá spravidla menšie, rozbitejšie. Výraznejšia je pri nich tektonická selekcia členov podľa charakteru plasticity, väčšia premiešanosť bradiel s ich „obalom“ ako dôsledok intenzívnejšieho stlačenia a uplatnenia sa voľných pohybov a diapirických výstupov. Častá je aj nepravidelnosť vo vergencii; oveľa výraznejšie uplatnenie sa spätných — juhovergentných pohybov.

Naopak tektonický štýl manínskej jednotky sa v základných črtách zhoduje s čelovými časťami krížňanského príkrovu s. s. Pravda, s tým rozdielom, že plastickejšie súvrstvia neokómu zliechovskej série, tvoriace jadrové členy čelových

antiklinál, majú súvislejší priebeh, nie sú natoľko tektonicky rozbité. V tých priestoroch, kde vystupujú v jadre antiklinál uprostred albských slieňovcov rigidnejšie rohové vápence aptu, resp. spodného albu, stáva sa štýl pretrhaných šošoviek s nábehom k bradlám výraznejší. Týka sa to hlavne spojujúceho krídla medzi manínskou a krížňanskou jednotkou s. s.

Rozdiely v tektonickom štýle predflyšových členov manínskej a zliechovskej jednotky či krížňanského príkrovu s. s. vyplývajú z rozdielov mechanických vlastností hornín. Sú analogické, aké bývajú medzi čiastkovými príkrovmi a kmeňovým krížňanským príkrovom s. s.: v Strážovskej hornatine medzi čiastkovým belanským a zliechovským príkrovom, v Malých Karpatoch medzi čiastkovým vysokým a zliechovským príkrovom, v Považskom Inovci medzi čiastkovým beckovským a zliechovským príkrovom.

Navyše pri rozbitosti jadra čelových antiklinál manínskeho príkrovu dôležitú úlohu iste zohrala i jeho priestorová pozícia pri okrajoch bradlového pásma, kde sa uplatnilo intenzívne stlačanie vo viacerých štádiách.

2. Mladšie povrchnokriedové, azda i posteocénne prešmyky výraznejšie postihli aj čelovú časť krížňanského príkrovu s. l. a chočského príkrovu. Pravda, tento postih smerom do vnútra Karpát je postupne zriedkavejší. Zvlášť zjavné sú mlad-

šie postihy v oblasti Trenčianska Teplá—Trenčianske Teplice, Opatová—Soblahov, teda v tých priestoroch, kde transversálny zdvih podložia umožňuje sledovať podložie čelových častí subtatranských príkrovov a kde sa vynára i manínska jednotka v podloží zliechovskej (M. Maheľ 1978a, b). K tomu treba prirátat zistenie šupiny vrchnej kriedy vo vrte Soblahov (A. Kulmanová 1979). To všetko zbližuje štruktúrny charakter čelovej časti subtatrika s manínskou jednotkou.

Ale zóna postihu čelových častí subtatrika mladšími severovergentnými prešmykmi, hlavne križňanského príkrovu v Strážovských vrchoch, teda na strednom Považí, je však úzka a siaha zhruba po rozhranie medzi myjavsko-žilinským a centrálnokarpatským typom paleogénu.

Len v oblasti Malých Karpát je táto zóna širšia a v podstate sa kryje s rozhraniami spomínaných dvoch typov paleogénu a s južným, resp. juhovýchodným okrajom vrchnej kriedy brezovského či gosauského typu. Severovergentné prešmyky a násuny tu postihujú nielen čelá križňanského príkrovu, ale i rozsiahle masy chočskej a vyšších jednotiek, sčasti aj úzky pruh týchto jednotiek pri západnom okraji Malých Karpát až po bukovskú depresiu. Z hlbokých vrtoch do podložia neogénu viedenskej panvy je známe, že vrchná krieda sa tektonicky včlenila do spoločných

štruktúr s vyššími príkrovmi (K. Bílek 1960; F. Němec — A. Kocák 1976).

3. Vrchnú kriedu brezovského typu a myjavský paleogén pokladáme za určujúci znak pribradlovej zóny (M. Maheľ et al. 1967). Rozsah týchto členov pozdĺž bradloveho pásma sa ukazuje prinajmenej celozápadokarpatský. Význačným krokom v tom smere bola paralelizácia hričovského (žilinského) paleogénu s myjavským a ich spojenie do (J. Salaj 1962; O. Samuel — K. Borza — E. Köhler 1972) jednotného pribradloveho. A to nabáda pátrať po takých vzťahoch medzi brezovskou vrchnou kriedou a analogickou na strednom Považí (A. Began — J. Salaj 1978). Inými slovami to znamená pokladať manínsku vrchnú kriedu za analogickú brezovskej, a teda i za indikátor pribradlovej zóny. Treba mať, pravda, na zreteli, že myjavská oblasť je širšia a sú v nej známe dva vývinové vrchnej kriedy a paleogénu, oddelené zlomom prešmykového charakteru, ktorý ich tektonicky zbližuje. Juhovýchodný vývin sa začína transgresívnymi zlepenkami koňaku a leží v nadloží chočského príkrovu. Podložie severozápadného vývinu (podložie santónu) je neznáme. Z priestorového rozloženia sa dá predpokladať, že sú tu v podloží čelá križňanského príkrovu s. s. alebo manínsky príkrov. Na Považí vrchná krieda nadväzuje na strednú kriedu manínskej jednotky. Nad flyšom praznov-

ských vrstiev (vrchný cenoman) je súvrstvie turónu — koňaku až spodného santónu podľa jedných bez prerušenia (J. Salaj 1962), podľa iných s hiátom v strednom turóne v transgresívnej pozícii (R. Marschalko — J. Kysela 1979).

Pre vývinu vrchnej kriedy v uvedených oblastiach je charakteristický jemnorytmický flyš s prevahou slieňovcov vo vrchnom santóne, v juhovýchodnom vývoji v oblasti Myjavskej pahorkatiny (pri Brezovej) s polohami konglomerátov. Sporadicky v koňaku až santóne sa nájdu marginálne zlepenice i na Považí (R. Marschalko — J. Kysela 1978). Ďalším charakteristickým znakom sú polohy pestrých slieňov v juhovýchodnom vývoji v spodnom kampáne (okolie Brezovej) a sivozelených slieňov s náznakmi pestrých slieňov (spodný kampán na Strednom Považí, Horný a Dolný Moštenec). I vrchný kampán — mastricht je flyšový. Častejšie sú v ňom hrubšie polohy pieskovca a mikrokonglomerátov, ktoré spolu s polohami orbitoidového vápenca až zlepenca poukazujú na výraznejšie splytčenie. Pozoruhodné je, že paleoprúdové prvky majú v tomto flyši výrazne odlišný, takmer kolmý smer na smer prvkov cenomanského flyšu (R. Marschalko — J. Kysela 1979).

Plytkovodnejšie členy v severnejšom vývoji Myjavskej pahorkatiny chýbajú, zastupujú ich sliene. Takáto situácia je i na Považí

v profile pri Žiline, kde v slieňoch sú polohy vápenca s orbitoidnými foraminiferami vrchného mastrichtu (E. Köhler 1960).

Výzdvih bradlového pásma koncom vrchnej kriedy a hlavne v najspodnejšom paleocéne sa odrazil v pribradlovej oblasti zväčša plytkovodnými až okrajovými faciami s biohermnými vápencami, často resedimentovanými v zlepencoch a slieňoch (oblasť Žilina, Hradisko), príp. prerušením sedimentácie v spodnom paleocéne. V juhovýchodnej zóne Myjavskej pahorkatiny sa začiatok nového cyklu začína transgresívnymi vrchnopaleocénnymi zlepencami s deštrukčne ničenými riasovokoralovými vápencami; typický flyš sa začína vo vrchnom paleocéne. V severovýchodnej oblasti Myjavskej pahorkatiny nebolo prerušenie sedimentácie; splytčenie v paleocéne sa prejavuje vrstvomými vápencami (mont — landén) s obsahom exotických valúnikov (O. Samuel — J. Salaj 1961; A. Began — J. Salaj 1978). Na strednom Považí (Žilina — Hradisko) po plynulom prechode z vrchnej kriedy do paleogénu predstavujú podstatnú časť paleocénu pestré sliene. Je to vývoj hlbokovodnejší s pelagickými foraminiferami a s nanoplanktónom (J. Salaj — J. Kysela — V. Gašparíková — A. Began 1978). Flyš s polohami zlepencov sa začína v spodnom eocéne. Flyš centrálnokarpatského typu patriaci pa-

leogénu Žilinskej kotliny sa začína vo vrchnom lutéte.

Na Orave je svedkom pribradlovej zóny tzv. pribradlový typ paleogénu, známy od obce Kňažia (A. Matějka — E. Hanzlíková 1962), charakterizovaný paleocénnymi zlepenkami, brekciami, vápnitými pieskovecami, tmavými zelenosivými ílovcami s paleocénnymi foraminiferami, ale aj s preplavenou vrchnokriedovou mikrofaunou.

V úseku Pienin pribradlovú zónu dokumentuje hlavne bradlo pri Haligovciach, a to svojím manínskym vývinom starších členov. K nej azda patrí aj šupina strednokriedových členov: albských sivozelených slieňov a vápnitých ílovcov, cenomanských pieskovcov s vrstvičkami ílovca a súvrstvie piesčitého ílovca a vápnitého pieskovca s vložkami zlepenca (flyš mocný až 200 m), azda turónskeho veku (A. Matějka 1961, 1963).

O pokračovaní sedimentačného pribradlového pásma na V do oblasti východného Slovenska sú len sporadické údaje. Jednak preto, že táto oblasť je tektonicky redukovaná a veľmi pravdepodobne ju prekrýva spätný násun bradlového pásma a krynickej jednotky na J. Ale valúny vrchnokriedových hornín, a to orbitoidových vápencov a pestrých slieňov (R. Marschalko — M. Mišík — L. Kamenický 1976), a výskyty rozličných flyšových súvrství vrchnej kriedy v oblasti Hanušoviec naznačujú pravde-

podobnosť pokračovania pribradlovej zóny do východoslovenskej oblasti a previazanosť s vrchnokriedovým a paleogénnym bazénom južne od bradlového pásma na Zakarpatskej Ukrajine (kričevské vrstvy, romanovské, bajlovské; V. G. Sviridenko 1976).

4. Posledné roky zaznamenávame významnú zmenu pohľadov na vnútorné jednotky, klapskú s pieninským exotickým chrbtom. Po podrobných štúdiách valúnového materiálu zlepenčov a sedimentologických štúdiách vrchnokriedových i paleogénnych sedimentov sa vynárajú viaceré varianty geotektonického postavenia pieninského chrbta, zdroja mocných zlepenčov s exotickým materiálom, aké nikde inde nestretávame v takom rozsahu a v takom širokom stratigrafickom rozpätí (alb — paleocén). Klasická kordiléra (D. Andrusov 1938) sa dnes chápe ako členitá, zložená z viacerých krýh (M. Mišík 1978), príp. ako kordiléra s postupným sfahovaním na S (R. Marschalko 1978). Zaujímavý je námet M. Mišíka hľadať zdroj exotického materiálu v tektonickej melanži vzniknutý pri zatváraní sa oceánu obdukciou severného mikrobloku na mikroblok vnútorných Karpát (M. Mišík 1978). Lenže v podstate rovnaký charakter magmatického materiálu po celej dĺžke bradlového pásma poukazuje na jednotný zdroj z rovnakého paleotektonického elementu. Pritom pestré hornín vo valúnoch od pyro-

klastik až po intruzíva, od kyslých magmatitov a vulkanitov až po ultrabáziká a ich široké časové rozpätie doger až alb (stanovené rádiometricky; M. Rybár—J. Kantor 1978) poukazujú na pôvod z ostrovného oblúka. Rovnako aj hojnosť wildflyšu, biohermných vápencov, bohatstvo fauny s pestrťou spoločentiev ako nikde mimo bradlového pásma nabáda pokladať nielen pieninskú kordiléru, ale aj priliehajúci kysucký trog a czorsztyńskú kordiléru za súčasť tohože ostrovného oblúka. Pravda, táto predstava mohla vzniknúť až po vyčlenení manínskeho príkrovu ako súčasť krížňanského príkrovu s. l. a po zásadne novom členení tatrid (M. Maheľ 1978).

Za severné pásmo tatrid nepokladáme vysokotatranské pásmo s plytkovodnými fáciami, ale fatranskú zónu, charakterizovanú sériami s hlbokovodným typom jury a spodnej kriedy. Táto zóna predstavovala okraj oceanického penninského trogu, ktorý susedil na S s ostrovným oblúkom. Oceanický trog je pokračovaním južnej vetvy penninika z Álp a je zväčša subdukovaný, sčasti prekrytý vonkajším okrajom vnútorných Karpát. Severne od členitého ostrovného oblúka bradlového pásma predpokladáme okrajové more, sedimentačnú oblasť starších členov magurského príkrovu — predĺženie severnej zóny penninika do Karpát.

Strednokriedové členy manínskej jednotky, rovnako ako vrchnokrie-

dové, vykazujú príbuzenstvo s vnútornejšou jednotkou bradlového pásma s klapskou jednotkou. Práve pre túto príčinu mnohí dodnes pokladajú manínsku jednotku za súčasť bradlového pásma. Na tento fakt nezapúdame, ale pozeráme sa naň ako na výsledok tektonického zblíženia, presunutia manínskeho príkrovu počas albu (M. Maheľ 1979b). Pri takomto chápaní, pravda, vzniká rad nových problémov dotýkajúcich sa predovšetkým stratigrafie a paleogeografie strednokriedových súvrství, a to aj krížňanského príkrovu a tatrid.

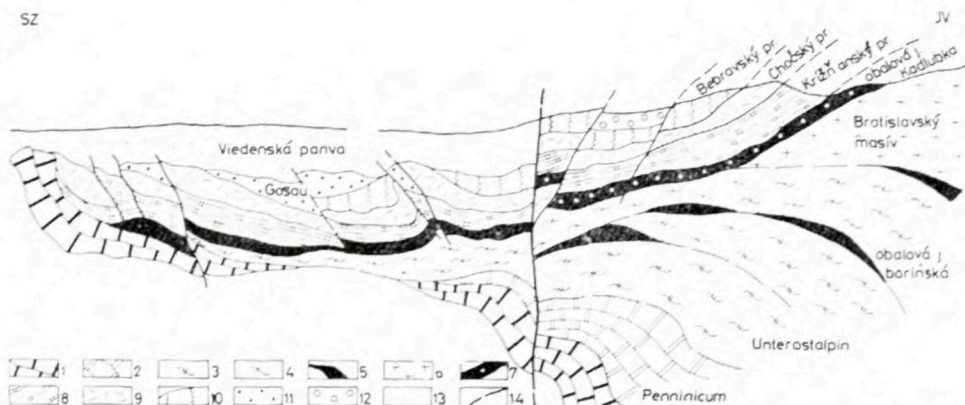
Nie menej dôležitou otázkou je postavenie kostoleckých bradiel vystupujúcich v sprievode čelných štruktúr manínskeho príkrovu a pri ich vnútornom okraji. Ale kostolecké bradlá sa od manínskej jednotky výrazne odlišujú radom znakov, ktoré signalizujú príbuznosť s bradlami klapskej jednotky. Majú nepatrný podiel klastického materiálu, najmä terigénneho kremeňa, a to aj v liase, a množstvo glaukonitu v krinoidovom biosparite liasu. Ďalej sa vyznačujú pestrťou dobre zachovanej makrofauny a mikrofauny (znak typický pre série bradlového pásma). V liase sú hojné úlomky vulkanických sekundárne zmenených hornín (A. Kullmanová 1968). Kostolecké bradlá pokladáme za oligoklasty z ostrovej klapskej, resp. pieninskej kordiléry, sklíznuté do flyšového súvrstvia strednej kriedy. Niektoré z bradiel začleňovaných medzi kostolecké

(napr. súľovské pásmo; K. Borza 1970) sa svojím litologickým charakterom od kostoleckých zásadne odlišujú a zrejme patria do prechodnej série medzi manínskou a zliechovskou.

5. Pribradlové pásmo predstavuje zónu styku vnútorných Karpát a bradlového pásma. Jej šírka sa pozdĺž Karpát mení. Mení sa však aj jej vzťah k bradlovému pásmu i ku skoku v kôre známemu ako peripieninský lineament. Na našom území možno hovoriť o troch typoch alebo o troch modeloch styku vnútorných a vonkajších Karpát, a

tým aj o troch stavbou odlišných úsekoch pribradlovej zóny (obr. 1—3): o myjavskom, v podstate alpskom type, o považskom a východoslovenskom type. Pritom po celej dĺžke je bradlové pásmo vztýčené a má v podstate rovnaký morfoštruktúrny charakter.

a) V myjavskom úseku, reprezentovanom Záhorskou nížinou a Myjavskou vrchovinou, je pribradlová zóna široká (obr. 1), v juhozápadnej časti dosahuje až 30—40 km a siaha na západné okraje Malých Karpát. Jej východný okraj sa viac-menej kryje so západnými okrajmi Ma-



Obr. 1. Náčrt tektonického postavenia bradlového pásma v západnom (malokarpatskom) úseku

1 — bradlové pásmo; 2 — penninikum; 3 — unterostalpinske kryštalinikum (spodné); 4 — kryštalinikum (metamorfity) malokarpatské; 5 — obalové mezozoikum — malokarpatské; 6 — masívy granitoidov; 7 — obalová séria Kadlubka; 8 — križňanský prikrov; 9 — chočský prikrov; 10 — bebravský paleogén; 11 — vrchná krieda; 12 — centrálnokarpatský paleogén; 13 — neogénna výplň viedenskej panvy; 14 — peripieninský hlbinný zlom

Fig. 1. Sketch of tectonic position of the Klippen Belt in the western (Little Carpathian) tract

1 — Klippen Belt; 2 — Penninic; 3 — Unterostalpin crystalline (lower); 4 — crystalline (metamorphites) — Little Carpathian; 5 — envelope Mesozoic — Little Carpathian; 6 — massifs of granitoids; 7 — Kadlubek envelope group; 8 — Križna nappe; 9 — Choč nappe; 10 — Bebrava nappe; 11 — Upper Cretaceous; 12 — Central-Carpathian Paleogene; 13 — Neogene filling of the Vienna basin; 14 — Peripieninic deep-seated fault

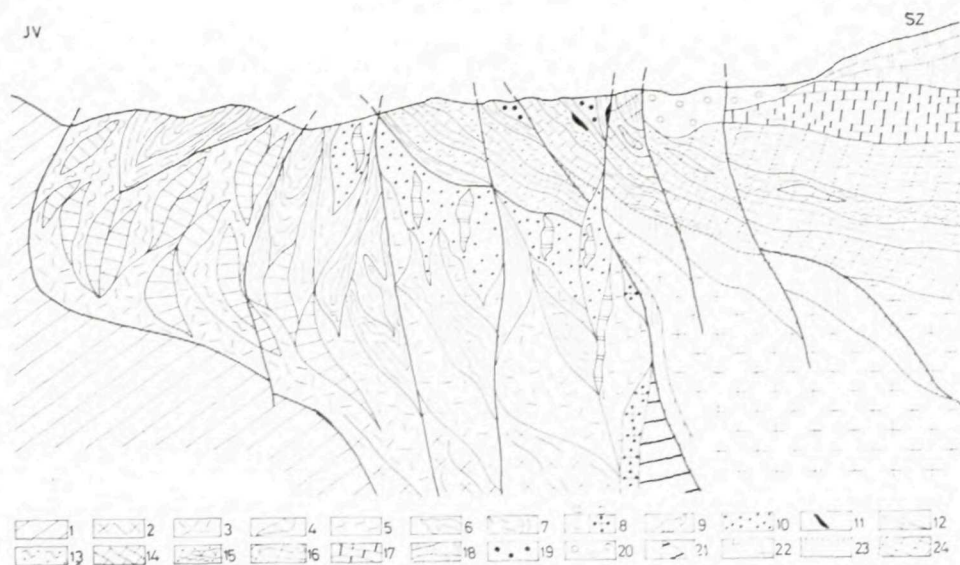
lých Karpát, pričom systém zlomov, ktoré porušujú vyššie „sub-tatranské“ prikrovy pri západných okrajoch pohoria, i tie, ktoré vytvárajú východné obmedzenie viedenskej panvy, možno pokladať za povrchové prejavy hlbinného peripienidného zlomu. Vlastné bradlové pásmo v tejto oblasti je presunuté na značnú vzdialenosť, pravdepodobne cez flyš magurskej jednotky. Pritom šírka bradlového pásma je malá. Celá manínskej i krížňanskej jednotky sú silne zošupinovatené a prekrýva ich čelná časť chočského prikrovu a vyšších prikrovov. Vrchná krieda (brezovská skupina) a paleogén (myjavská skupina) vystupuje vo viacerých štruktúrach a vo dvoch vývinoch. Východný okraj pribradlovej zóny, sledujúci zhruba peripienidný hlbinný zlom, možno stotožniť s prudkým zostupom bradlového pásma do hĺbky, príp. s jeho zakorenéním. Naš nový pohľad na kryštalinikum Malých Karpát ako sústavu šupín, príp. čiastkových prikrovov a paralelizácia týchto spodnejších s unterostalpínom Východných Álp (M. Maheľ v tlači) vedie k záveru o susedstve hlbkej časti bradlového pásma s peninikom nachádzajúcim sa východnejšie v neveľkej hĺbke v podloží prikrivových šupín malokarpatského kryštalinika.

b) V považskom úseku pribradlová zóna má šírku do 10 km, je morfoštruktúrne výrazná, charakteristická hlavne mohutnejšie zastúpenou

manínskou jednotkou a čelovou časťou krížňanského prikrovu. Vrchná krieda nadväzuje na manínsku jednotku. Paleogén (známy z literatúry ako hričovský, príp. žilinský) sa viaže na hlbšie tektonicky zaklínené, zavrásnené šupiny. Zjavný je jeho pozvoľný laterálny prechod do centrálnokarpatského paleogénu s postupným zmladzovaním bazálneho transgresívneho člena (pri okraji bradlového pásma s vyvinutým celým paleocénom, v Prečínskej kotline s transgresívnym ilerdom a v Pružinskej s transgresívnym kuisom). Zjavné je aj slabnutie tektonických postihov smerom na JV (obr. 2).

Vztýčenosť štruktúr pribradlovej zóny na strednom Považí, hojnosť prešmykov, prevažne strmých, a blízkosť výrazného skoku v hrúbke kôry naznačuje, že sa pribradlová zóna sformovala v oslabenej časti podložia, azda na zóne prudkého zostupu bradlového pásma do hĺbky.

c) Z východoslovenskej oblasti máme o pribradlovej zóne len nepriame údaje. Patria medzi ne už spomenuté náznaky vrchnej kriedy a pribradlového paleogénu. Skok v hrúbke kôry je v hĺbke okolo 10–15 km (informácia B. Beránka). Hlbšie vrty v susedstve bradlového pásma počnúc vrtom pri Humennom (M. Maheľ — A. Kullmanová 1977) nezastihli manínsky prikrov ani čelové časti krížňanského prikrovu s tektonickým nakopením — prevrásnením



Obr. 2. Styk vnútorných a vonkajších Karpát na strednom Považí (skica)

1 — magurská jednotka; 2 — kryštalinikum bradlového pásma; 3 — trias bradlového pásma; 4 — jursko-spodnokriedové bradlá czorsztynskej jednotky; 5 — vrchná krieda — paleocén czorsztynskej jednotky; 6 — jursko-spodnokriedové bradlá kysuckej jednotky; 7 — vrchná krieda kysuckej jednotky; 8 — a) vulkanická formácia (doger — alb) klapskej jednotky; b) granity; 9 — vápence (sčasti biohermné) klapskej jednotky (jura — spodná krieda); 10 — stredná a vrchná krieda — prevažne flyš klapskej jednotky; 11 — olistolity kostoleckej jednotky (jura); 12 — vrchná krieda manínskej jednotky; 13 — stredná krieda manínskej jednotky; 14 — lias — spodný alb manínskeho príkrovu; 15 — vrchný alb — cenoman (flyš) spojovacieho pruhu (rohovcové vápence — spodný alb); 16 — neokóm — alb čelovej časti križňanského príkrovu s. s. (zliechovského); 17 — chočský príkrov; 18 — strážovský príkrov; 19 — príbradlový paleogén; 20 — centrálnokarpatský (súľovský) paleogén; 21 — penninikum ?; 22 — fatrikum, kryštalinikum; 23 — fatrikum — mezozoický obal (spodný trias — alb); 24 — alochtónne fatrikum

Fig. 2. Contact of the Inner and Outer Carpathians in the middle Váh valley (sketch)

1 — Magura unit; 2 — crystalline of the Klippen Belt; 3 — Triassic of the Klippen Belt; 4 — Jurassic-Lower Cretaceous klippen of the Czorsztyn unit; 5 — Upper Cretaceous-Paleocene of the Czorsztyn unit; 6 — Jurassic-Lower Cretaceous klippen of the Kysuca unit; 7 — Upper Cretaceous of the Kysuca unit; 8 — Volcanic formation (Doger-Albian) of the Kysuca unit; 9 — limestones (partly bioherm) of the Kysuca unit (Jurassic-Lower Cretaceous); 10 — Middle and Upper Cretaceous-predominantly flysch of the Kysuca unit; 11 — Olistholiths of Kostolec (Jurassic); 12 — Upper Cretaceous of the Manín unit; 13 — Middle Cretaceous of the Manín unit; 14 — Liassic-Lower Albian of the Manín nappe; 15 — Upper Albian-Cenomanian (flysch) of the connecting strip (cherty limestones-Lower Albian); 16 — Neocomian-Albian — of the frontal part of the Križňanského príkrovu s. s.; 17 — Choč nappe; 18 — Strážov nappe; 19 — periklippen Paleogene; 20 — Central Carpathian Paleogene (Súľov type); 21 — Penninic?; 22 — Fatric, crystalline; 23 — Fatric, Mesozoic envelope (Lower Triassic — Albian); 24 — Allochthonous Fatric.

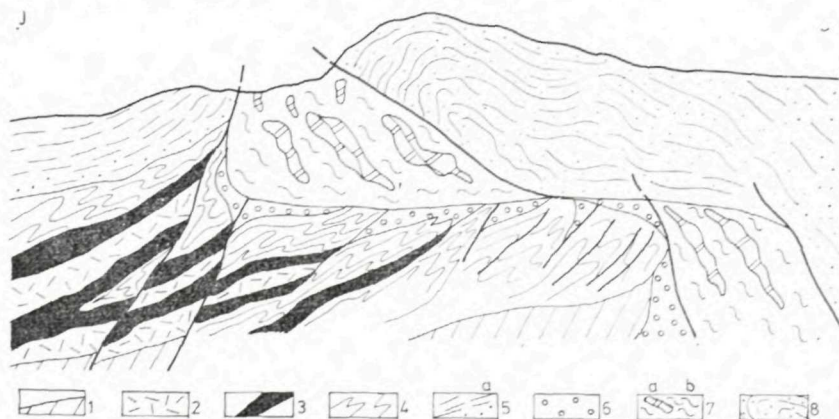
mladších členov. Naopak vrty zastihli hlavne mocné triasové členy.

Poznatky o štruktúrnom charaktere križňanského príkrovu (sever-

né okraje Malých Karpát, Strážovské vrchy) ma vedú k náhľadu, že čelové časti križňanského príkrovu s mocnými mladšími členmi sú vo východoslovenskej oblasti severnejšie od výstupov bradlového pásma. Čelová časť križňanského príkrovu zrejme siaha na S do podložia na J presunutého bradlového pásma a krynického príkrovu. Pre styk vnútorných a vonkajších Karpát na východnom Slovensku zhruba akceptujeme model J. Nemčoka (1978). Pribradlová zóna vo východoslovenskom úseku v takom poňatí je prekrytá. Severnejšie od bradlového pásma sa dajú predpo-

kladať v hĺbke niekoľko km čelové časti križňanského príkrovu s jeho zliechovskou a manínskou jednotkou a s ním i zavrásnené zvyšky vrchnej kriedy a pribradlového paleogénu (obr. 3).

Tri rozdielne modely pozdĺž Západných Karpát načrtávajú rozdielne možnosti pre vrtný hlbinný prieskum. V juhozápadnom cípe Karpát sú pomery dosť analogické ako pri východnom okraji Východných Álp, v rakúskej časti viedenskej panvy. Sú tu možnosti hlbokými vrtmi zastihnúť podložnú magurskú jednotku. Pri západných okrajoch Malých Karpát v zóne



Obr. 3. Styk vnútorných a vonkajších Karpát na východnom Slovensku (doplnená a upravená schéma v zmysle J. Nemčoka 1978) — skica

1 — tatridné mezozoikum; 2—4 — križňanský príkrov: 2 — vápencovo-dolomitický komplex, anis — karn, 3 — keuper — jura; 4 — neokóm — cenoman; 5 — centrálnokarpatský paleogén, a) bazálne zlepenice; 6 — vrchná krieda a paleogén pribradlovej zóny; 7 — bradlové pásmo a) jursko-spodnokriedové bradlá, b) mladšie členy; 8 — flyšové pásmo: paleogén krynickej jednotky

Fig. 3. Contact of the Inner and Outer Carpathians in eastern Slovakia (completed and modified sketch in the sense of J. Nemčok, 1978 — M. Maheľ, 1979)

1 — Tatride Mesozoic; 2—4 Križna nappe: 2 — limestone-dolomite complex, Anisian-Carnian, 3 — Keuper — Jurassic; 4 — Neocomian-Cenomanian; 5 — Central-Carpathian Paleogene, a) basal conglomerates; 6 — Upper Cretaceous and Paleogene of the Periklippen zone; 7 — Klippen Belt a) Jurassic-Lower Cretaceous klippenes, b) younger members; 8 — Flysch Belt: Paleogene of the Krynica unit

priebehu peripienidného hlbinného zlomu možno azda zastihnúť prudko sa ponárajúce bradlové pásmo a východnejšie penninikum. V považskej oblasti pribradlová zóna poskytuje možnosť hlbokými vrtmi zastihnúť do hĺbky zostupujúcu časť bradlového pásma, azda i s mocnejšími magmatickými komplexmi po vulkanickom ostrovnom pásme, príp. i mocnejšie triasové členy prikoreňovej časti csorsztynského a kysuckého príkrovu. Pri východnejšom okraji pribradlovej zóny sa dá predpokladať v hĺbke možnosť navítať alochtónne a vo väčšej hĺbke i autochtónne šupiny fatranskej zóny tatrika. Vo východoslovenskej oblasti pribradlovú zónu podľa našej predstavy možno hľadať v hĺbke v podloží južných častí krynickej jednotky, a to v sprievode čelových častí krížňanského a manínskeho príkrovu i šupiny zavrásnenej, resp. tektonicky zaklinenej vrchnej kriedy a paleogénu.

Záver

Vychádzajúc hlavne z poznatkov o juhozápadnom cípe Karpát a na strednom Považí, konštatujeme v susedstve bradlového pásma nápadnú priestorovú zhodu:

- priebehu výrazných disjunktívnych porúch (poklesov a prešmykov) v povrchových štruktúrach s priebehom skoku v hrúbke kôry,
- priebehu južnej hranice vrchnej kriedy a myjavsko-hričovského

paleogénu a severovergentných povrchnokriedových prešmykov v čelových častiach „subtatranských“ príkrovov,

- priebehu skoku v hrúbke kôry s okrajom pribradlovej zóny. Poznatky o priestorovej väzbe uvedených rozhraní vedú k týmto názorom:
- a) Skok v hrúbke kôry, známy ako peripieninský hlbinný zlom, možno pokladať za výrazné rozhranie dvoch krých zemskej kôry odlišnej mobility a s odlišným typom kryštalinika, a to severnejšej, mobilnejšej, a južnejšej, viac-menej stabilizovanej.
- b) Uvažovať o zakorenení bradlového pásma na peripieninskom hlbinnom zlome alebo aspoň o jeho strmšom zostupe do hĺbky.
- c) Pribradlovú zónu stotožniť s priestorom rozloženým medzi priebehom bradlového pásma a peripieninským hlbinným zlomom, a to v celom rozsahu Západných Karpát, a pokladať ju za morfoštruktúrnú jednotku vytvorenú ako odraz procesov v hlbšom podloží, azda zväčša subdukovaného penninika.
- d) Takto vymedzená pribradlová zóna na V nadväzuje na kričevskú zónu ukrajinských Karpát, na Z na široké pásmo severných Vápencových Álp s gosauskou kriedou a pogosauskými prešmykmi a násunmi.

Odporučil M. Mišík

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1938: Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpates occidentales III. Tectonique. *Rozprawy SGU ČSR (Praha)*, 9, p. 1—135.
- Began, A. — Salaj, J.: Nové paleogeografické poznatky vo vrchnej kriede a v paleogéne západného a stredného Slovenska. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra 161—174.
- Bílek, K. 1960: Pioniersky prieskum mezozoika centrálneho zakarpatského podložia neogénu viedenskej panvy. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Borza, K. 1970: Nové poznatky o stratigrafii súľovského bradla. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 51, s. 135—147.
- Borza, K. (v tlači): Nové poznatky z vrchnej kriedy a jury a spodnej kriedy belanskej a manínskej série Strážovských vrchov.
- Kullmanová, A. 1968: Litologicko-petrografický výskum jurských a spodnokriedových vápencov v manínskej jednotke. *Manuskript — GUDS Bratislava*.
- Kullmanová, A. 1979: Výskyt pestrých slieňov vrchnej kriedy vo vrte SBM-1 Soblahov. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 71, s. 157—166.
- Köhler, E. 1960: Kriedové orbitoidy z bradlového pásma na Považí. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 11, 1, s. 67—82.
- Maheľ, M. 1973: Tectonic map of the Carpathian-Balkan mountain system and adjacent areas. Bratislava, *Geol. úst. D. Štúra*.
- Maheľ, M. 1978a: Manín unit, relations of the Klippen Belt and Central West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 29, pp. 197—214.
- Maheľ, M. 1978b: Manínska jednotka, čiastkový príkrov skupiny križňanského príkrovu. *Mineralia slov.*, 10, s. 287—309.
- Maheľ, M. 1979a: Fatranský, nie šiprunský; nový pohľad na tektonické členenie a stavbu tatrid. *Mineralia slov.*, 11, s. 263—277.
- Maheľ, M. 1979b: Palinspastic picture of the West Carpathians in the basic evolutionary stages. In: *Geodynamic investigations Czechoslovakia*. Bratislava, *Veda*, pp. 179—186.
- Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, Západní Karpaty. 1. Praha, *Ústř. úst. geol.*, 486 s.
- Maheľ, M. — Kullmanová, A. 1974: Výskum mezozoika Strážovskej hornatiny. Štruktúrny vrt SBM-1. Soblahov. *Manuskript — GUDS Bratislava*.
- Maheľ, M. — Kullmanová, A. 1976: Štruktúrny vrt MLS 1 Podskalka, Humenské pohorie. *Regionálna geológia Západných Karpát*. 5. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 1—75.
- Marschalko, R. 1978: Vývoj sedimentárnych bazénov a paleotektonické rekonštrukcie Západných Karpát. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Bratislava, GUDS, s. 49—80.
- Marschalko, R. — Kysela, J. 1979: Geológia a tektonika pieninského bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. In: *Tektonické profily Západných Karpát*. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 41—58.
- 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). *Západné Karpaty, sér. geol.* 1, s. 1—124.
- Matějka, A. 1961: O haligoveckém mezozoiku a paleogénu. *Zpr. geol. výzk.* r. 1958.
- Matějka, A. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M-34-XXI. Spišská Stará Ves.
- Matějka, A. — Hanzlíková, E. 1962: O paleogénu od obce Kňažia na Oravě. *Zpr. geol. výzk.* r. 1961.
- Mišík, M. 1978: Niektoré paleogeografické problémy bradlového pásma. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 147—160.
- Némec, F. — Kocák, A. 1976: Predneogenní podloží slovenské části vídeňské pánve. *Mineralia slov.*, 8, s. 481—560.
- Nemček, J. 1978: Deformácia flyšových sedimentov ako odraz dynamiky podložia. *Západné Karpaty, sér. geol.*, 3 (Bratislava), s. 35—50.

- Rybár, M. — Kantor, J. 1978: Rádiometrické datovanie vybraných formácií Západných Karpát 40/A/40 K veky eruptív z upohlavských zlepcov bradlového pásma. *Manuskript — GÚDS Bratislava*.
- Salaj, J. 1960: Predbežná správa k mikrobiostratigrafii gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 18, s. 119—130.
- Salaj, J. 1962: Mikrostratigrafia kriedových sedimentov križňanskej a manínskej jednotky a ich vzájomný vzťah. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 62, s. 245—259.
- Salaj, J. 1962: Mikrobiostratigrafia spodnej a vrchnej kriedy Západných Karpát (Slovensko). *Diz. kand. práca. Manuskript — PFUK Praha, Geofond Bratislava*.
- Salaj, J. — Samuel, O. 1963: Mikrobiostratigrafia strednej a vrchnej kriedy z východnej časti bradlového pásma. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 30, 93—112.
- Salaj, J. — Kysela, J. — Gašparíková, V. — Began, A. 1978: Dán a mont manínskej série západne od Žiliny a otázka laramského vrásnenia. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 7, s. 57—81.
- Samuel, O. — K. Borza — E. Köhler, 1972: Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathian). *Bratislava, Geol. úst. D. Štúra*. 846 s.
- Sviridenko, V. G. 1976: Geologická stavba predneogénneho podložia Zakarpatskej priehlbiny. *Mineralia slov.*, 8, s. 395—406.
- Thon, A. — Chmelík, F. — Leško, B. 1978: Koncepcie průzkumných prací na ropu a zemní plyn v ČSSR. *Zemní plyn nafta*, 23, s. 329—368.

The Periklippen zone: nearer characterization and significance

MICHAL MAHEL

Since distinguishing of the Periklippen zone as the contact zone between the Inner Carpathians and Klippen Belt (M. Mahel 1967) we have recorded significant progress of knowledge of all fundamental features characteristic of this zone. This permits us to characterize nearer its structure.

1. The presence of the Manín unit is considered as the fundamental feature of the Periklippen zone. After its assignment as subordinate part of the Križna primary nappe we see that characteristic of the Periklippen zone are its frontal parts, intensely affected by younger, north-vergent — post-Upper Cretaceous overthrusts and post-Eocene back-upthrusts. In the synclinal strip between both frontal anticlines thick Cenomanian flysch complexes occur, deposited in neighbourhood of the Klippen Belt after the main overthrust of the nappe. The fronts of the Križna nappe s. s. and Manín nappe are separated by a "connecting" strip of the flysch Albion with

lenticles of Lower Cretaceous members of "transitional type".

The tectonic style of the Manín nappe is essentially identical with the style of the superimposed Križna nappe s. s. and, vice versa, essentially different from the tectonic style of klippen units.

2. Also the frontal parts of the Križna nappe s. s. and partly also of the Choč nappe are affected by post-Upper Cretaceous upthrusts.

3. The Upper Cretaceous sequences close to the Gosau type (Brezová group) and the periklippen Paleogene (Myjava group) are characteristic of the Periklippen zone not only in the southwestern end, underlying the Neogene of the Vienna basin, and in the Myjavska vrchovina but also in the middle Váh valley. They are also known from Orava, the southern marginal part of the Pieniny Mts. and the East Slovakian tract (from Hanušovce). The Periklippen zone represented a continuous sedimentation zone at the inner margin of the

Klippen Belt along all the West Carpathians with linking toward W to the Gosau sedimentation area in the Alps and toward E to the Kričevó zone of the Ukrainian Carpathians.

4. Cenomanian and younger Upper Cretaceous members of the Periklippen zone display some features common with the innermost unit of the Periklippen zone — the Klappe unit. We consider the Klappe exotic cordiller (the so called Pieninic or Ultrapieninic ridge) as an island arc with volcanic activity in the Dogger to Albian (M. Rybár — J. Kantor 1978).

The Kostelec klippe we consider as olistholiths slipped to the south from the island zone.

5. The width and structure of the Periklippen zone changes along the Carpathians. In the Myjava tract it reaches up to 40 km with the Klippen Belt sinking to depth nearly at the western margins of the Little Carpathians. East of the rooted Klippen Belt in underlier of nappe slices of the Little Carpathian crystalline we suppose the Penninic (Fig. 1). In the Váh tract the Periklippen zone is up to 10 km wide and displays an upright character of structure (Fig. 2). It is probable that at depth Triassic members of the Klippen Belt and thicker complexes of magmatites of the volcanic island arc will be drilled. In the region of eastern Slovakia the frontal parts of the "Subtatic" and of the Manín nappe are underlying the Klippen Belt and Krynica unit overthrust to S. The Periklippen zone with the folded in Upper Cretaceous and Klippen Belt Paleogene is covered with south-vergent units of the Outer Carpathians (Fig. 3).

In all tracts of the West Carpathians the Periklippen zone should be identified

with the zone lying between the Klippen Belt and the course of throw of crust thickness, known as the Peripieninic deep-seated fault. The course of this deep-seated fault at the surface coincides with the margin of the zone of extension of the Brezová Cretaceous and periklippen (Myjava) Paleogene and with the southern margin of the zone of the frontal parts of Subtatic nappes affected by younger distinct upthrusts and smaller thrusts. It is shown at the surface also as the zone of distinct disjunctive disturbances. This knowledge of spatial linking of the above mentioned boundaries results in the views:

- a) To consider the throw in crust thickness, known as the Peripieninic deep-seated fault, as a distinct boundary of two blocks of the earth crust of different mobility and with a different type of the crystalline-northern mobile and southern more or less stabilized block;
- b) To consider rooting of the Klippen Belt at the Peripieninic deep fault or at least its steeper slanting down to depth.
- c) To identify the Periklippen zone with the area lying between the course of the Klippen Belt and the Peripieninic deep-seated fault in the whole extent of the West Carpathians and to consider it as a morphostructural unit, formed possibly on a suture zone, as a reflection of processes in penninic basement.
- d) The so delimited Periklippen zone is linked to the east with the Kričevó zone of the Ukrainian Carpathians, to the west with the wide zone of the Northern Calcareous Alps with the Gosau Cretaceous and post-Gosau upthrusts and overthrusts.