

Mineralia slov.
16 (1984), 6, 505—540

Geologický ústav Dionýza Štúra
KNIZNICA
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

Nová koncepcia vývoja a stavby Západných Karpát

MICHAL MAHEL

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

(11 obr. v texte)

Doručené 25. I. 1984

Новая концепция развития и строения Западных Карпат

Анализированы новые приступы для оценки концепции строения Западных Карпат и дана новая палеотектоническая модель обоснования не только палеогеографическими зарисовками, но также и палеотектоническими разрезами. Новая структурная модель с большими изменениями в основном в контактной зоне внешних и центральных Карпат, опирается также и о иную физическую базу (волнистые движения и членистость коры).

A new conception of development and structure of the West Carpathians

The discussed new approaches in valuation of the conception of the structure of the West Carpathians and the presented new paleotectonic model are expressed not only by paleogeographical sketch maps, but also by paleotectonic profiles. The new structural model with great changes, mainly in the bordering zone of the Outer and Central Carpathians, is based on different physical foundations (wave movements and dissected crust).

Novú koncepciu vývoja a stavby Západných Karpát zostavujeme:

- po rozšírení a spracovaní viacerých východiskových poznatkov nezlučiteľných s vládnuťou koncepciou stavby Západných Karpát, postupne nastoľovaných už od obdobia vydania generálných máp, a
- po hlbšom poznaní postavenia Západných Karpát v alpínskom systéme, zís-

kanom pri zostavovaní Tektonickej mapy karpatsko-balkánskych oblastí (Maheľ 1973, 1974), ale aj

- po preverení nosnosti princípov novej globálnej tektoniky v Západných Karpatoch (Maheľ — Reichwalder, edit., 1976; Maheľ, 1978, 1981).

a) Už „generáľkové“ obdobie prinieslo rad závažných záverov o stavbe viacerých tektonických jednotiek, ktoré v tom čase teoretic-

kého „kvasu“ bolo neľahké, ba vo viacerých prípadoch nemožné vtesnať do rámca koncepcie so základmi z tridsiatych rokov (Matějka — Andrusov, 1931), hoci aj neskôr viackrát renovovanej (Andrusov, 1939, 1963, 1974).

Islo najmä o vyčlenenie pribiadlovej zóny (Maheľ, 1967), rozčlenenie tatrika na dve paleotektonické zóny, severnejšiu — priehlbennovú, a južnejšiu — prahovú, preukázanie polyfáciálnosti (polysériovosti) a polyštruktúrnosti klasických tektonických jednotiek v centrálnych Karpatoch, rozčlenenie gemerika na tri zóny a vyčlenenie synklinórií v centrálnych Karpatoch.

Výskumy z ostatného desaťročia zvýraznili význam vyčlenených jednotiek a rozšírili nezrovnalosti o silický prikrov a meliatsku jednotku, o váhikum a názor na alochtónnosť značnej časti tatrika, o soklové prikrovy vo veporiku a pod. Práve tieto „úchylky“ poslúžili ako predmostie novej koncepcie, ale pri zmenených teoretických prístupoch. A tie vyplynuli z pochopenia vzťahu spoločných znakov alpinskeho systému na jednej a osobitostí vývoja i stavby Západných Karpát na druhej strane, ale aj z implatácie princípov novej globálnej tektoniky na tento komplexný segment alpid nevšednej zložitosti.

b) Tektonická mapa Karpát, Dinár a Východných Alp aj príslušných oblastí (mierky 1:1 000 000; Maheľ, 1973) názorne ukazuje rozsah spoločných znakov alpinskeho systému (jednotný vývinový trend, zhruba rovnaký register tektonických štýlov, prevažne prikrovov, existencia geotektonických zón prebiehajúcich cez viaceré segmenty), ale aj dôležité vývojové a štruktúrne osobitosti každého segmentu, a teda i Západných Karpát. Tie vychodia z rozdielov v členitosti geosynklinály každého segmentu a z nerovnomernej intenzity vrásnenia a rozsahu polarít a prejavujú sa v odlišnom počte tektonických jednotiek a ich vzťahoch. Poznanie hodnoty fenoménov spoločných pre celý systém a osobitných pre Západné Karpaty a ďalšie segmenty alpid vedie k reálnejšiemu posúdeniu toho, čo je analogické, ale aj čo je vo vývojom aj štruktúrnym modeli Západných Karpát odlišné. A to je dôležité najmä na pochopenie vzťahov Západných Karpát k susedným segmentom, predovšetkým k Východným Alpám. Do popredia pozornosti sa, prirodzene, dostávajú oblasti prechodu, v našom prípade Malé Karpaty včítane „devínskeho“ segmentu, spájajúceho Alpy a Karpaty. V syntéze narastá i úloha Maďarského masívu. Ako mimoriadne význačná sa ukazuje v začiatočnom, triasovom štádiu geosynklinály a pri formovaní morfoštruktúrneho plánu v neskorogeosynklinálnom štádiu, v období tvorby depresí a kotlín i neovulkanických horstiev (Maheľ, 1978).

c) Pohľad na Západné Karpaty ako súčasť alpinskeho systému dovoľuje pri syntéze reálnejšie uplatniť princípy novej globálnej tektoniky. Týka sa to najmä významu magmatitov, dokumentov po oceanickej kôre, úlohy riftingu, komplexnejšieho chápania vrásnenia, metamorfizmu a magmatizmu.

Pri magmatitoch v Západných Karpatoch vystupuje do popredia geotektonické postavenie s rozlíšením zón „Iahkej“ kôry (s väčšími telesami granodioritov) a „fažkej“ kôry (s hojnými báziickými horninami).

Magmatity chápeme ako usmerňovanie ďalšieho vývoja geosynklinály (Maheľ, 1980, 1981) s významom vzťahov medzi typom podložia a paleotektonickým vývojom. Pritom trohy s oceanickým typom kôry, a rovnako aj s paraoceanickým typom, chápeme ako jedny zo skupiny paleotektonických typov členitej kôry so zmenami v priestore aj v čase. Kôra, identifikovaná predovšetkým typmi magmatitov, vystupuje v geologických procesoch pri zostavovaní syntézy ako ďalší parameter (Maheľ, 1978).

Vyzdvihuje sa úloha riftingu pri zakladaní nových zón intenzívnej sedimentácie aj pri rejuvenizácii stabilizovaných areálov, pri zakladaní členitosti sedimentačného priestoru, hlavne v obdobiach medzi štádiami vrásnenia. Pohľad na zmeny paleogeografického plánu medzi vývinovými štádiami sa vďaka novej globálnej tektonike rozširuje o dynamické aspekty. Akcentuje sa úloha hlbinných zlomov ako plôch citlivých na uplatnenie sa procesov rozťahovania i skracovania kôry a hraníc rozdielnej intenzity vrásnenia, privodných dráh hlbinných procesov do paleogeografického prostredia — usmerňovateľov paleogeografickej, obsahovej, štruktúrnej aj morfoštruktúrnej členitosti. Zvýrazňuje sa význam členitosti kôry pri formovaní štruktúrneho plánu a súvislosti medzi členitosťou podložia a paleogeografiou.

Mobilistickejšie prístupy pomáhajú vyjasňovať rad paleotektonických a štruktúrnych fenoménov, ktorých význam bol doteraz málo pochopiteľný. Napr. posttektonický charakter najtypickejšieho diastrofického útvaru v Západných Karpatoch centrálnokarpatského flyšu s jeho slabším postihom kompresiou slúži ako ukazovateľ rozsiahleho kolapsu kôry v podloží tatrika (Marschalko, 1975), a tým nepriamo ukazuje na subdukciu váhika pod tatrikum (Maheľ, 1981).

Vrásnenie chápeme ako dlhodobý a viac-aktový proces so zmenami intenzity aj prejavov v čase a priestore, s rozdielmi v uplatnení polarít v jednotlivých periódach. Taký prístup dovoľuje lepšie preniknúť do zložitosti vzťahov medzi tektonickými jednotkami, napr. pochopiť osamostatnenie sa manín-

ského príkrovu od krížňanského pri mladších (mezoalpínskych) aktoch vrásnenia, ale aj posuny pozdĺž margecianskej (Roth, 1977), príp. pozdĺž štítnického zlomu (Maheľ, 1975), ale aj rotácie blokov (Grecula — Roth, 1976, 1978).

Aj hodnotenie granitizácie ako viacetapového dlhodobého procesu zvýrazňuje význam granitoidných telies pri formovaní tektonických štruktúr a ich vplyv na utváranie paleogeografie, a hlavne pri stabilizácii kôry.

Mnohostrannejší prístup k hodnoteniu výsledkov vrásnenia ako procesu skracovania kôry vedie nás k rozšíreniu viacerých genetických typov príkrovov, napr. iných vo veporiku ako v tatriku, a k pátraniu po hlbšom geotektonickom význame niektorých tektonických štýlov, napr. tektonických melanží, aké sú v bradlovom pásme (Maheľ, 1982, 1981). Subdukcia sa javí ako jeden (a to najextrémnejší) proces skracovania kôry. Aj paleta genetických typov metamorfizmu sa rozširuje o vysokotlakový a nízkotermálny, späť so subdukciou oceanickej kôry (glaukofanity v exotikách z rozhrania centrálnych a vonkajších Karpát — z váhika aj z meliatskej jednotky).

Všestrannejší pohľad na vrásnenie vyzdvihuje jeho význam nielen ako tvorcu štruktúr a formovateľa tektonických jednotiek, ale aj stroju prestavby paleotektonického a paleogeografického plánu, formovateľa zón novej intenzívnej sedimentácie. Upriamuje pozornosť na mnohostrannejšie posudzovanie prejavov paroxysmu pri vzájomnej súhre medzi horizontálnou a vertikálnou zložkou pohybov a vedie k vyzdvihnutiu významu alternácie kompresných a uvoľňovacích pohybov.

Pri hodnotení skracovania kôry nadobúda osobitný význam subdukcia, a to intrasialická, ako aj oceanickej kôry s jej štruktúrnymi dôsledkami, ale aj odrazom v sedimentácii. Centrálné Západné Karpaty sa ukazujú ako príklad svojrázneho skracovania kôry vo svojich základných jednotkách — v tatriku, veporiku a gemeriku (Maheľ, 1982).

Nová globálna tektonika zvyšuje význam zón s oceanickým typom kôry, vedie k zaisťovaniu ich priebehu cez viaceré segmenty, a to ako spojovacích článkov jednotného systému. Tým význam modelu pre paleotektonickú interpretáciu vzrástol. Lenže zóny s oceanickým typom kôry sú často subdukované a tektonicky prekryté. Pátranie po nich sa vedie jednak aplikáciou modelov z klasických oblastí výskytu ofiolitových zón, ale aj štúdiom nepriamych prejavov. V Západných Karpatoch sme v posledných rokoch svedkami obidvoch prístupov.

Výsledkom prvého prístupu — prenášanie modelov — sú zásadné rozdiely v chápaní a rozložení zóny s oceanickou kôrou — pokračovanie

čovatela južného penninika — podľa toho, či sa použil západoalpínsky (Leško — Varga, 1980) alebo apenínský model (Horváth — Vöröss, 1981). V prvom prípade sa pokračovanie južného penninika hľadá v meliatskej jednotke a za jeho súčasť sa pokladajú geneticky aj štruktúrne odlišné jednotky (metamorfity tatrika Malých Karpát, metamorfity veporika a gemerika). Pritom sa nerešpektujú základné, generáciami preverené vzťahy, akým je napr. paleoalpínsky presun veporika cez tatrikum. Ani pri použití druhého modelu sa neberú do úvahy preukázané genetické a štruktúrne vzťahy západokarpatských jednotiek a vo vývine Západných Karpát sa predpokladajú tri oceány: meliatsky, vzniknúvší v strednej jure, lubenícky vo vrchnej jure a magurský v spodnej kriede. Takýto model si vynucuje, aby sa veporikom považovalo za južný okraj európskej platne, ale pieňinské bradlové pásmo spolu s tatrikom, krížňanským príkrovom, ale aj gemerikom (južné a severné) za súčasť južnejšej kontinentálnej platne, obmedzenej zo S lubeníckym a z J meliatskym oceánom.

Hľadanie pokračovania južného penninika do Západných Karpát na základe nepriamych dôkazov sa opiera o paleogeografickú rekonštrukciu (Mišík, 1978, 1979), o zhodnotenie paleotektonických prejavov, akými sú tektonické melanže, heterogénny flyš, wildflyš, pri rešpektovaní preukázaných vzťahov tektonických elementov, ale aj pri úsilí o ich bližšie poznanie, a to aj v ich nadväznosti na štruktúrne elementy Východných Álp, ako aj Východných Karpát. Takýto prístup viedol k vyčleneniu váhika v Západných Karpatoch (Maheľ, 1981) ako pokračovateľa južného penninika, ale s radom osobitných prejavov.

Osobitosti stavby Západných Karpát, a to aj zón s oceanickým typom kôry, chápeme ako výsledok odlišnej členitosti kôry, vlastnej každému segmentu alpíd. Tak ako jednotný vývojový trend a priebežnosť oceanických trogov zaisťujú jednotnosť alpíd, tak členitosť kôry vrátane hlbinných zlomov a rozhraní rozdielných kvalít kôry (Maheľ, 1980a) sa uplatňuje pri formovaní osobitosti každého segmentu.

Kvalitatívnu zmenu pri tvorbe novej syntézy stavby treba vidieť v hľadaní súvislosti medzi závažnými geologickými fenoménmi a príčinami ich vzniku. Príkladom toho je hľadanie vzťahov medzi paleogeografickým obrazom a charakterom kôry, čo vedie:

— k zisteniu priestorovej nadväznosti zón triasového riftingu v tafrogeosynklinále či v areáli včasnej alpinskej aktivizácie na zóny postihnuté slabšou hercýnskou stabilizáciou (Maheľ, 1978);

— k historickej nadväznosti trogov s para-oceanickým až oceanickým typom kôry zalo-

žených v prelomových obdobiach vývoja na hercýnske zóny bez granitoidov s mocnejšími telesami bázik a naopak intraoceanických prahov na zóny s väčšími telesami hercýnskych a starších granitoidov (Maheľ, 1980, 1981b).

Takýto prístup, ovplyvnený novou globálnou tektonikou, prehĺbuje historickú previazanosť medzi alpínskym a predalpínskymi cyklami. Potvrdzuje základné vývinové tendencie v jednotlivých cykloch, ale ukazuje aj výraznejšie rozdiely v kvalite procesov medzi hercýnskou a alpínskou geosynklinálou. Alpínska geosynklinála je podstatne pestrejšia a s väčším počtom vývinových štádií, členitejšia, kým v hercýnskej sa väčšími uplatňujú hlbinné procesy, a to metamorfizmus, a aj magmatitov má viac, ale v alpínskej geosynklinále sú magmatity výraznejšie diferencované. Pri komplexnejšom chápaní základných princípov geosynklinálnej teórie sa vzťahy medzi cyklami javia ako užšie a nadväznosť je prirodzenejšia. Ukážkou toho je karbón, a hlavne perm, s nie iba paleogeografickým (ukazovateľ depresí), lež aj s paleotektonickým významom a s genetickými väzbami:

- ako zóny rozložené pri okrajoch granitoidných masívov zväčša na „fažšom type“ kôry, ale aj ako
- základové časti, na ktorých sa sformovali aktívnejšie zóny karpatskej mezozoickej geosynklinály.

Z tohto aspektu napr. výskytu mladšieho paleozoika v Považskom Inovci, ale aj v Malej Fatre signalizujú rozsiahlejší severotatrický, kálnický graben.

Základy členitosti, a tým štruktúrno-faciálnej pестrosti mezozoika, ale aj paleogénu Západných Karpát vidíme už v členitosti kôry, spôsobenej hercýnskou orogenézou a granitizáciou, nerovnomernými v jednotlivých zónach sčasti už za bajkalského vrásnenia.

V súhrne možno povedať, že k novej koncepcii vývoja a stavby Západných Karpát pristupujeme usmernení princípmi novej globálnej tektoniky, ale so snahou po ich previazanosti s geosynklinálnou teóriou, a to:

- v dynamickejšom a mnohostrannejšom prístupe k hodnoteniu procesov tektogenézy, magmatizmu, metamorfizmu a sedimentácie;
- v hodnotení typov kôry ako ďalšieho zo základných parametrov pri zostavovaní paleogeografického aj štruktúrneho modelu;
- pri vyzdvihnutí významu globálnych činiteľov, akým je vývinový trend a priebežné oceanické a paraoceanické trogy;
- pri chápaní vývojových a štruktúrnych osobitostí ako výsledku členitosti kôry odlišnej v každom segmente alpíd, pod-

mienenenej nerovnomernosťou stabilizácie a rozlámanosti kôry; tým sa vyzdvihuje význam historickej predispozície, ale aj historickej previazanosti geosynklinály (Maheľ, 1980a, 1981c) na predchádzajúce vývinové etapy.

Základné rozdiely dvoch koncepcií

Nové prístupy aj pohľady, ale aj rad ďalších nových poznatkov zásadného významu prekročili rámec postupnej úpravy starej koncepcie a vynucujú si postaviť nový morfoštruktúrny, vývojový aj štruktúrno-tektonický model.

a) Morfoštruktúrne členenie Západných Karpát na vonkajšie a vnútorné* po začlenení do karpatskej sústavy aj Bukovských hôr s priliehajúcou juhoslovensko-severomaďarskou terciárnou zónou sa stalo priúzkym. Oblasti južne od rožňavskej línie sa výrazne odlišujú vývojom, stavbou, ale aj morfoštruktúrne od centrálnych zón s jadrovými horstvami vrátane Vepra — Volovca. Trojdielnosť sústavy s členením na vonkajšie, centrálné a vnútorné Karpaty (Maheľ, 1975; Mock, 1978) sa ukazuje prirodzenejšou ako dvojdielnosť. Priestorová koincidencia panónskeho paleogénu (oligocénu) s rozsahom severnej zóny vnútorných Karpát buď je osobitne zjavným dôkazom oprávnenosti ich oddelenia od centrálnych Karpát.

b) Nová koncepcia v porovnaní so staršou (vžitou) prináša zmeny v pohľade na vývoj a stavbu všetkých základných pásiem a celého radu tektonických jednotiek. Východiskami novej koncepcie sú zmeny v pohľade na:

- stykovú zónu centrálnych a vonkajších Karpát, a tým aj na bradlové pásmo a podložie flyšového pásma, na manínsky príkrov, jeho paleogeografické a štruktúrne väzby,

* (častejšie označované ako centrálné)

- na vývoj a stavbu tatrika,
- na vzťahy medzi polysériovosťou a polýštruktúrnosťou krížňanského príkrovu,
- na polysériovosť chočského príkrovu a jej význam pre paleogeografiu,
- na členenie veporika,
- na členenie gemerika,
- na vývoj a stavbu vnútorných Karpát,
- na význam synklinórií v štruktúrnom pláne centrálnych Karpát,
- na význam zlomov starého založenia pri utváraní osobitostí stavby jednotlivých blokov,
- na vývoj alpinskej, sčasti aj hercýnskej geosynklinály a ich vzájomnú genetickú previazanosť,
- na štruktúrny model ako výsledok členitosti kôry a rozdiely v skracovaní základných pásiem a na fyzikálny základ.

a) Rozhraním centrálnych a vonkajších Karpát je morfoštruktúrne výrazné bradlové pásmo označované ako pienidy, štruktúrne heterogénne s úzkymi genetickými vzťahmi k niektorým elementom, jednými k severnejšiemu flyšovému pásmu, inými k južnejšiemu tatriku. A práve v hodnotení týchto vzťahov a z toho vychodiacich paleotektonických rozdielov, ale aj z pohľadu na stavbu sú výrazné rozdiely medzi dvoma koncepciami. Podľa D. Andrusova (Andrusov, 1938, 1968) je súčasťou pienid aj klapský príkrov a rozsiahly v hĺbke rozložený ultrapieninský, resp. oravský chrbát. Najvnútornejší štruktúrny element manínsky príkrov, s niektorými obsahovými príbuznosťami, sa do tatrika geneticky zaraďuje na rozhranie pienid a tatrika. Pritom bradlové pásmo ako zóna extrémneho stlačenia — švová zóna — sa chápe aj ako kôrové rozhranie medzi Českým masívom (podsunutým pod flyšové pásmo) a Karpatmi.

V našej koncepcii zdôrazňujeme genetickú heterogennosť bradlového pásma

nielen odčlenením váhika včítane klapského príkrovu od pieninských jednotiek oravika, ale zaradením manínskeho príkrovu do kmeňového krížňanského príkrovu. Väzbu s tatrikom obstaráva pribradlová zóna (Maheľ et al., 1967, 1979).

Samotné bradlové pásmo v rámci Karpát predstavuje nielen zónu extrémneho (podľa D. Andrusova miestami až stonásobného) skrátenia, ale od ostatných pásiem aj kvalitatívne odlišný typ deformácie s hlavnou úlohou subdukcie oceanickej kôry váhika. Oceanický trog váhika zohral najdôležitejšiu úlohu pri formovaní zóny nielen bradlového pásma, ale aj jeho zázemia a predpolia. Exotický chrbát nie je zvyškom rozsiahlej geantiklinálnej zóny, ale iba šupinou vzniknuvšou pri obdukcií okrajovej (južnej) časti váhika. Hlavný rozdiel medzi obidvoma koncepciami nie je iba v chápaní zdroja exotického materiálu. Pieninské jednotky, samozrejme aj czosztynská, napriek tomu, že sú základnými elementmi bradlového pásma, pokladáme iba za členy z okrajovej severnej členitej ostrovnej zóny, oddeľujúcej oceanický trog váhika od paraocenického trogu beskydika. Z takého pohľadu vychodí, že platforma, Český masív nemohol zasahovať po okraje geosynklinály oravika. Genetická väzba oravika na beskydikum a neskôr aj bradlové pásmo bola zrejme úzka. Hĺbkové rozhranie v podloží bradlového pásma, preukázané geofyzikálne (hlavne v jeho strednom úseku) a známe ako peripieninský lineament (Máška — Zoubek, 1960), treba zrejme spájať nie so stykom bloku Karpát s platformou, ale s inými fenoménmi, sčasti s prudkým zostupom bradlového pásma do väčšej hĺbky, príp. so sústavou väčších, pretiahnutých magmatických telies.

Manínsky príkrov, považovaný za spájací element bradlového pásma s tatrikom (Andrusov, 1938, 1968), má afinitu k vysokotatranskej jednotke nie preto, že po-

chádza z jej severného (Matějka — Andrusov, 1931; Andrusov, 1938), ale z južného okraja, z južnej časti tatrického prahu, resp. svahu, ktorý na J vyúsťoval do zliechovského trogu. Pravda, to súvisí s pohľadom na vysokotatranskú jednotku ako príkrov, južnejší element tatrika, a s preukázaním jej genetických väzieb s križňanským príkrovom (Maheľ, 1959, 1979), ale aj s iným pohľadom na paleogeografiu a stavbu celého tatrika (Maheľ, 1974, 1979). Manínsky príkrov je v našej koncepcii dielovou okrajovou časťou kmeňového križňanského príkrovu, štruktúrne osamostatnenou a do bradlového pásma včlenenou hlavne za mezoalpínskeho vrásnenia. Mezoalpínske štádium vrásnenia, s hlavným uplatnením sa v bradlovom pásme, postihlo aj severný okraj tatrika, zónu vyčlenenú ako pribradlovú (Maheľ et al., 1963; Maheľ, 1978), charakteristickú aj prítomnosťou vrchnokriedových a paleocénno-eocénnych sekvencií. Tieto členy v pribradlovej zóne, ale aj v manínskom príkrove predstavujú vyššiu — mezoalpínsku štruktúru — interorogénnu etáž, a preto ich nemožno pokladať za dôkaz o rozložení manínskeho sedimentačného priestoru pred strednou kriedou severne od tatrika. Nie manínsky príkrov, ale pribradlová zóna plní v našej koncepcii funkciu spájacieho článku medzi jednotkami bradlového pásma a tatrikom, a to v paleotektonickom aj v štruktúrnom modeli. Jej vyčlenenie (Maheľ et al., 1967) znamenalo prelom v chápaní vzťahov bradlového pásma k tatrikom a postupne aj iný pohľad na tatrikum.

b) Tatrikum vo vývojovom modeli nechápeme ako geantiklinálne pásmo rozčlenené úzkou hlbokovodnou šiprunskou brázdou (Matějka — Andrusov, 1931) a spojené geantiklinálnym vysokotatranským pásmom cez manínsku jednotku na exotický hrebeň pieninika (Andrusov, 1968; Andrusov — Bystrický — Fusán,

1973). Podstatná, severná časť tatrika predstavovala okrajovú priehlbeninu, ktorá na S nadväzovala na oceanický trog váhika. Len južná časť tatrika mala charakter intraoceanického prahu, vrátane vysokotatranského areálu (Maheľ, 1979).

Nie menej zásadná je aj zmena v pohľade na štruktúrny charakter tatrika. Nejde o autochtónne pásmo členené na tri viacmenej priebežné kryhy, oddelené prešmykmi s menšími násunmi, ale o osobitný typ radu „pasívnych“ šupinovitých príkrovov. Pre severnejšie, spodnejšie, je charakteristický hlbokovodnejší typ jury a spodnej kriedy, ale aj väčší rozsah paleozoika a menší podiel granitoidov (Maheľ, 1982). Pravdepodobne iba najjužnejšia časť tatrika, hlavne prekrytá násunom veporika, je zakorenená.

c) Preukázanie polyfaciálnosti a polyštruktúrnosti križňanského príkrovu (Maheľ, 1959, 1961) rozširuje jeho komplexnosť do takej miery, že predstavuje priam klasický typ kmeňového príkrovu. Geneticky je spätý s jursko-spodnokriedovým zliechovským trogom, ale aj s jeho okrajovými časťami, a to s priliehajúcim severným členitým pritatrckým prahom a s južným pristroženickým svahom. Navyše je zjavná priestorová väzba trogu na veporické kryštalinikum „ľazkej“ kôry (kraklovské; obr. 6, 7; Maheľ, 1981b).

V štruktúrnom modeli sa križňanský príkrov javí ako klasický kmeňový príkrov s radom dielových, sčasti vetvových príkrovov rozložených pri jeho vonkajšom aj vnútornom okraji. Miestami sú viac, inde menej štruktúrne osamostatnené, výraznejšie v areáloch postihu mladším mezoalpínskym vrásnením. Križňanský a vysoký príkrov nie sú dva samostatné radovo rovnocenné príkrovy (Andrusov, 1968; Andrusov — Bystrický — Fusán, 1973). Vysoký a rad ďalších dielových príkrovov je súčasťou, často vetvou jednotného telesa, navyše s jednotným vývo-

jom podstavcových členov triasu. Genetickú väzbu križňanského príkrovu na veporikum preukazuje štruktúrna nadväznosť jeho tylovej časti na soklové príkrovy veporika. Križňanský príkrov teda predstavuje genetický pripovrchový štruktúrny element veporika, a preto názov fatrikum považujeme za neopodstatnený zo štruktúrneho ani genetického hľadiska.

d) Polyfáciálnosť (polysériovosť) chočského príkrovu, preukázaná v „generálkovom“ období (Maheľ, 1961; Biely, 1961), znamenala významný krok k poznaniu jeho užších genetických väzieb k stráčovskému príkrovu, ale aj k spišskému kmeňovému príkrovu (Maheľ, 1957), a tým k zaradeniu ich sedimentačných priestorov do bezprostredného susedstva (južne od veporika). Poznanie nepravidelností v stratigrafickom rozsahu a v priestorovom rozložení sekvencie s viacerými bazénovými členmi (bielovážskej) vedie k názoru na vznik v sedimentačnom priestore typu členitého mobilného šelfu, resp. paraliogeosynklinály (Maheľ, 1979), s nepravidelným rozložením krátkodobých bazénov.

V štruktúrnom modeli je chočský príkrov kmeňovým príkrovom iba lokálne členeným na dielové príkrovy. Nejde teda o dva priebežné rovnocenné príkrovy, jeden s bazénovými členmi, druhý bez nich (chočský a šturecký sensu Andrusov — Bystrický — Fusán, 1973)*. Koreňovú zónu chočského príkrovu spájame s najsevernejšími šupinami gemerického paleozoika, hlavne s črmeľskou. Preto názov hronikum pokladáme nielen za zbytočný, ale aj za neodôvodnený.

e) Kryštalinikum veporika má od tatrického rad odlišností, podmienených vývojom a stavbou hercýnskeho cyklu a zvýraznených za alpinskej vývojovej etapy. V ňom sa azda najvýraznejšie odráža vplyv typu kôry podložia na vývoj alpinskej geosynklinály (Maheľ, 1980a, 1981c). V zóne „ťažkej“ kôry sa v období všeobec-

nej oceanizácie alpíd sformoval priebežný zliechovský trog. V zóne „ľahšej“ kôry má mezozoikum prahový charakter, slabšiu mocnosť a užšiu štruktúrnú spätosť s kryštalicým podkladom — struženická sekvencia. Rozdiely v type kôry sa výrazne prejavujú vo sformovaní dvoch soklových príkrovov jazykovej formy — krakovského a kráľovoholského (Klinec, 1971, Maheľ, 1982, 1982a) a úzkej okrajovej šupinovej rimavickej zóny. Taký prístup k veporickému kryštaliniku a k jeho členeniu sa od členenia na klasické zóny (ľubietovú, krakovskú, kráľovoholskú a kohútsku), ktoré sú viac-menej autochtónne (Zoubek, 1930; Andrusov, 1968), zásadne odlišuje.

f) Rozčlenenie gemerika do troch štruktúrnych elementov — severogemerickej synklinály, megaantiklinály Volovca a juhoslovenského synklinória (Maheľ, 1953; Maheľ et al., 1967) — sa stalo východiskom pre nové chápanie jeho stavby. Významný medzník pri formovaní náhľadov na štruktúrne členenie najjužnejších zón Karpát znamenalo preukázanie silického príkrovu, rozloženého v nadloží metamorfovaného mezozoika meliatskej jednotky (Kozur — Mock, 1973; Mock, 1978), predtým považovanej za mladšie paleozoikum. To zásadne „skomplikovalo“ vysvetlenie stavby týchto zón, pokladaných za zázemie príkrovov Západných Karpát s postupným prechodom do stredného Maďarského masívu (Matějka — Andrusov, 1931; Andrusov, 1968).

Meliatska jednotka svojím typom triasu, blízkym dinarickému, a viac-menej autochtónnou, resp. paraautochtónnou pozíciou ukazuje, že sa južná hranica geme-

* V severných Vápencových Alpách sú v tejže tektonickej jednotke dávno známe laterálne zámery facií a celých sekvencií bazénových za plytkovodné až rifové, a to dokonca aj pri lunzskom príkrove, takom blízkom nášmu chočskému príkrovu.

rika končí v zóne rožňavského zlomu a na J od neho je už južnejšie pásmo. Ale problematické je postavenie silického príkrovu vzhľadom na jeho trias oberostalpinskeho typu ako v severnom gemeriku. V duchu staršej koncepcie, pri pohľade na trias ako útvar s postupným prechodom do germánskeho na S, do dinarického na J (Andrusov, 1964; Bystrický, 1972, 1973), je silický príkrov mohutným presunom (aspoň 60 km) na J, južnou vetvou gemerického vejára (Andrusov, 1975). Lenže to by bola medzi paleoalpínskymi štruktúrami alpíd rarita. My pristupujeme k triasu ako k útvaru, v ktorom popri priplatformových typoch sú v niektorých zónach aj paraliogeosynklinálne typy (so silne členitou kôrou; Maheľ, 1983) dokonca aj v severnejších, severne od zóny s karpatským keuprom (Mišík et al., 1977). A to umožňuje chápať silický príkrov ako genetickú súčasť tafrogeosynklinály vnútorných Karpát, kryhy s kontinentálnou kôrou. Pri tejto dôležitej dileme rozhodujúcu úlohu zrejme zohrajú štruktúrne prvky. Tie zatiaľ naznačujú, že silický príkrov pochádza z oblasti južne od gemerika, z vnútorných Karpát, teda že sa presunul na S, nie na J. Logickosť takéhoto záveru podopiera aj štruktúrny charakter gemerika.

V koncepcii D. Andrusova je gemerikum jednotným príkrovom s mezozoikom (severogemerickým) nakopeným pri jeho čelnej časti v tzv. galmuskom pásme (Andrusov, 1968, 1975).

V našej koncepcii gemerické paleozoikum buduje prinajmenej tri štruktúrne jednotky: črneľskú, mlynsku a volovskú, odlišné typom paleozoických vulkanitov aj mladšieho paleozoika.

Najsevernejšia, črneľská šupina je koreňovou zónou chočského príkrovu. Mlynská zóna s bazikami a ultrabazikami v staršom paleozoiku a so severogemerickým

kým karbónom a permom predstavuje koreňovú zónu spišského príkrovu (jeho dieľovými príkrovmi sú besnícky, muránsky, Drienka, strážovský a ďalšie vyššie príkrovy). V severogemerickéj zóne má toto mezozoikum (a to aj v Stratenských vrchoch) znaky nie čelnej, ale prikoreňovej časti príkrovu, sčasti koreňovej.

Trefou najmohutnejšou soklovou jednotkou gemerika s kôrou vystuženou granitoidným masívom je na S prevrátená a sčasti nasunutá megaantiklinála Volovca, ktorá vytvára zázemie spišského príkrovu.

g) Synklinóriá, vyčleňované postupne v centrálnom pásme Karpát (Maheľ, 1953, 1964, 1967; Máška — Zoubek, 1960) v zónach nahromadenia mezozoických komplexov, hlavne príkrovov, po preukázaní vejárovitej stavby zvädzali sprvu k autochtónnemu pohľadu na príkrovy. Ale postupne sa synklinóriá ukázali ako význačné štruktúrne formy, svedkovia vlnového pohybu pri presune príkrovov, ako aj formy zvýraznené mezoalpínskym vrásnením. Sú medzičlánkom v dotváraní štruktúrneho plánu centrálnych Karpát medzi paleoalpínskymi jednotkami, zväčša príkrovovými, a následnými paleogénnymi, časnými depresiami.

V centrálnych Karpatoch sú niektoré synklinóriá mimoriadne dôležité (Maheľ et al., 1967) z viacerých hľadísk:

— Zložitý systém synklinálnych prehybov v tatriku medzi megaantiklinálami a jadrovými horstvami predstavuje areály, v ktorých sa nad sebou nakopili príkrovové masy, označované od začiatku tohto storočia ako subatranské a postupne pomenované aj ako spodný subatranský — križňanský príkrov, stredný subatranský — chočský a vrchný subatranský (alebo vyššie príkrovy) — strážovský (nedzovský) časti kmeňového spišského príkrovu. Križňanský príkrov v jeho čelnej časti sprevádza manínsky príkrov.

— Ako ďalší argument možno uviesť, že severné časti synklinória nadväzujú na pribradlovú zónu s mocnejším zastúpením vrchnej kriedy a paleogénu v pribradlovej zóne, výraznejšie sa uplatnili laramské presuny.

Synklinóriá sú prevrášnené. V Strážovských vrchoch je zjavných až deväť párov priebežných antiklinál a synklinál (Maheľ, 1982b). Vo vonkajšej časti (v pribradlovej zóne) ich sprevádzajú severovergentné, v ostatných častiach juhovergentné prešmyky. Naložený charakter paleogénnych kotlín naznačuje laramský vek týchto štruktúr.

Pri južnom okraji tatrika je rozložené hronské synklinórium, charakteristické prítomnosťou tylovej časti krížňanského a chočského príkrovu (Maheľ, 1964). Krížňanský príkrov v tejto jeho príkrovovej časti čiastočne postihla metamorfóza a jeho šupiny vystupujú južnejšie — čiastkové príkrovy z pristroženického svahu. V hronskom synklinóriu je chočský príkrov osobitne mohutný vďaka zastúpeniu jeho podstavcovej časti, budovanej melafýrovou „sériou“. Analogické je aj vážecské synklinórium (Maheľ et al., 1967), rozložené severne od kráľovohoľskej (veporikom budovanej) časti Nízkych Tatier. Horehronská paleogénna panva smeru VSV—ZJZ zvierá s osou synklinoriálnej hronsko-vážeckej refaze smeru JZ—SV uhol cca 40°. Táto divergencia kriedovej a paleogénnej štruktúry dokladá stáčanie, výrazné pootočenie osi mladších štruktúr, ale aj príslušnosť synklinórií vyplnených mezozoikom do staršieho štruktúrneho plánu, ako je horehronský paleogén (vrchný lutét — priabón).

Ďalšiu refaz predstavujú synklinóriá rozložené pri muránskej línii, a to tuhárske a synklinórium Muránskej plošiny (Maheľ et al., 1967). V prvom sú nakopené šupiny mezozoika struženického obalu južného veporika a menšie kryhy gemeric-

kého paleozoika, v druhom je struženické mezozoikum a mocné masy muránskeho príkrovu.

Vejárovitá zostava šupín, odkrytá v tuhárskom synklinóriu, prezrádza výrazné, azda laramské dvojstranné stlačenie (Plašienka, 1983).

Cez úzke švermovské hrdlo synklinórium Muránskej plošiny nadväzuje na synklinórium Slovenského raja, vyplnené sčasti metamorfovaným struženickým mezozoikom, ale hlavne mocnými masami besníckeho príkrovu, rozčleneného do šupín zoradených do vejára plocho roztvoreného k vonkajšku. Vernársky príkrov buduje severovergentné krídlo vejára (Maheľ, 1957).

Smerom na V nadväzuje synklinórium Slovenského raja na synklinálny prehyb Galmusa, kde severogemerické mezozoikum sprevádzajú v podloží mocné komplexy gemerickeho paleozoika prekrývajúce južné časti veporika. Východnejšie severogemerická synklinála vykazuje typický hlbinný štýl, charakteristický úklonom všetkých štruktúrnych elementov na J — vrásových krídiel, prešmykov aj plôch s_2 bridličnatosti.

Refaz synklinórií založených na veporskom kryštalickom podklade má oblúkovitý ohyb. Smerom na V možno zaznamenať postupné približovanie osi synklinórií k južným okrajom veporika a postupné priberanie starších členov v jednotlivých čiastkových dieloch spišského príkrovu, muránskeho a besníckeho dielového príkrovu a približovanie sa ku koreňovej zóne kmeňového príkrovu.

Rozsiahle synklinórium s povrchnokriedovými prešmykmi, v severnej časti smerom na S, v južnej na J, predstavuje aj Slovenský kras, budovaný meliatskou jednotkou a silickým príkrovom.

Synklinóriá sú zrejme štruktúrnymi formami vytvorenými vlnovými, a to už paleoalpínskymi pohybmi. Zúčastňujú sa na

rozložení príkrovových jednotiek a na ich štruktúrnej členitosti a zohrali významnú úlohu pri formovaní štruktúrnej členitosti Západných Karpát, ale hlavne pri dotváraní štruktúrneho plánu za laramského vrásnenia. Vejárovitá stavba ich výplne je výsledkom tohto vrásnenia v podstatnej časti centrálnych aj vnútorných Karpát.

h) Zlomy sa ako výrazný činiteľ členitosti Západných Karpát dostávajú do podvedomia našich geológov až v ostatných dvoch desaťročiach, aj keď je dávno známe, že morfoštruktúrna členitosť Západných Karpát je spätá s hojnosťou zlomov. Rozlámanosť na bloky väčšieho aj menšieho rozsahu preukazujú aj geofyzikálne výskumy (Fusán — Ibrmajer — Plančár, 1979). Pri poloblúkovitom tváre Západných Karpát mala dôležitú úlohu smerová rozmanitosť zlomov s dvoma základnými párovými — SV a JZ, S—J a V—Z a im blízkymi systémami. Zlomová tektonika sa v starších koncepciách spájala s najmladším neskorogeosynklinálnym neogénnym štádiom geosynklinály. Až „generáلكové“ obdobie prinieslo rad poznatkov poukazujúcich na významnú úlohu zlomov aj v starších obdobiach (Maheľ et al., 1967). A tak do konca šesťdesiatych rokov možno datovať zvýšenú pozornosť zlomovej tektonike v predneogénnych útvaroch (o tejto problematike boli dve tektonické konferencie; roku 1967 a 1970; Maheľ, edit., 1969, 1971).

Zlomy sa ukázali ako dôležité činitele usmerňujúce členitosť, a tým aj vývin geosynklinály a boli aj významnými doplnkovými elementmi starších štruktúrnych plánov. A to sa týka nielen jadrových horstiev tatrika, kde zlomy oddeľujú bloky odlišnej stavby a spôsobujú dvojdielnosť horstiev, napr. hrádocký v Považskom Inovci, skýcovský v Tríbeči, strečniansky v Malej Fatre, mýtnanský vo Veporských vrchoch, ale aj smolnícky vo Voloňských vrchoch (Snopko et al., 1969).

Viaceré zlomy v centrálnych Karpatoch, ktoré oddeľujú od seba jadrové horstvá s odlišnou stavbou, majú transkarpatský rozsah. Takým je jastrabský (Maheľ, 1971; Fusán et al., 1979), revúcky (Kubíny, 1969; Maheľ, 1969, 1971) a sčasti aj hornádske zlomový systém. Základ týchto zlomov najpravdepodobnejšie súvisí s formovaním počiatočnej oblúkovitej formy karpatskej geosynklinály. Je preukázané, že sa v jure v členení sedimentačného priestoru vunkajšieho okraja geosynklinály v stykovej zóne s Českým masívom výraznejšie uplatňovali zlomy smeru JZ—SV (Wessely, 1975; Eliáš, 1979).

Viaceré systémy zlomov sa pri zakladaní včasných depresí uplatňovali už od eocénu. Štúdium prúdových prvkov (Marchalko, 1975) v centrálnokarpatskom flyši dokázalo uplatnenie sa systémov severovýchodných a severozápadných zlomov, a to v Liptovskej kotline, v Levočských vrchoch a v Šarišskej vrchovine už počas paleogénu. Na križovaní dvoch smerových systémov sa vytvorili depresie s najväčšou akumuláciou flyšových sedimentov.

Význam zlomov, a to pozdĺžnych, pri utváraní staršieho štruktúrneho plánu preukázalo štúdium stavby synklinórií v Slovenskom raji (Maheľ, 1957) a tuhárskeho synklinória (Plašienka, 1983). Ide zväčša o laramské prešmyky, ktoré utínajú a štruktúrne dotvárajú pozdĺžne vrásové štruktúry. Ich priebeh je často súbežný s priebehom paleoalpínskych jednotiek, príp. s nimi zvierajú menší uhol (10—30°). Známe sú aj zo Strážovských vrchov a zúčastňujú sa aj na štruktúrnej členitosti silického príkrovu v Slovenskom krase.

Azda laramský vek treba pripísať aj niektorým okrajovým zlomom pri severnom okraji kryštálických jadier. Zdvihy pozdĺž nich sa zúčastňovali na dotváraní štruktúrneho charakteru obalových jednotiek.

Dynamickejšie aspekty v pohľade na utváranie štruktúrneho plánu viedli k hodnoteniu zlomov hlbšieho založenia ako dráh možných posunov blokov a ich rotácie (Grecula — Roth, 1978). Do úvahy prichádzajú posuny pozdĺž margecianskej línie (Roth, 1969, 1977) a zlomových systémov na rozhraní vonkajších centrálnych Karpát. Na pozdĺžnych zlomoch, ktoré sledujú severný okraj bradlového pásma, nastali posuny kompenzujúce efekty rotácie, premiestňovania centrálnych Karpát k vonkajšku a formovania oblúka Karpát. Podľa K. Birkenmajera (1976) sú zviazané so sávkou fázou.

Výraznejšie posuny späť s rotáciou blokov sprevádzané znakmi kompresnej tektoniky sú zjavné aj na viacerých priečnych zlomoch smeru S—J a SZ—JV, a to aj starších ako neogénnych, napr. na diviackom zlome Strážovských vrchov (Maheľ, 1982).

Osobitný význam v štruktúrnem pláne Západných Karpát pripisujeme sigmoidálnemu (Maheľ, 1975, 1983; Varga, 1971) vysunutiu blokov gemerika pozdĺž štítneho zlomu smeru SSZ—JJV. Presun príkrovových más ako jeden z prejavov skracovania bol tu zrejme sprevádzaný aj posunom. A keďže ten sprevádza priečne orientovaná nižnoslanská depresia s kanálom „ťažkej“ kôry, zrejme ide o kombináciu pripovrchového prejavu skrátenia kôry s hlbinnými. Najvýraznejšie horizontálne pohyby aj s rotáciou sú, pochopiteľne, na styku subdukovaného oceanického trogu váhika s tatrikom, rozčleneným na bloky uplatňujúce sa aj ako viac-menej samostatné telesá.

Hojnosť zlomov, sprevádzaná morfoštruktúrnou členitosťou s kotlinami a neovulkanitmi, je zrejme v genetickej spätosti s poloblúkovitou formou Západných Karpát, čiastočnej aj s rejuvenizáciou maďarského bloku v ich zázemí. A to sa

týka nielen neogénnych zlomov.

Znaky poloblúkovitej formy sú však už v paleoalpínskom pláne a ich základ tkvie zrejme už v prealpínskej členitosti kôry. A tá sa odrazila v istých „nepravidelnostiach“ lokálnej zonálnosti mezozoickej geosynklinály a stavby. Vďaka rozsegmentovaniu alpíd sú najvýraznejšie „odchýlky“ v koncových blokoch. V juhozápadnom rohu Západných Karpát, známom aj ako Devínske Karpaty (Maheľ, 1983), súvisia do značnej miery s účinkami iných faktorov, medzi nimi aj priečne orientovaných zlomov. A to sa týka nie iba založenia viedenskej panvy v spodnom miocéne, ale aj prítomnosti mocnejšieho komplexu molasoidov v ždánickej jednotke (Maheľ, 1983).

Aj osobitosti vo východoslovenskom bloku východne od hornádskeho zlomu v tzv. Zemplínskych Karpatoch súvisia s faktormi vrátane hlbinných zlomov priečne orientovaných na priebeh karpatského systému. Zlomy chápeme ako prejav vertikálnej zložky vlnových pohybov. Viaceré mali dôležitú úlohu pri utváraní paleoalpínskeho a mezoalpínskeho štruktúrneho plánu. Zúčastňujú sa aj ako posuny blokov. Značná časť zlomov geotektonicky súvisí s vytváraním oblúkovitej formy Karpát.

ch) Rozdiely medzi starou a novou koncepciou vývoja a stavby Západných Karpát sú azda najvýraznejšie pri porovnaní paleogeografických obrázkov znázorňujúcich predstavy o vývine geosynklinály v období mezozoika, sčasti aj paleogénu, teda v zmenách paleogeografického modelu.

Kvalitatívne rozdiely sú aj v chápaní vývoja, príčinných súvislostí a väzieb.

Základom staršej koncepcie sú sčasti základné paleogeografické zóny globálnejšieho rozsahu, ale hlavne lokálne paleogeografické činitele (obr. 1, 2). V novej syntéze povýšenia významu globálnych

borom facií či tektonogrupám, takým, ako sú geotektonické typy flyšu, resp. takým, čo nás vedú k rozlíšeniu viacerých typov trogov, prahov a pod.

α) Takéto prístupy smerujú k názoru na rozloženie mladopaleozoických žlabov, spravidla geneticky viazaných na zóny „ťažkej“ kôry, ako sú (obr. 3):

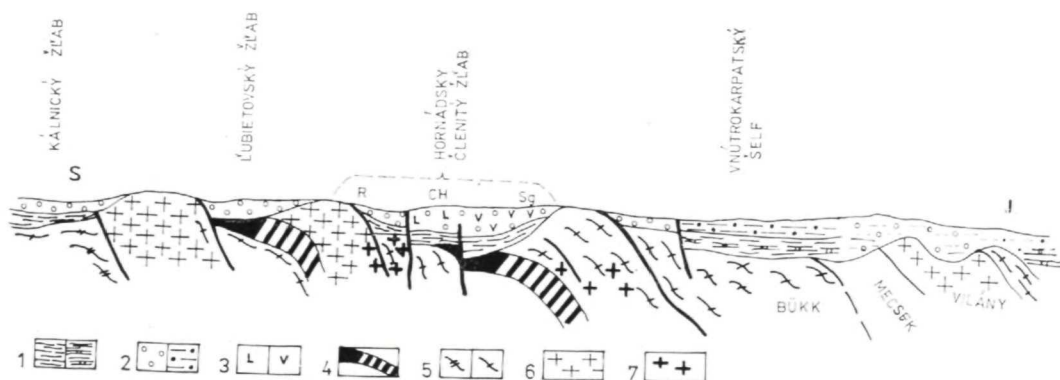
— vnútrokarpatský s permom, zväčša morským,

— hornádsky, so silne vulkanogénnym permom (členený severogemerický s kremíťmi porfýrmi a chočský s melafýrmi), a viac-menej priebežný charakter pripisujeme aj tribečko-starohorsko-lubietovskému permu (Vozárová — Vozár, 1981). Aj žlab pri severnom okraji tatrika (kálnický) mal pravdepodobne väčší rozsah. Predpokladáme jeho prepojenie nielen s permom „antiklinály“ Kozla v Malej Fatre, ale pri novom pohľade na vzťah

Českého masívu a Karpát je oveľa pravdepodobnejšia jeho spojitosť s ostravským karbónom.

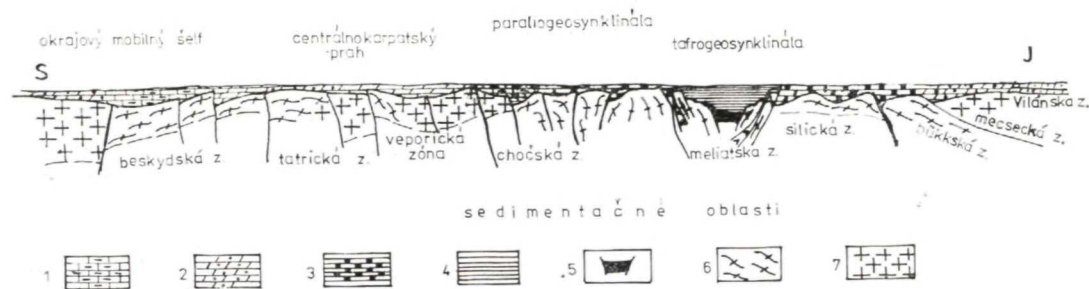
β) Členitosť kôry sa ešte výraznejšie odráža v triase so zónami paraliogeosynklinálneho až tafrogeosynklinálneho typu (s členitosťou hrubšou a tenšou, miestami paraoceanickou až oceanickou kôrou), a to nielen v južných, hercýnskych vrásnení menej stabilizovaných oblastiach (Maheľ, 1978, 1983), ale aj v areáli vonkajších Karpát (obr. 4, 5). Predstava o kváziplatformovom type triasu s postupným prechodom od germánskeho typu na S k dinaridnému na J (Andrusov, 1964; Bystrický, 1972; obr. 1a, b) je príliš poplatná obdobiu uprednostňovania paleogeografickému prístupu pred paleotektonickým.

γ) Priebežné jursko-spodnokriedové typy s tenšou kontinentálnou kôrou a oceanický trog sa viažu na zóny „ťažkej“ kôry.



Obr. 3. Paleotektonické elementy koncom paleozoika v západokarpatskom segmente alpid (Maheľ, 1983). 1 — karbón: a) kontinentálno-plytkomorský, b) morský, 2 — perm: a) kontinentálno-lagunárny, b) morský, 3 — mocnejšie telesá: a) bázik, b) kyslých vulkanitov, 4 — oceanická kôra: a) subdukovaná, 5—6 — kryštalické podložie: 5 — „ťažšej“ kôry, 6 — „ľahšej“ kôry (s telesami granitoidov), 7 — neskorohercýnske granity; zóny permo-karbónu: R — rimavické (juhoveporické), Ch — chočská, Sg — severogemerická

Fig. 3. Paleotectonic elements of the West Carpathian segment of the Alpides towards the end of the Palaeozoic (Maheľ 1983). 1 — Carboniferous, a) continental-shallow marine, b) marine, 2 — Permian, a) continental-lagoon, b) marine, 3 — major bodies of a) basites, b) acid volcanics, 4 — oceanic crust a) subducted, 5—6 — crystalline basement, 5 — „heavier“ crust, 6 — „lighter“ crust (with granitoid bodies), 7 — late Hercynian granites, Permo-Carboniferous zones: R — Rimavica (South Veporic), Ch — Choč, Sg — North Veporic



Obr. 4. Rozloženie paleotektonických elementov západokarpatskej geosynklinály v období stredného a vrchného triasu (Maheľ, 1982). 1 — karbonáty — častejšie bazénového typu, 2 — plytkovodné karbonáty: hojné dolomity a keupersko-centrálnokarpatský typ, 3 — plytkovodné organogénne a bazénové karbonáty — austroalpínsky typ, 4 — hlbokovodné karbonáty a ofiolitoidné sekvencie, 5 — oceánický typ kôry, 6 — podklad ťažšej kôry, 7 — podklad ľahšej kôry

Fig. 4. Distribution of palaeotectonic elements of the West Carpathian geosyncline in the Middle and Late Triassic (Maheľ 1982). 1 — Carbonates, usually of basin type, 2 — shallow-water carbonates, abundant dolomites and the Keuper-Central Carpathian type, 3 — shallow-water organogenic and basin carbonates — Austroalpine type, 4 — deep-water carbonates and ophiolite sequences, 5 — oceanic crust, 6 — heavy-crust basement, 7 — lighter-crust basement

Väzba zliechovského trogu na pásma „ťažšej“ kôry severného veporika je názorná (obr. 6, 7). Preto neprekvapuje preukazovanie sekvencií s hlbokovodnými členmi jury, signalizované z Bukových hôr a priľahlých oblastí vnútorných Karpát. Veľ všeobecná oceanizácia zastihla aj okraje maďarského masívu (Mecsek). Pravdepodobne väčší rozsah cetechovickej priehlbieniny (trogu) vo vonkajších Karpatoch a charakter flyšovej geosynklinály nás vedie k predpokladu o ťažšom type kôry v ich pôvodnom podloží.

Do rámca paleotektonickej členitosti jursko-spodnokriedovej geosynklinály prirodzene zapadá oceanický trog váhika, rozložený južne od členitého pieninského ostrovného pásma — oravika (Maheľ, 1981). Tým sa stáva pochopiteľnou početnosť drobných teliesok augititov, pikritov či limburgitov, roztrúsených hlavne v mladších (od titónu po alb) členoch tatrika križňanského aj manínskeho príkrovu, spájaných geneticky s podkôrovým diapírom (Bajaník et al., 1981; Hovorka, 1983). Ten zrejme sprevádzal trog váhika,

a to tak pri jeho vnútornom, ako aj vonkajšom okraji (těšinitý vo flyšovom pásme).

θ) Spájanie flyšu s predstavbou paleotektonického plánu umocnene platí o Západných Karpatoch, s ich veľkým rozsahom flyšových tektonogrup, faciálnou pestrosťou, ale najmä s paleotektonickou odlišnosťou. Názorná je priestorová a časová nadväznosť odlišných paleotektonických typov flyšu (obr. 8, 9).

Na S je flyšová geosynklinála s radom osobitostí, akými sú: široký stratigrafický rozsah flyšu od titónu po eger; pestrý súbor flyšových sekvencií aj flyšových tektonogrup; trojštadiálnosť vývinu (predflyš, vrcholový flyš, neskorý flyš až flyšoid); členitosť na trogy oddelené kordilérami; sústava viac-menej pasívnych pripovrchových príkrovov. Navyše vykazuje širšie väzby na alpínsky geosynklinálny systém. Paraoceanický typ kôry (Šikora, 1978; Roth, 1980) s ultrabáziami těšinitý) alkalického trendu v spodnej kriede, a to i pri jej vnútornom okraji (Eliš, 1979) naznačujú väzby na súbežný oceanický

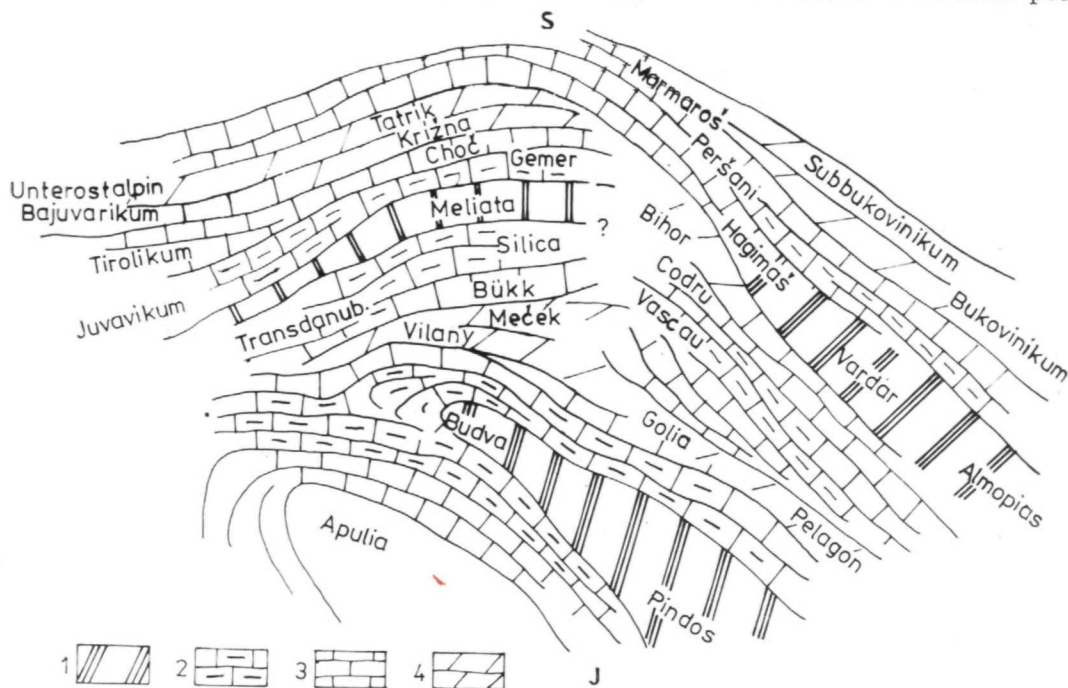
trog váhika. Aj laterálne nadväzuje na flyšové pásma, zaraďované tak v Alpách (Hesse — Butt — Prey, 1976; Oberhauser, 1968), ako aj vo Východných Karpatoch (Săndulescu, 1973) medzi zóny s para-oceanickým typom kôry v sprievode oceanických trogov (obr. 10).

Predstaviteľom hlbokovodného trogu je klapský príkrov, budovaný heterogénnym flyšom s hojnejším wildflyšom a sklzo-vými telesami (od albu; Maheľ, 1974) a obliakovým materiálom z novotvorenej kôry, vrátane glaukofanických hornín s hojnosťou chrómspinelov (Mišík, 1978). Táto flyšová jednotka (alb — mástricht) z rozhrania vonkajších a centrálnych

Karpát je dedičkou oceanického trogu váhika, usmerňovateľa ďalšieho vývoja hlavne v jej zázemí.

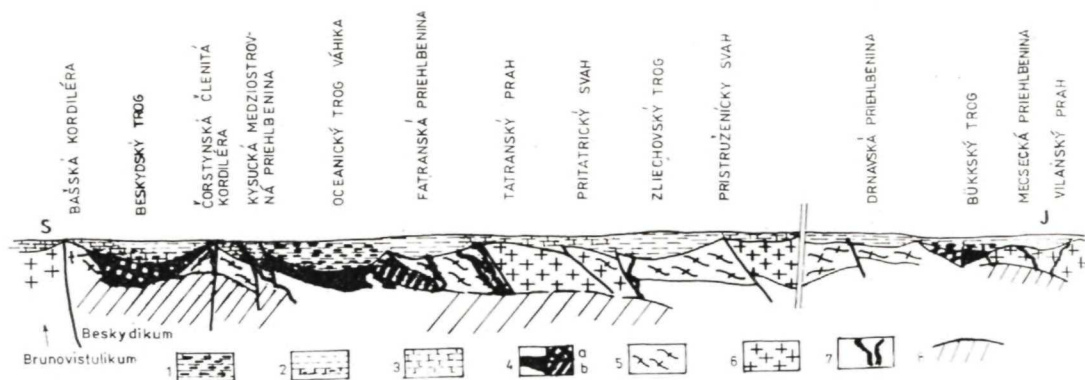
Geneticky so subdukciou oceanického trogu spájame južnejšie rozloženú:

- Pribradlovú zónu (koňak — spodný oligocén) s viaccyklickým vývojom flyšových sekvencií v nadloží čelných častí subtransných príkrovov, štruktúrne včlenených vo forme vyššej štruktúrnej etáže.
- Neskorší, južnejší členitý neskorý tylový prehyb podhoľného flyšu (Birkenmajer, 1976), vytvorený po dlhodobejšom období zvihu, s tvorbou molasy na konsolidovanom členitom pod-



Obr. 5. Paleogeografická skica stredného a vrchného triasu Karpát a priľahlých oblastí (Maheľ, 1983). 1 — trogy tafrogeosynklinálneho typu sčasti s oceanickou, sčasti s tenkou kontinentálnou kôrou, 2 — trogy s tenkou členitou kontinentálnou kôrou, 3 — zóny s austroalpínskym typom kôry s častejšími bazénmi, 4 — zóny kontinentálnej kôry stabilnejších blokov

Fig. 5. Palaeogeographic sketch of the Middle and Upper Triassic of the Carpathians and adjacent areas (Maheľ 1983). 1 — Zones of taphrogeosynclinal type, partly with oceanic crust and partly with thin continental crust, 2 — paraliogeosynclinal zones with diversified continental crust, 3 — zones with Austroalpine Triassic and more frequent basins, 4 — zones of thicker continental crust of more stable blocks



Obr. 6. Schéma rozloženia paleotektonických elementov v západokarpatskej geosynklinále v období jury a spodnej kriedy (Maheľ, 1983). 1 — ofiolitová a ofiolitoidná suita, 2 — hlbokovodné sedimenty (prevažne slieňovce a rádiolarity), 3 — plytkovodné karbonáty, 4 — oceánická kôra; a) paraoceánická, 5 — podklad ťažšej kôry, 6 — podklad ľahšej kôry, 7 — výstupné cesty vulkanitov, 8 — magmatický diapír

Fig. 6. Distributions of palaeotectonic elements in the West Carpathian geosyncline in the Jurassic and Early Cretaceous (Maheľ 1983). 1 — Ophiolitic and ophiolitic suite, 2 — deep-water sediments (predominantly marlstones and radiolarites), 3 — shallow-water carbonates, 4 — oceanic crust, a) para-oceanic, 5 — heavy-crust basement, 6 — lighter-crust basement, 7 — paths of volcanic ascent, 8 — magmatic diapir

loží usmernenom už funkciou viacerých systémov zlomov. Mocný nezvrásnený flyš (stredný eocén — spodný oligocén) je prejavom omladzovania v dôsledku podkôrových pohybov. V štruktúrnom ohľade ide o prekryvanie depresií a prehybu.

ε) Vývoj vnútorných a centrálnych Západných Karpát od oligocénu na jednej strane silne ovplyvnila rejuvenizácia maďarského bloku, na druhej strane prejavy alternácie so základmi a posun s komplexnými pohybmi vo vonkajších zónach Karpát (Maheľ, 1974).

Pri pohľade na vývoj karpatskej geosynklinály (porovnaj obr. 4—9) počítame s výraznejšími zmenami paleogeografického obrazu, ale aj rozsahu paleotektonických elementov medzi triasom a jurou a medzi spodnou a strednou kriedou, ako aj so zmenami čiastkových elementov geosynklinály (Maheľ, 1978; Mišík, 1978). Dokonca sa predpokladajú presuny počas

sedimentácie strednokriedového flyšu, čiže tzv. nesené sedimentačné priestory (Marschalko, 1978). Výsledkom skracovania kôry počas sedimentácie začiatkom albu je napr. priblíženie križňanského a manínskeho sedimentačného priestoru k severnejším jednotkám (Maheľ, 1979).

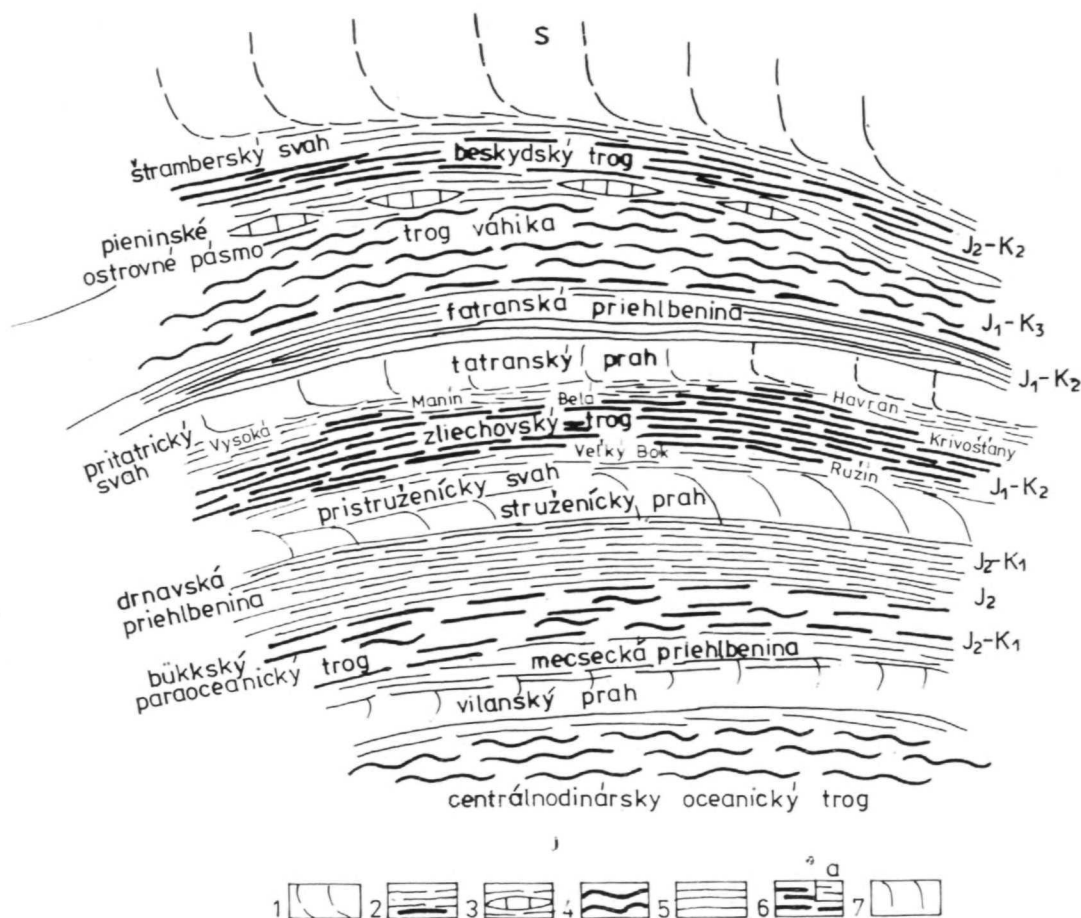
κ) Zmeny v štruktúrnom modeli Západných Karpát a v prístupe k hodnoteniu stavby nie sú o nič menšie ako v paleotektonickom a vývojovom modeli (porovnaj obr. 10, 11, 12), ale zastiera ich potvrdenie, ba zvýraznenie piliera staršej koncepcie príkrovov ako hlavnej štruktúrnej formy. Lenže to je iba východisková premisa, analogická, ako je paleogeografická zonálnosť. Tie treba pokladať za súčasť základného fondu predchádzajúcich koncepcií, z ktorých musí každá nová koncepcia vychádzať a ďalej sa rozvíjať súbormi nových poznatkov aj východísk. Za také, ktoré kvalitatívne menia štruktúrny obraz a oprávňujú hovoriť o novej

koncepcii stavby, považujeme:

- zmeny v posudzovaní veku a prejavov jednotlivých období a fáz vrásnenia,
- iný vzťah k zázemiu a osobitosti stavby vnútorných Karpát,
- úlohu kryštalinického podkladu pri

formovaní štruktúrneho obrazu centrálnych Karpát a pri členitosti ich príkrovovej stavby,

- komplexnejší pohľad na stavbu centrálnych Karpát,
- zásadné zmeny v štruktúrnom obraze



Obr. 7. Paleotektonická skica západokarpatskej geosynklinály v období jury a spodnej kriedy (Maheľ, 1983). 1 — okraj karpatskej geosynklinály, 2 — okrajové prehľbeniny, 3 — ostrovné pásmo, 4 — trogy s oceánickým typom kôry, 5 — bazén medzi oceánickým trogom so sprievodnými ostrovmi a intraoceánickým prahom, 6 — hlbokodný trog na kontinentálnej kôre: a) okrajové svahy, 7 — intraoceánické prahy

Fig. 7. Palaeotectonic sketch of the West Carpathian geosyncline in the Jurassic and Early Cretaceous (Maheľ 1983). 1 — Margin of the Carpathian geosyncline, 2 — marginal depression, 3 — island zone, 4 — troughs with oceanic crust, 5 — basin between oceanic trough with accompanying islands and the intraoceanic swell, 6 — deep-water trough on continental crust, a) marginal slopes, 7 — intraoceanic swells



Obr. 8. Schéma rozloženia geotektonických elementov flyšového štádia (K_3 — Pg_3) západokarpatskej geosynklinály (Maheľ, 1982). 1 — flyš: a) heterogénny s exotickým vulkanogénnym materiálom, b) bazálne zlepence (molassové štádium), 2 — paraoceanický flyš, 3 — prevažne couche-rouge, 4 — oceánická kôra: a) subdukovaná v prvom štádiu, 5 — paraoceanická kôra, 6 — subtatranské prikrovy, 7 — kryštalické podložie s bázikami („ťažší“ typ kôry), 8 — kryštalické podložie s granitoidnými masami (ľahší typ kôry)

Fig. 8. Scheme showing the distribution of palaeotectonic elements of the Flysch stage (Maheľ 1983). 1 — Flysch: a) wildflysch with slump bodies, b) basal conglomerates, 2 — subflysch, 3 — couches-rouges, 4 — oceanic crust a) subducted in the Middle Cretaceous, b) during the Palaeogene, 5 — para-oceanic crust, 6 — Subattractive nappes, 7 — basement with heavy crust, 8 — basement with lighter crust

stykovej zóny centrálnych a vonkajších Karpát a v pohľade na postavenie bradlového pásma,

- výraznejšiu kategorizáciu tektonických elementov, genetickú klasifikáciu prikrovov v závislosti od rozdielných typov skrakovania kôry.

Týmito východiskami sa naša koncepcia výrazne odlišuje nielen od staršej koncepcie (Matějka — Andrusov, 1931; Andrusov, 1942, 1968), ale aj od upravenej a o nové poznatky sa opierajúcej koncepcie (Andrusov, 1975; Biely — Fusán, 1978).

α) Popri prvoradom význame strednokriedového vrásnenia (paleoalpínskeho) v centrálnych a sčasti aj vo vnútorných Karpatoch a neoalpínskeho vo vonkajších Karpatoch osobitnú úlohu pri tvorbe štruktúrnych elementov hlavne vo vnútor-

ných Karpatoch pripisujeme kimerskému vrásneniu. Paleoalpínske vrásnenie chápeme ako viacfázové a väčší význam ako doteraz pripisujeme aj mezoalpínske-
mu vrásneniu.

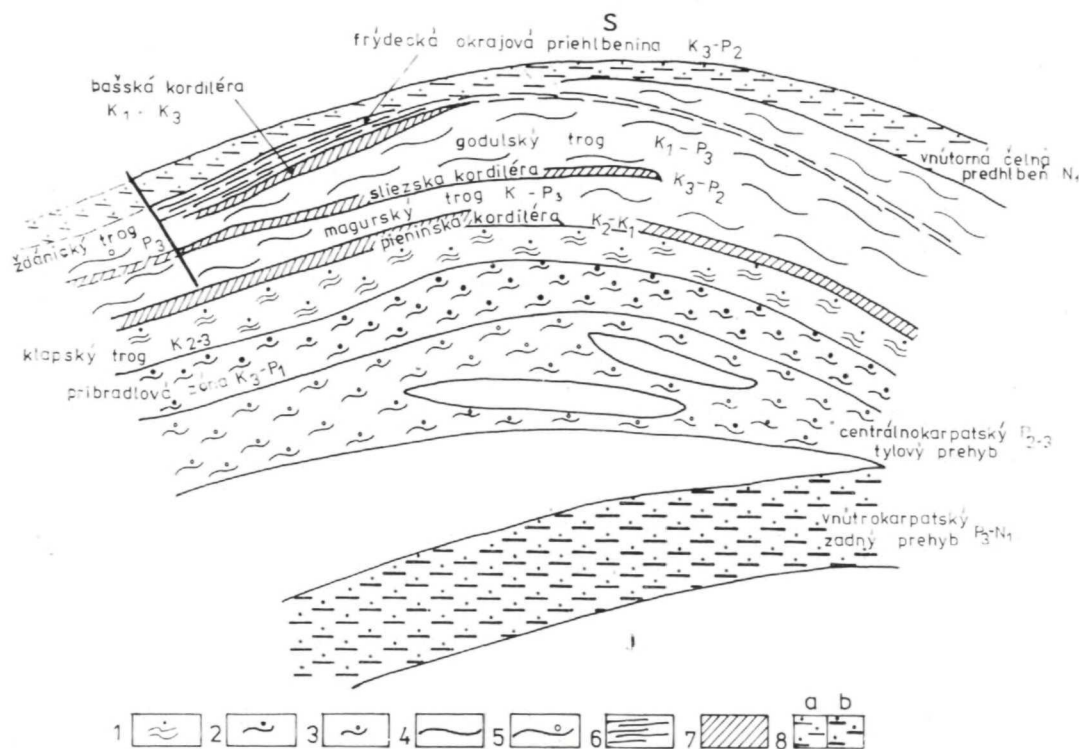
Za kimerskú, paleoalpínsky dotváranú pokladáme skupinu meliatskych jednotiek, silický prikrov a jednotky bukovi-
ka. Nedostatok triasových členov v oraviku, v jednotkách beskydika a jurských jednotkách (až do titónu), ale zato ich častejší podiel volistolitoch a úlomkoch nabáda k úvahe o kimerskom vrásnení v spodnej etáži stavby vonkajších Karpát.

Paleoalpínske vrásnenie sa začalo už v spodnej kriede a je doložené aj rádiometricky z metamorfítov (K/Ar) veporie-
kého kryštalinika (106—107 mil. r.; ba-

rém — hoteriv; Kantor, 1960). Významné skrátenie centrálneokarpatskej geosynklinály s prestavbou paleotektonického a paleogeografického plánu sa odohralo začiatkom albu (manínska fáza). S ním spájame aj nástup intenzívnejšej subdukcie váhika. V starších fázach paleoalpínskeho vrásnenia sa sformovali soklové príkrovy v ge-

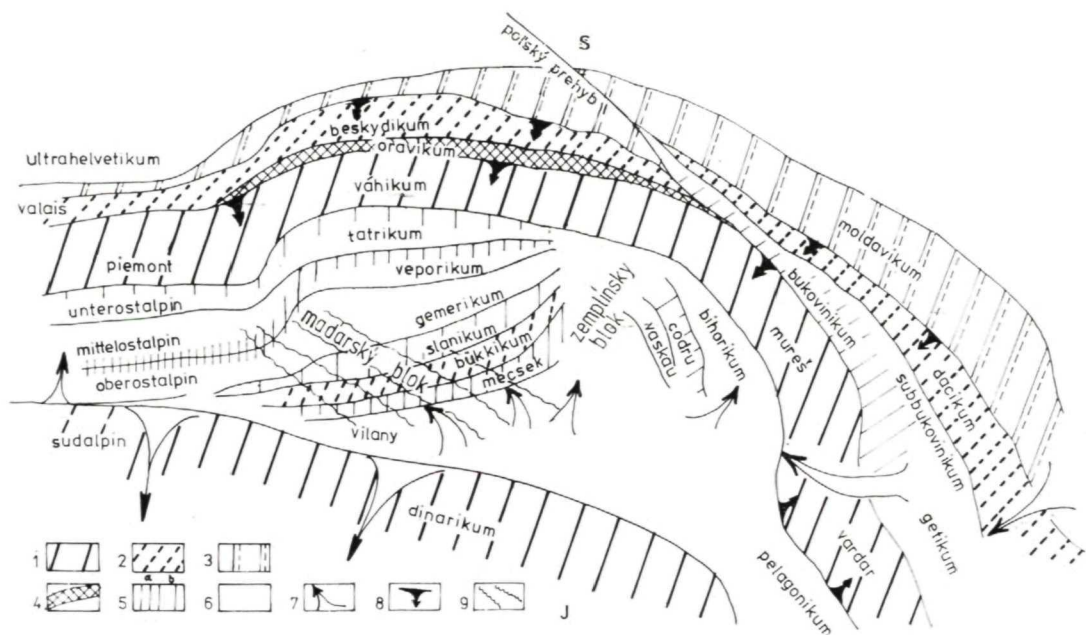
meriku a veporiku a individualizovali sa pripovrchové príkrovy (spišský, chočský, križňanský). Hlavné presuny týchto jednotiek a formovanie príkrovov v tatriku sú postcenomanské.

Mezoalpínske vrásnenie sa vyznačuje výraznou viacvariantnosťou prejavov. Spájame s ním vytvorenie klapského príkro-



Obr. 9. Paleotektonická skica flyšového štádia (Maheľ, 1983) s osobitným zdôraznením sfahovania flyšového trogu južne od pieninskej kordiléry v závislosti od postupu subdukcie oceanickej kôry váhika. 1 — hlbokovodný trog v nadloží oceanickej kôry váhika, 2 — pribradlová zóna s cyklickým rozložením flyšových fácií, 3 — centrálneokarpatský tylový prehyb s včasnými depresiami (podhalského flyšu), 4 — trogy flyšovej geosynklinály, 5 — neskorý flyš s prechodom do flyšoidu, 6 — subflyš, 7 — kordiléry, 8 — šlirové okrajové prehyby; a) čelná predhĺbeň, b) zadný tylový vnútrokarpatský prehyb

Fig. 9. Palaeotectonic sketch of the flysch stage (Maheľ 1983) with special regard to the constriction of the flysch trough S of the Pieniny cordiller above the oceanic crust of the Vahicum, 2 — Peri-klippen zone with cyclic distribution of flysch facies, 3 — Central Carpathian hinterland basin with early depressions (Podhale flysch), 4 — troughs of the flysch geosyncline, 5 — late flysch passing into flyschoid sequence, 6 — subflysch, 7 — cordilleras, 8 — marginal schlier depressions: a) fore-deep, b) Inner Carpathian back-deep



Obr. 10. Paleotektonická skica Karpát a príľahých oblastí v období kriedy (Maheľ, 1983). 1 — trogy s oceánickým typom kôry, 2 — trogy s paraoceánickým typom kôry, 3 — flyšové trogy na kontinentálnej kôre, 4 — členitý ostrovný intraoceánický oblúk, 5 — trogy s tenšou kontinentálnou kôrou, a) priehlbieniny, resp. krátkodobé trogy na kontinentálnej kôre, 6 — intraoceánické pľahy, 7 — smer kompresie, 8 — smer subdukcie kryš oceánickej a paraoceánickej kôry, 9 — oblasť slabšieho postihu alpínskych kompresíí — maďarský blok

Fig. 10. Paleotectonic sketch of West Carpathians and adjacted areas (Cretaceous — Palaeogene) (Maheľ 1983). 1 — Troughs with oceanic crust, 2 — troughs with para-oceanic crust, 3 — flysch troughs on continental crust, 4 — non-uniform intraoceanic island arc, 5 — troughs with thinner continental crust, a) depressions or short-lived troughs on continental crust, 6 — intraoceanic swells, 7 — direction of compression, direction of subduction of the blocks with oceanic and para-oceanic crust types, 9 — Hungarian block, area of weaker Alpine compression

vu, presuny v oraviku a dosúvanie čelových častí tatrika a subtatranských príkrovov, ale najmä osamostatnenie manínskeho príkrovu od krížňanského kmeňového príkrovu, jeho presunutie do bradlového pásma, ale aj dotvorenie štruktúrneho plánu so synklinóriami vejárovitej stavby vo vnútorných a centrálnych Karpatoch a výraznejšie ovplyvnenie sedimentácie vo flyšovej geosynklinále, späté s prestavbou paleogeografického plánu.

β) Záměna predstavy o južných zónach Západných Karpát ako slabo zvrásnenom

zázemí Karpát s postupným prechodom do stredného masívu (Matějka — Andrusov, 1931; Andrusov, 1968) za jedno z troch geotektonických pásiem — vnútorné Karpaty (Maheľ, 1975; Mock, 1978) — patrí medzi najdôležitejšie zásady do štruktúrneho modelu. Také vyčlenenie plne oprávňuje:

— svojský tafrogeosynklinálny typ triasu (založený na iba slabo hercýnsky stabilizovanom podklade),

— už kimerské intenzívnejšie vrásnenie,

— osobitný panónsky oligocén a spodný miocén, ktorý predstavuje prehyb v severnej časti vnútorných Karpát a vnútorný pendant čelovej priehlbne.

Prítomnosť šupín metamorfovaného mezozoika meliatskej jednotky, v čelnej časti navyše s prejavmi vysokotlakovej a nízko-termálnej metamorfózy (glaukofanity; Reichwalder, 1982), je svedectvom o osobitostiach vývoja a stavby rovnako ako prevrášnenie meliatskej jednotky s nemetamorfovanými komplexmi silického príkrovu.

γ) Predmezozoické komplexy sa v starších koncepciách chápali ako pasívne súčasti mezozoických jednotiek. Preukázanie príkrovovej pozície niektorých častí kryštalinika, hlavne veporického (Klinec, 1965), viedlo k vyčleneniu samostatných soklových príkrovov — krakovského a kráľovohoľského. Pod vplyvom globálnej tektoniky sa konštatuje aj prítomnosť hercýnskych príkrovov, hlavne v gemeriku (Grecula — Varga, 1979). V našej koncepcii sa na kryštallický podklad dívame pod zorným uhlom typu kôry, jej členitosti na „ťažšie“ a „ľahšie“ zóny, ako na usmerňovateľa nielen vývoja geosynklinály, ale aj tvorby štruktúrnych elementov. Nový prístup, opretý o typ kôry, vedie nás k záveru o inom rozsahu jednotiek. Krakovský príkrov v našom poňatí zahŕňa bývalú ľubietovskú a krakovskú zónu, ale aj severný okraj kohútskej zóny — sériu muránskych žulorúl; kráľovohoľský príkrov zahŕňa kráľovohoľské pásmo a málinecké subpásmo kohútskej zóny (J. Kamenický in Maheľ et al., 1967) — komplex rúl, migmatitov a granitoidov. Osobitnou je najjužnejšia, rimavická jednotka, vystužená mladšími mladohercýnsko-alpínskymi telesami granitov.

Z toho aspektu aj v gemeriku rozlišujeme tri soklové jednotky: črmeľskú, mlynsku (s ťažkým typom kôry) a volovskú (s mladopaleozoicko-mezozoickým

granitoidným masívom v jadre; obr. 11).

Aj v tatriku nám prichd vyčleniť skupinu vonkajších príkrovových šupín s „ťažším“ typom kôry a vnútornejšiu s granitoidnými masívami.

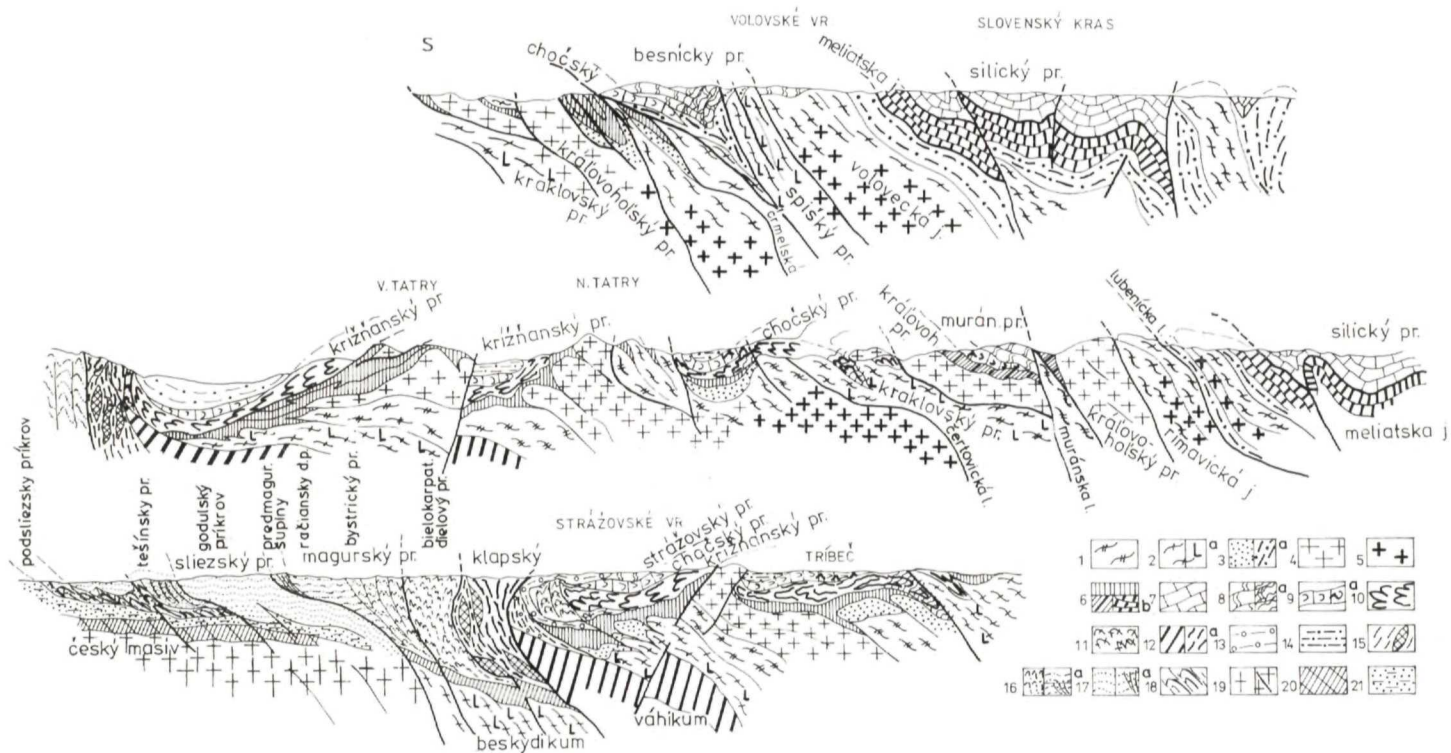
Nový pohľad na genetickú väzbu medzi typom kryštalinického podkladu a paleotektonickým typom mezozoika vedie aj k predstave o užšej štruktúrnej väzbe pripovrchových príkrovov so soklovými jednotkami (obr. 11). Krížňanský príkrov je vzácnou ukážkou prepájania prikoreňových častí krížňanského príkrovu s čelovou časťou krakovského a sčasti aj kráľovohoľského príkrovu (Maheľ, 1963; Plašienka, 1983). Besnícky príkrov (prikoreňová časť spišského príkrovu) je previazaný s mlynským šupinovým pásmom (Maheľ, 1983a). Takýto prístup nás vedie k hľadaniu väzby koreňov chočského príkrovu s črmeľskou šupinou v severnej časti gemerika.

θ) Komplexnejší pohľad na štruktúrny plán sa odráža v ocenení významu synklinórií a zlomov predneogénneho založenia.

Synklinóriá nechápeme ako neoalpínske naložené štruktúry, ale ako súčasť kriedovej stavby, hlavne jej vrchnej etáže. Ich zoradenie do oblúka vo veporiku a gemeriku zachycuje štádium predpaleogénnej formy Západných Karpát, ale poukazuje aj na vlnový pohyb pri skracovaní kôry (Maheľ, 1983).

Zlomy chápeme ako sprievodné elementy a v staršom štruktúrnom pláne (Maheľ, 1969) aj ako cesty pohybu a rotácie blokov hlavne pri utváraní oblúkovitej stavby.

ε) Zásadné zmeny v koncepcii stykovej zóny centrálnych vonkajších Karpát súvisia s vyčlenením váhika, zóny s oceanickým typom kôry, aj keď zväčša subdukovanej so zvyškami v podloží príkrovov tatrika (Maheľ, 1981). Preukazuje ho nezvyčajne veľké skrátenie na rozhraní centrálnych a vonkajších Karpát, nakopenie



viacerých jednotiek budovaných kriedou a paleogénom odlišného vývoja, účasť hornín novotvorenej kôry magmatitov širokej petrografickej škály (Šimová, 1982) a glaukofanických hornín v obliakovom materiáli strednokriedových a vrchnokriedových zlepencov.

Ďalšou závažnou zmenou v novej koncepcii je vyčlenenie klapského príkrovu z rámca pieninských jednotiek — oravika a jeho zaradenie ako pripovrchového príkrovu váhika, a to podľa výrazných odlišností v stavbe. Kým pieninské elementy majú prevažne neflyšové strednokriedové a vrchnokriedové členy, klapský príkrov buduje hlbokovodný flyš veľkej hrúbky, kumulovaný do cyklov a s chaotickými sklzovými telesami (Marschalko, 1978). Od-

lišný je aj štruktúrny charakter klapského príkrovu s náznakmi vejárovitej stavby (Marschalko — Kysela, 1978).

Aj preradenie manínskeho príkrovu z okrajovej zóny pieninika do krížňanského príkrovu znamená zásadnú zmenu nielen vo vývojovom, ale aj štruktúrnom modeli (Maheľ, 1967, 1978).

Uvedené zmeny vrhajú iné svetlo aj na štruktúrne postavenie pieninských bradiel. Nie sú to súvislé, viac-menej rozbité príkrovy, ale súbor súvislejších paleotektonických elementov rozmiestnených vo forme tektonickej melanže bez nadväznosti v hĺbke na zázemie.

Jednotky flyšového pásma nepokladáme za bezkoreňové príkrovy, ale za pripovrchové elementy beskydika (Maheľ, 1982).

Obr. 11. Geologické profily Západných Karpát (schematizované; Maheľ, 1983). 1—4 — predalpínsky podklad: 1 — vyššie metamorfované, prevažne proterozoické komplexy, 2 — staropaleozoické, prevažne slabometamorfované komplexy, a) s hojnými bazikami, 3 — mocnejšie mladopaleozoické komplexy, 4 — granitoidné, prevažne hercýnske telesá, 5 — paleoalpínske, sčasti mladopaleozoické granity, 6 — mezozoický obal, a) metamorfovaný, b) s prejavmi vysokotlakovej metamorfózy, 7—12 — paleoalpínske, prevažne príkrovové jednotky, 7 — silický príkrov, 8 — spišský príkrov, a) prikoreňová časť včítane mladšieho paleozoika, 9 — chočský príkrov (vrásovostrizňný), a) podstavcová časť, 10 — krížňanský vrásový príkrov, a) prikoreňová metamorfovaná časť, 11 — paleo-mezoalpínsky manínsky príkrov, 12 — váhikum prekryté, a) mezoalpínsky klapský príkrov, 13 — mezoalpínska etáž pribradlovej zóny, 14 — centrálnokarpatský neskorotektonický paleogénny flyš, 15 — oravikum paleo-mezoalpínske elementy, a) mezoalpínsky bradlový obal, 16—18 — neoalpínske príkrovy, 16 — magurský, zväčša zakotvený príkrov, a) alochtonná časť, b) v čele nahrnuté šupiny, 17 — godulský príkrov, a) čelové šupiny čiastkového těšínskeho príkrovu, 18 — podslezský príkrov, sčasti rozvalcovaný, 19—21 — karpatské predpolie, 19 — predmezozoický podklad, a) alpínsky prepracovaný, 20 — mezozoický obal, 21 — neogénny obal (predhlbeň).

Fig. 11. Geological sections across the West Carpathians (schematized) (Maheľ 1983). 1—4 — Pre-alpine basement: 1 — higher-grade metamorphics, predominantly of Proterozoic age, 2 — Lower Palaeozoic lowgrade (metamorphics, a) with abundant basites, 3 — thick Upper Palaeozoic complexes, 4 — granitoid bodies, mainly Hercynian, 5 — Palaeo-alpine, partly Upper Palaeozoic granites, 6 — Mesozoic mantle, a) metamorphosed, b) affected by HP metamorphism, 7—12 — Palaeo-alpine, dominantly nappe units, 7 — Silica nappe, 8 — Spiš nappe, a) root part (metamorphosed, including Upper Palaeozoic), 9 — Choč (fold-overthrust) nappe, a) basement, 10 — Krížna fold nappe, a) metamorphosed root part, 11 — Palaeo-Meso-alpine Manín nappe, 12 — covered Vahicum, a) Meso-alpine-Klape nappe, 13 — Meso-alpine stage of the Peri-klippen zone, 14 — Central Carpathian late-tectonic Palaeogene flysch, 15 — Oravicum: Palaeo-Meso-alpine elements, a) Meso-alpine klippe envelope, 16—18 — Neo-alpine nappes: 16 — Magura, for the most part rooted nappe, a) allochthonous part, b) slices cumulated in the front, 17 — Silesian (Godula) nappe, a) frontal slices of the subsidiary Těšín nappe, 18 — Subsilesian nappe, partly rolled-out, 19—21 — Carpathian foreland: 19 — pre-Mesozoic basement, a) reworked during Alpine orogeny, 20 — Mesozoic envelope, 21 — Neogene mantle (foredeep).

Jeho kryštalický podklad, bez rozsiahlejších granitoidných telies s triasovo-jurským obalom, najpravdepodobnejšie vytvára podložie magurského príkrovu východne od lednickej línie (obr. 10).*

Vyčlenenie váhika dáva zmysel takým fenoménom, ako je:

- postupnosť zakladania flyšových trogov ako odraz kolapsu v kôre (v slede klapský trog — pribradlová zóna — tylový prehyb centrálno-karpatského flyšu),
- tektonickej melanži bradlového pásma ako čelného prívěsku zóny intenzívneho skrátenia kôry,
- „pasivita“ príkrovových šupín tatrika, pod ktoré sa subdukcia oceanickej kôry odohrala.

Pokrok v poznatkoch, prirodzene, prináša aj vyčlenenie nových štruktúrnych elementov, ich rozčlenenie na elementy nižšieho radu. Prikladom je vyčlenenie nových jednotiek v rámci krížňanského aj chočského príkrovu, ale aj tatrika. Hlavný prínos vidíme v ujasnení si kategorizácie štruktúrnych elementov. Táto otázka je osobitne aktuálna pri kmeňových aj dielových príkrovoch. Riešením vzťahov medzi polyfáciálnosťou a polyštruktúrnosťou príkrovov, ale aj rozčlenením typov tektonických štýlov (hlavne primárnych a sekundárnych; Maheľ, 1983) naša koncepcia znamená kvalitatívny skok, zmenu morfoštruktúrneho pohľadu na tektonické elementy za genetický so snahou vyjasňovať kinematické aj dynamické podmienky ich vzniku. Vychodí to z bližšieho poznania tektonických štýlov základných jednotiek, rozdielov v type príkrovov, ich členení na soklové aktívne a pasívne príkrovy, pripovrchové vrásové a vrásovostrížne príkrovy a tektonické melanže.**

Nie menší význam má rozlíšenie štruktúrnych deformácií, a tým aj skrakovania kryštalického podkladu na typy:

- gemerický, s regionálnou strižnou kli-

vážou (s_2),

- veporický, s regionálnejším rozsahom procesov retrometamorfných a preteplenia, selektívnou zónovou bridličnatosťou. Ide o hlbinný charakter skrátenia s výraznými metamorfnými účinkami aj v sprievodnom obalovom mezozoiku (aj koreňov vytlačených príkrovov),
- tatrický, so zónami mylonitov bez látkovej prepracovanosti podstatnej časti kryštalinika a s výraznejšími presunmi na rozhraní odlišných typov kôry.

Kvalitatívny prínos novej koncepcie a nástup novej etapy pri chápaní geologickej stavby vidíme v tom, že príkrovy nechápeme iba ako jeden, i keď veľmi výrazný, prejav skrátenia kôry. A štruktúrny plán Západných Karpát je ukážkou niekoľkých typov skrátenia:

- oceanickej kôry váhika so sprievodnou melanžou oravika v čelnej časti a s pasívnymi príkrovovými šupinami v zázemí (v tatrici),
- paraoceanickej kôry flyšovej geosynklinály s pasívnymi pripovrchovými príkrovmi a s jazvovým príkrovom s ve-

* Zakorenenie príkrovu signalizujú aj výskyty neovulkanitov pri Luhačoviciach a severne od Pienin.

** Pripovrchové, vrásové a vrásovostrížne príkrovy sa vytvorili vytlačením zo žlabov, resp. trogov so stenčenou kontinentálnou kôrou. Pri viacetapovom skrakovaní podložia sa v príkrovových masách preskupili horninové komplexy a nakopili mladšie členy v čelových častiach.

Soklové príkrovy sa sformovali v predmezozoickom podloží, zväčša v kryštaliniku, a to v dôsledku podsunov „ťažšej“ kôry pod zóny „ľahšej“ kôry s väčšími granitoidnými telesami.

Pasívne príkrovy sa sformovali v kryštalickom sokli, ale aj v mladšom pokryve podsunom oceanickej, resp. suboceanickej kôry. Presun príkrovov nesprievádzalo vnútorné preskupovanie materiálu, a preto je jeho prevrásnenie minimálne. V čelových častiach (v príkrovoch flyšového pásma) je častejšie nakopenie šupín s prevahou starších členov; mladšie členy sú zväčša v tylovej časti príkrovu.

- járom v tylovej časti (magurský príkrov),
- členitej oceanickej — paraoceanickej a kontinentálnej tafrogeosynklinály vnútorných Karpát s intímnou kombináciou príkrovových šupín metamorfovaného mezozoika s pripovrchovým príkrovom (meliatska jednotka a silický príkrov),
- intrasialické skrátenie kontinentálnej kôry členenej na viaceré pásma „ľahšej“ kôry s granitoidmi vyvrásnenými na jazykové soklové príkrovy (kráľovo-hoľský) a pásma „ťažšej“ kôry s bázikami, intenzívne stlačené na soklové jednotky (krakovský) nadväzujúce na rozsiahle vrásové pripovrchové príkrovy (krížňanský), resp. vrásovostrážné (chočský),
- pásma novotvorených granitoidov formy prevrátených antiklinál — zázemie príkrovových jednotiek (volovská jednotka).

V koncepcii V. Uhliga (1903, 1907) sú tektonické jednotky a napokon aj príkrovy jej základnou náplňou. Koncepcia stavby Karpát spracovaná pri príležitosti prvých troch zjazdov Karpatsko-balkánskej asociácie (Matějka — Andrusov, 1931) a v jej zlepšenej podobe (Andrusov, 1963, 1975) popri príkrovoch ako základnej štruktúrnej forme kladie dôraz na vystihnúť historického sledu formovania stavby. V tom je jej základný prínos. Naša nová koncepcia okrem toho, že rozširuje počet tektonických jednotiek, výrazne prehľbuje historickosť procesov formovania jednotiek, ale jej základný prínos je:

- v kompletnejšom prístupe k hodnoteniu príkrovov ako jednej, aj keď veľmi výraznej, formy skrátenia kôry, ale príkrovov viacerých genetických typov,
- vo zvýraznení väzby medzi pripovrchovými príkrovmi, soklovými príkrovmi a typom kôry,
- v sledovaní odrazu a vplyvu jednotlivých

vých typov skracovania kôry na ďalší vývoj geosynklinály,

- v prechode od štruktúroopisného prístupu ku genetickému, od deterministického postoja k vyjasňovaniu kinematickej a dynamickej stránky vzniku, čiže k presnejšiemu stanovovaniu fyzikálnej podstaty štruktúrnych prvkov.

Napokon prichodí zdôrazniť, že pri novom paleotektonickom a štruktúrnom modeli a pri vyzdvihnutí osobitostí vývoja a stavby Západných Karpát sa vzťahy k susedným segmentom alpid ukazujú v jasnejšej forme.

Tým, že príkrovy pokladáme za najdôležitejšie štruktúrne elementy Západných Karpát (rovnako aj celých alpid), nadväzujeme na predchádzajúce príkrovové koncepcie, pri ktorých sa fyzikálny základ hľadal v kompresných translačných pohyboch. Krížňanský príkrov v Západných Karpatoch (jeden z najtypickejších vrásových príkrovov v európskych alpidách) prekladáním čelnej časti naznačuje vznik v troch etapách vlnovým pohybom. Aj synklinória, v centrálnych a vnútorných Karpatoch syngenetické s presunom príkrovov, hovoria v prospech takého typu pohybov. Nejde nám o modernosť či dokonca módnosť (v ostatnom čase pod vplyvom globálnej tektoniky sú vlnové pohyby objektom pozornosti geológov), ale o to, že vyjadrujú viacozmernosť a úzku nadväznosť horizontálnej a vertikálnej zložky. A to je pri našej koncepcii, ktorej základom je členitosť kôry — a to aj kontinentálnej — na zóny rozličnej hustoty: zóny s väčšími (ľahšími) granitoidmi a zóny s (ťažšími) telesami bázik (Maheľ, 1981), osobitne dôležité. Táto heterogénosť kôry sa uplatňuje pri vlnovej dĺžke a v dôsledku účinku rozdielnej gravitácie v jednotlivých zónach pri výške vln.

Ale nemožno pustiť zo zreteľa časový rozmer pohybov, ich postavenie v orogénnom systéme a s tým súvisiace zmeny ich

intenzity, ale ani zmeny v členitosti a stabilizácii kôry v priebehu historického vývoja. To všetko vplýva na rozdiely v pomere vertikálnej a horizontálnej zložky vlnového pohybu. V obdobiach intenzívnej kompresie počas fáz vrásnenia, navyše pri silne členitej kôre, sa uplatňujú rýchlo prebiehajúce vlny; prejavy horizontálnej zložky sú výraznejšie, vznikajú príkrovy aj vrásové štruktúry. Vertikálna zložka pohybov sa prejavuje aj vznikom disjunktívnych porúch, hlavne posunového charakteru včítane sigmoidálnych ohybov, napr. pri východnom styku veporika a gemerika (Maheľ, 1975, 1981), a pri vzniku priečných zlomov, ktoré sú súčasťou paleoalpínskych štruktúrnych plánov. Lenže aj podsúvanie zón vyššej hustoty kôry pod zóny s „ľahšou“ kôrou, a tým vytváranie zdvojenia kôry treba spájať s uplatňovaním vertikálnej zložky pri vlnovom pohybe umocnenom účinkom gravitácie.

S postupnou konsolidáciou kôry, keď prevahu nadobúdajú pomalé veľkovlnové formy pohybu, sa výraznejšie uplatňujú vertikálne poruchy. Ale ani pri nich nemožno strácať zo zreteľa horizontálnu zložku pripovrchových, ale aj podkôrových pohybov. Medzi druhé treba rátať aj tie, čo sú sprevádzané diapírmami, ktoré sa vo vnútorných centrálnych Karpatoch zúčastňovali na postupnom vytváraní kotlín aj neovulkanitov.

Zdôrazňujeme, že naša koncepcia vývoja a stavby Západných Karpát na rozdiel od starších nevidí zlomové poruchy oddelené od vrásových. Ich vzájomný vzťah a pomer, menlivý v prestore a čase, chápeme ako výsledok globálnych činiteľov, akým je vrásnenie, ale aj činiteľov usmerňujúcich osobitosti jednotlivých segmentov alpíd. A takým je v prvom rade členitosť kôry, ale aj rozloženie maďarského bloku, dlhšie stabilizovaného v tylovej časti západokarpatského segmentu. Ten totiž po-

čas terciéru mal dôležitú úlohu pri priebehu podkôrových vln ako odrazový „múr“ rejuvenizácie vnútornejších oblastí Karpát.

Recenzoval Z. Roth

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1938: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatech. III. Tektonika. *Rozpr. Ústř. úst. geol.*, 9, 135 s.
- Andrusov, D. 1943: Geológia a nerastné suroviny Slovenska. *Slov. vlastiveda I. Bratislava*, s. 1—79.
- Andrusov, D. 1959: Geológia československých Karpát. *Zv. 2. Bratislava, Vyd. SAV*, 376 s.
- Andrusov, D. 1975: Aperçu général sur la géologie des Carpathes occidentales. *Bull. Soc. géol. France* (7), 7, pp. 1029—1062.
- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. *Bratislava, SAV*, 88 S.
- Andrusov, D. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1973: Outline of the structure of the West Carpathians. In: *Congres Carpathian-Balkan Association. Bratislava, GÚDŠ*, pp. 1—47.
- Bajaník, Š. — Reichwalder, P. 1979: Outline of the paleotectonic development of the Gemeric and its relation to adjacent tectonic units. In: *M. Maheľ — P. Reichwalder: Czechoslovak geology and global tectonics. Bratislava, Vda, V, SAV, Bratislava*, pp. 141—154.
- Bajaník, Š. — Hovorka, D. — Miko, O. — Vozár, J. 1981: Predterciérny vulkanizmus Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ*, s. 27—40.
- Balogh, K. 1964: Die geologischen Bildungen des Bükk-gebirges. *Magy. áll. földt. Intéz. Évk.*, 48, 2, S. 555—705.
- Began, A. — Salaj, J. 1978: Nové paleogeografické poznatky vo vrchnej kriede a v paleogéne západného a stredného Slovenska. In: *Paleogeogr. vývoj Z. Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, s. 161—174.
- Beer, M. A. 1983: Karpaty a Dinaridy v mezozoiku, Moskva, Akad. nauk SSSR, *Geotektonika*, s. 58—70.
- Biely, A. 1963: Beitrag zur Kenntniss des inneren Baues der Choč-Einheit. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 28, S. 69—78.
- Biely, A. — Fusán, O. 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subatlantischen Decken. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 42, S. 51—64.

- Biely, A. — Fusán, O. 1978: Očerk alpijského etapu tektonického rozvíjania Západných Karpát. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 69, s. 69.
- Birkenmajer, K. 1965: Outlines of Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 35, pp. 401.
- Birkenmajer, K. 1976: The Carpathian orogen and plate tectonics. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Scz.*, A-21, 101, pp. 43—53.
- Bleahu, M. 1976: Structural position of the Apuseni mountains in the Alpine System. *Rev. roum. Géol., Géogr., Géol.*, 20, pp. 1—19.
- Bystrický, J. 1972: Facies-vertelung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpäten. *Mitt. Gessell. Geol. Bergrb. (Innsbruck)*, 21 Bd, S. 289—310.
- Bystrický, J. 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. In: *Guide to Excursion. D. X. Congr. of KBGA. Bratislava, Geol. Inst. D. Stür.* 137 p. Supplement. 21 p.
- Debelmas, J. — Oberhauser, R. — Sandulescu, M. — Trümpy, R. 1980: L'arc alpine-carpathien en Auboin et al.: Géologie des chaines alpine issues de la Tethys. *Mémoire Bur. Rech. Geol., Min.* 115, Paris, pp. 86—96.
- Eliaš, M. 1979: Notes on the paleogeographic and paleotectonic development of the flysch Carpathians. In: M. Maheľ — P. Reichwalder: *Czechoslovak geology and global tectonics. Bratislava, Veda, VSAV*, pp. 115—140.
- Fusán, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. *Zbor. geol. vied, rad ZK*, 15, 1—173 s.
- Fusán, O. — Ibrmajer, J. — Plančár, J. 1979: Neotectonic Blocks of the West Carpathians. In: *Geodynamic investigations in Czechoslovakia. Bratislava, Veda, VSAV*, pp. 187—192.
- Grecula, P. — Roth, Z. 1978: Kinematický model Západných Karpát v souborném řezu. *Sb. geol. věd, ř. G*, 32, s. 49—73.
- Grecula, P. — Varga, I. 1979: Variscan and Pre-Variscan events in the Western Carpathians represented along a geotransverse. *Mineralia slov.*, 11, pp. 289—297.
- Hesse, R. — Butt, A. 1976: Paleobathymetry of cretaceous turbidite basins of the East Alps, relative to the calcite compensation level. *Geol. (Chicago)*, 84, 5, pp. 505—533.
- Horváth, F. — Vörös, A. 1980: Plate tectonics of the Western Carpatho-pannonian region. In: *Permian of the West Carpathians. Bratislava, GÜDS*, pp. 73—88.
- Hovorka, D. 1983: Ultramafické horniny Západných Karpát, ich genéza a potenciálne nerastné suroviny. [Doktorská dizertačná práca.] (V tlači.)
- Kamenický, J. 1967: In: M. Maheľ et al.: *Regionální geologie ČSR II. Karpaty. Sv. 1, Praha, Ústř. úst. geol.*, s. 50—58.
- Kamenický, J. 1982: Vývoj a podmienky metamorfózy v severozápadnej časti Veporského rudohoria. In: *Metamorfne procesy v Západných Karpatoch. Konferencie a sympóziá. Bratislava, GÜDS*, s. 23—38.
- Kantor, J. 1960: The Cretaceous orogenic processes in the light of geochronological research of the crystalline schists of the Kohút Zone. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 19, pp. 5—26.
- Kantor, J. — Rybár, M. 1978: Radiometrické datovanie vybraných formácií Západných Karpát $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$ veky eruptív z upohlavských zlepcov bradlového pásma (I). *Manuskript — GÜDS Bratislava*.
- Kantor, J. — Rybár, M. 1979: Radiometric ages and polyphysic character of Gemeride granites. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 4, 30, pp. 433—448.
- Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Západné Karpaty*, 6.
- Klinec, A. 1971: Hlavné tektonické elementy východných veporid. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 37, s. 105—109.
- Kozur, H. — Mock, R. 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 24, 2, S. 365—374.
- Kubiny, D. 1969: Hlbinné zlomy Západných Karpát. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 47, s. 45—50.
- Leško, B. — Varga, I. 1980: Alpine elements in the West Carpathians structure and their significance. *Mineralia slov.*, 12, pp. 97—130.
- Maheľ, M. 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. *Geol. zbor. SAV*, 4, 1—2.
- Maheľ, M. 1957: Geológia Stratsenskej hornatiny. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 48, 200 s.
- Maheľ, M. 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 51, s. 5—52.
- Maheľ, M. 1960: Neue Gliederung u. erdgeschichtliche Entwicklung des zentral-karpatischen Mesozoikums. *Ann. Inst. geol. hung.* 49, 1.
- Maheľ, M. 1961: Tektonik der Zentralen Westkarpaten. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 60, S. 11—50.
- Maheľ, M. 1961a: Nové poznatky z niektorých „kľúčových“ území v Strážovskej hornatine. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 21.
- Maheľ, M. 1964: Severogemeridné a hrónské synklinórium v Centrálnych Karpatoch.

- Čas. mineral. geol. (Praha), 9.
- MaheI, M. et al. 1967: Regionální geologie CSSR. Sv. II. Západní Karpaty, Sv. 1. Praha, Ústř. št. geol. v Akademii, V ČSAV. 486 s.
- MaheI, M. 1969: Zlomý a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. *Geol. práce, Spr.* 47 (Bratislava), 47, s. 7—29.
- MaheI, M. 1971: K zlomovej tektonike Západných Karpát vnútorných. *Geol. práce, Spr.* (Bratislava), 57, s. 161—173.
- MaheI, M. 1973: Tectonic map of the Carpathian-Balkan mountain system and adjacent areas. *Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, UNESCO, Kartografia Praha.*
- MaheI, M. et al. 1974: Tectonics of the Carpathian-Balkan System. Explanation of the Tectonic map Carpathian-Balkan mountain system and adjacent areas 1:1 000 000. *Bratislava*, 453 p.
- MaheI, M. 1975: Postavenie gemerika. *Mineralia slov.*, 7, 3, s. 33—52.
- MaheI, M. 1975: Rozlomnaja tektonika Zapadnych Karpat. In: *Proceedings of the Xth Congress CBGA. Sec. III. Tectonic, Bratislava, GÜDS.*
- MaheI, M. 1978: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. *Západné Karpaty, Geol. (Bratislava)*, 4, 165 p.
- MaheI, M. 1978a: Manin tectonic unit; relation in the Klippen Belt and Central West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 29, 2, pp. 197—214.
- MaheI, M. 1979: Patric and not Sipruň, a new view onto the tectonic subdivision and structure of the Tatrídes. *Mineralia slov.*, 11, pp. 263—278.
- MaheI, M. 1979: Bebravská séria a jej postavenie v chočskom príkrove. *Mineralia slov.*, 11, s. 1—20.
- MaheI, M. — Reichwalder, P. edit. 1979: Czechoslovak geology and global tectonics. *Bratislava, Veda, VSAV.* 285 p.
- MaheI, M. 1980: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. *Mineralia slov.*, 12, s. 193—207.
- MaheI, M. 1980a: Heterogenity of crust and further fundamental factors of particularity of development and structure of the West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 31, 4, pp. 397—406.
- MaheI, M. 1981: Island character of Klippen Belt-vahicum, continuation of southern Penninicum in West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 32, 3, pp. 293—305.
- MaheI, M. 1981b: Magmatity — ukazovateľ typu kôry v paleozoiku Západných Karpát. In: *Zbor. referátov z konf. Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava*, s. 10—19.
- MaheI, M. 1981c: Heritage and its bearers in geological development of the Alpides. *Geol. zbor. Geologica carpath.*, (Bratislava), 32, 2, pp. 163—172.
- MaheI, M. 1982: Types of nappes in West Carpathians — their genesis. In: *Alpine structural elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir Orogene Zone, Bratislava, Slov. Acad. of Sciences*, pp. 9—42.
- MaheI, M. 1982a: Príkrovy a členitosť kôry v Západných Karpatoch. *Mineralia slov.*, 14, s. 1—40.
- MaheI, M. 1982b: Geologická mapa Strážovských vrchov 1:50 000. *Bratislava, GÜDS.*
- MaheI, M. 1983: Beziehung Westkarpaten — Ostalpen, Position des Übergangsabschnittes — Deviner Karpaten. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 34, 2, S. 131—149.
- MaheI, M. 1983a: Severogemerická synklinála a besnícky príkrov — príklady nadväznosti pripovrchových a hlbinných štruktúrnych elementov. *Mineralia slov.*, 15, s. 1—22.
- MaheI, M. 1983b: Krížňanský príkrov, príklad polysériovej a polyštruktúrnej jednotky. *Mineralia slov.*, 5.
- Marschalko, R. 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepcov bradlového pásma a príslušných tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku (východné Slovensko). *Náuka o Zemi, Geol.* 10, s. 1—143.
- Marschalko, R. — Kysela, J. 1978: Geológia a tektonika pieninského bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. In: *Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÜDS*, s. 41—58.
- Marschalko, R. 1979: Cretaceous Flysch of the Pieninian Klippen Belt and the Decay of the Crust in the Tatríde Foreland. In: *Geodynamic Investigations in Czechoslovakia Bratislava, Slovak Acad. of Sciences*, pp. 243—252.
- Máška, M. — Zoubek, V. et al. 1961: Tectonic Development of Czechoslovakia. Collected Papers and the Tectonic Map 1:1 000 000. *Praha, ČSAV.* 245 p.
- Matějka, A. — Andrusov, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie C. et des régions avoisinantes. *Knih. Ústř. št. geol.*, 13A, pp. 19—163.
- Mišík, M. 1978: Niektoré paleogeografické problémy bradlového pásma. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, GÜDS*, s. 147—160.
- Mišík, M. 1979: Pienidy Klippen Belt and the global tectonics model. In: *Czechoslovak geology and Global tectonics, Bratislava, Veda, VSAV*, pp. 78—89.

- Mišík, M. — Mock, R. — Sýkora, M. 1977: Die Trias der Klippen zone der Karpaten. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 28, S. 27—69.
- Mock, R. 1978: Knowledge recently gained about the southern parts of the West Carpathians. In: Vozár, J. (ed.): *Paleogeographical evolution of the West Carpathians*. Bratislava, D. Štúr geol. Inst., pp. 321—341.
- Oberhauser, R. 1968: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik in der Paläogeographie während der Oberkreide und des Paläogene im Ostalpenraum. *Jb. Geol. Bundesanst. B-A (Wien)*, Bd. 111, S. 115—145.
- Plašienka, D. 1981: Tektonické postavenie niektorých metamorfovaných mezozoických sérií veporika. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — GÚSAV Bratislava*. 138 s.
- Plašienka, D. 1983: Geologická stavba tuhárskeho mezozoika. *Mineralia slov.*, 15, s. 49—58.
- Prey, S. 1978: Rekonstruktionsversuch der alpidischen entwicklung der Ostalpen. *Mitt. Österr. geol. Gesell. (Wien)*, 69, S. 1—25.
- Reichwalder, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika JV časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Zbor. geol. vied, rad ZK*, 18, s. 99—141.
- Reichwalder, P. 1982: Structural characteristic of root zone of some nappes in innermost parts of West Carpathians. Alpine structural elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir orogene zone. Bratislava, Veda, VSAV, pp. 43—56.
- Roth, Z. 1969: Notes of the basic division of the Inner Carpathians (Czechoslovakia) and of the tectonic termination of large nappe systems. *Věst. Ústř. úst. geol.*, 46.
- Roth, Z. 1977: Structure of the North European Platform below the Carpathian Foredeep and the Carpathians in the ČSSR. *Věst. Ústř. úst. geol.*, 52, 3, pp. 129—135.
- Roth, Z. 1980: Západní Karpaty — terciérní struktúra střední Evropy. Praha. Ústř. úst. geol. 128 s.
- Rozložník, L. 1979: Alpine metallogenesis in the West Carpathians and global tectonics. In: *Czechoslovak geologie and global tectonics*. Bratislava, Veda, VSAV, pp. 235—244.
- Sandulescu, M. 1973: Essai de reconstitution des éléments préparoxismaux alpins des dacides (indernides) orientales. *Rev. roum. Géol. Géogr. Geophys. Sér. Géol.*, 17, 1, pp. 111—120.
- Sýkora, W. 1976: On lineaments found in the Carpathians. *Ann. Soc. geol. Pol., Kraków*, 46, 1—2, pp. 3—37.
- Slávik, J. 1976: Zemplinikum — možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 65, pp. 7—19.
- Snopko, L. 1967: Die Bedeutung der Kleintektonischen Elemente bei der Lösung einiger geologischen Probleme der Gemeriden Paleozoikum. *Zbor. geol. vied, rad ZK*, 8, S. 7—50.
- Snopko, L. 1971: Priebeh bridličnatosti v paleozoiku Spišskogemerského rudohoria. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 57, s. 207—214.
- Snopko, L. — Reichwalder, P. — Ivanička, J. — Lamoš, A. 1969: Zlomová tektonika v paleozoiku Spišskogemerského rudohoria. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 47, s. 51—64.
- Šimová, M. 1982: Eklogitoidná hornina vo valúnoch kriedových zlepcov bradlového pásma. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 77, s. 55—73.
- Tollmann, A. 1975: Karpatische Züge in Facies und Tektonik der Ostalpen sowie Anmerkungen zur grossgliederung des Subtatrikums. In: *Tectonic problems of the Alpine system*. Bratislava, Veda, VSAV, S. 109—120.
- Tollmann, A. 1978: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und des plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. *Mitt. Österr. geol. Gesell.*, 69, S. 291—351.
- Uhlig, V. 1907: Über die Tektonik der Karpaten. *Sitz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, 116, Abt. 1.
- Varga, I. 1971: Vzťahy lubenícko-margeciánskej línie, rožňavskej línie a štítnického zlomu. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 57, s. 223—230.
- Varga, I. 1978: Palealpine geodynamics of the Western Carpathians. *Mineralia slov.*, 10, pp. 385—441.
- Vozárová, A. — Vozár, J. 1981: Late Paleozoic of West Carpathians. In: *Permian of the West Carpathians*. Bratislava, GÚDS, pp. 11—24.
- Wein, Gy. 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. *Acta geol. Acad. Sci. hung.*, 13, pp. 399—436.
- Wessely, G. 1975: Rand und Untergrund des Wiener Beckens — Verbindungen und Vergleiche. *Mitt. Geol. Gesell. (Wien)*, 66—67, S. 265—187.
- Zoubek, V. 1936: Poznámky o kryštalíniku Západních Karpat. *Věst. Stát. geol. úst.*, 12, s. 212—227.
- Zoubek, V. 1960: Geological sections across the axial depression of the Nizke Tatry Mts. east of Čertovice Pass (2—4) and the Ďumbier elevation (L). In: *Máška, M. — Matějka, A. — Zoubek, V. (edit.) et al.: Tectonic development of Czechoslovakia*. Praha.

A new conception of development and structure of the West Carpathians

MICHAL MAHEL

We step to a new conception of development and structure of the West Carpathians, directed by the principles of new global tectonics, but with the endeavour after linking them with the geosynclinal theory:

- in a more dynamic and many-sided approach to valuation of the processes of tectogenesis, magmatism, metamorphism and sedimentation,
- in valuation of crust types as a further of the fundamental parameters in compiling of the paleogeographic and structural model,
- in stressing of the importance of global factor, as the trend of development and running through oceanic and paraoceanic troughs,
- in understanding of particularities of development and structure as a consequence of dissection of crust different in every segment of the Alpides, conditioned by unequal stabilization and fracturing of the crust.

We see a qualitative change in creation of a new synthesis of the structure in seeking for connections between relevant geological phenomena and the causes of their origin. An example of this is searching for the causes of relations between the paleogeographical picture and the character of crust, leading to:

- finding out of spatial linking of the zones of Triassic rifting in the taphrogeosyncline or area of early Alpine activation with the zones affected by weaker Hercynian stabilization (M. Mahel 1978),
- historical linking of troughs with paraoceanic to oceanic type of crust, founded in turning periods of development, with the Hercynian zones without granitoids with thicker bodies of basic rocks, on the contrary, of intraoceanic ridges to zones with larger bodies of Hercynian and older granitoids (M. Mahel 1980, 1981b).

Fundamental differences of two conceptions

The new approaches and views, but also a whole series of further new knowledge of

essential importance exceeded the frame of gradual modification of the old conception and enforce to set up a new morphostructural, development and structural-tectonic model.

a) Morphostructural subdivision of the West Carpathians into the Outer and Inner* after assignment of the Bükk mountains, also more southern zones of the "Hungarian massif" including the Mecsek and Vilányi, into the Carpathian system became insuitable. The areas south of the Rožňava line are distinctly different in development, structure, also morphostructurally from the central zones with the core mountains including the Vepor — Volovec. The tripartity of the system with subdivision into the Outer, Central and Inner Carpathians (M. Mahel 1975; R. Mock 1978) is shown as more natural than bipartity.

b) The new conception when compared with the old used "Andrusov" conception brings changes in the view of development and structure of all fundamental zones and a whole series of tectonic units. The starting-point of the new conception are in the firstplace changes in the view of:

- the bordering zone of the Central and Outer Carpathians and so also of the Klippen Belt and the substratum of the Flysch Belt, of the Manín nappe, its paleogeographical and structural linkings, development and structure of the Tatricum.

In our conception we stress genetic heterogeneity of the Klippen Belt, with separating of the Vahicum including the Klape nappe from the Pieninic units (Oravicum), but also with assignment of the Manín nappe to the primary Križna nappe; linking with the Tatricum is provided by the Periklippen zone (M. Mahel et al. 1967, 1979).

The particular type of deformation with a klippen style in the Klippen belt is a consequence of subduction of the oceanic crust of the Vahicum — an analogue of the

* more often also called Central

Southern Penninicum. The abundance of volcanics in the Klappe nappe is not derived from an exotic ridge of an extensive geanticlinal zone, but from a slice formed with obduction of the marginal part of the Vahicium. We consider the Pieninic units (Oravicium) only as members from the marginal northern dissected island zone, which separated the southern oceanic Vahicium trough from the more northern paraoceanic trough of the Beskydicum (sedimentation area of Flysch Belt units). Uncommonly great reduction at the boundary of the Central and Outer Carpathians; piling up of several units built up of the Cretaceous and Paleogene of different development; participation of rocks of the newly formed crust of magmatites of a wide petrographic scale (M. Šimová 1982) and glaucophane rocks in the material of pebbles of Middle and Upper Cretaceous conglomerates.

The Manín nappe, considered as the jointing element of the Klippen Belt with the Tatricum (D. Andrusov 1938, 1968) has affinity to the High Tatric unit not because it is derived from its northern (A. Matějka — D. Andrusov 1931; D. Andrusov 1938), but from its southern margin, from the southern part of the Tatric ridge or Peritatric slope, which was leading into the Zliechov trough to the south.

In our conception the Manín nappe represents the subordinate marginal part of the primary Križna nappe, became independent structurally and was incorporated in the Klippen Belt mainly during the Mesoalpine folding. The Mesoalpine stage of folding with main manifestation in the Klippen Belt affected also the northern margin of the Tatricum, the zone distinguished as Periklippen (M. Maheľ et al. 1963; M. Maheľ 1978), characterized also by the presence of Upper Cretaceous and Paleocene-Eocene sequences.

In the development model we do not understand the Tatricum as a geanticlinal zone dissected by the narrow Šipruň deep-water trough (A. Matějka — D. Andrusov 1931) and linked with the High Tatric geanticlinal zone through the Manín unit with the exotic ridge of the Pieninicum (D. Andrusov 1968, D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán 1973). The essential northern part of the Tatricum represented a marginal depression, which was linked with the Vahicium oceanic trough to the north. Only the southern part of the Tatricum was of

the character of an intraoceanic ridge including the High Tatric area (M. Maheľ 1979). Structurally the Tatricum represents a whole series of "passive" slice nappes. Characteristic of the more northern lower nappes is a deeper-water type of the Jurassic and Lower Cretaceous, but also a greater extent of the Paleozoic and smaller portion of granitoids (M. Maheľ 1982). Only the southernmost part of the Tatricum mainly by overthrusting of the Veporicum, is rooted.

Important differences between the older "Andrusov" conception and our concern the genesis and structural character of the majority of "classical" tectonic units.

The Križna nappe, showing polyfacialness and polystructuralness (M. Maheľ 1959, 1961), is genetically linked with the Jurassic-Lower Cretaceous Zliechov trough, but also with its marginal parts, with the adjacent northern Peritatric dissected ridge and southern Peristruženik slope. Moreover, spatial linking of the trough with the Veporic crystalline complex of "heavy" crust (Krakľová crystalline complex; Fig. 7) is apparent. In the structural model the Križna nappe appears as a classical primary fold nappe with a series of subordinate, partly branch nappes lying at its outer and inner margin. In some places they became more, in other places less independent structurally, more distinctly in areas affected by later Mesoalpine folding. The Križna and Vysoká nappes do not represent two particular orderly equivalent nappes (D. Andrusov 1968; D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán 1973). The Vysoká nappe and a whole series of subordinate nappes is a part, offer a branch of a homogeneous body, moreover, with uniform development of members of the Triassic. Genetic linking of the Križna nappe with the Veporicum is indicated by structural linking of its rear part with basement nappes of the Veporicum. Thus the Križna nappe represents a genetically surface structural element of the Veporicum, therefore we consider the term Tatricum as neither substantiated from structural nor from genetic viewpoint.

The Choč nappe also represents a primary nappe only locally dissected into subordinate nappes. Thus there are not two running trough equivalent nappes, one with basinal members, the other without them (Choč and Šturec nappe sensu D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán 1973). We put the root zone of the Choč nappe into connection with

the northernmost slices of the Gemeride Paleozoic, mainly with the Črmeľ slice. For this reason we consider the term Hronicum not only as unnecessary, because the Hronicum is a higher category than the primary nappe, as the Choč nappe is, but also as unsubstantiated. No particular type of the crystalline basement has been proved for it.

The crystalline complex of the Veporicum shows a whole series of differences from the Tatric complex, conditioned by development and structure not only in the time of the Alpine, but also of the Hercynian cycle. There is perhaps most distinctly reflected the type of basement crust on development of the Alpine geosyncline (M. Maheľ 1980a, 1981c). In the northern zone of "heavy" crust the running through Zliechov trough was forming in the time of general oceanization of the Alpides (in the Jurassic and Lower Cretaceous). In the zone of "lighter" crust the Mesozoic is of ridge character and displays less thickness and closer structural linking with the crystalline basement — the Struženík sequence. The differences in the type of crust are shown distinctly in formation of two basement nappes — the Krakľová and Kráľova hoľa nappes (A. Klinec 1971) — tongue form (M. Maheľ 1982, 1982a) and the narrow marginal Rimavica sliced zone.

New knowledge of the presence of the Meliata unit with metamorphosed Mesozoic prevailingly of deeper-water type (H. Kozur — R. Mock 1973; R. Mock 1978) essentially "complicated" explanation of the structure of these Gemicum zones including the Slovak karst considered as the hinterland of nappes of the West Carpathians with gradual transition to the Hungarian central massif (A. Matějka — D. Andrusov 1931; D. Andrusov 1968). In the view of the Triassic as a formation with gradual transition from German development in the north to Dinaride in the south (D. Andrusov 1964; J. Bystrický 1972, 1973) the Silica nappe is a large overthrust (at least 60 km) to the south, the southern branch of the Gemeride fan (D. Andrusov 1975.. We step to the Triassic as to a formation, in which besides facies considered as near-platform are in some zones paralic- to taphrogeosynclinal types (with highly dissected crust; M. Maheľ 1983) even in more northern zones, north of the zone with the Carpathian Keuper (M. Mišík et al. 1977). This makes possible to understand the Silica nappe as genetic part of the taphro-

geosyncline of the Inner Carpathians, blocks with continental crust and not as part of the Gemicum.

The Gemicum proper is divided into tree structural units: the Črmeľ, Spiš and Volovec units, different in the type of Paleozoic volcanism and Late Paleozoic.

The northernmost Črmeľ slice is the root zone of the Choč nappe. The Mlynky sliced zone with thick basics in the Early Paleozoic and with the North Gemeride Carboniferous and Permian represent the root zone of the Spiš* nappe (its subordinate nappes are the Besník, Muráň, Drienok, Strážov and other higher nappes). In the North Gemeride zone this Mesozoic (also in the Slovak Paradise) has marks not of the frontal but near — root part, partly root part of the nappe. The third mightiest basement unit of the Gemicum with a crust lined with a granitoid massif is the overturned to the north, paartly overthrust Volovec meganticline; it forms the hinterland of the Spiš nappe.

The differences between the old and new conceptifon o development and structure of the West Carpathians are perhaps most distinct from comparison of the paleogeographical pictures representing the ideas of development of the geosyncline in the Mesozoic, partly in the Paleogene, thus in changes of the paleogeographical model.

Qualitative differences are in understanding of development, causal connections and linking.

The basis o the older conception are partly the fundamental paleogeographical zones of global extent, mainly, however, local paleogeographical factors (Figs. 1, 2). In the new synthesis besides a greater importance of the global factors is also dissection into the zone of heavy crust (with basics) and lighter crust (with larger granitoid bodies) already in the Hercynian geosyncline and the influence of this dissection of the crystalline basement on further development according to density of crust (M. Maheľ 1980 and 1981; Fig. 3). The paleogeographical model is extended by the paleotectonic. We ascribe particular importance to magmatites as the indicators of crust types and facies complexes or tectonogroups, such as geotectonic types of flysch or leading to distinguishing of se-

* formerly described as the North Gemicum unit.

veral types of troughs, ridges etc.

Such approaches tend to the opinion of distribution of Late Paleozoic troughs, usually genetically linked with the zones of "heavy" crust (Fig. 3).

Dissection of crust is reflected still more distinctly in the Triassic with zones of paralic to taphrogeosynclinal type (with dissected thicker and thinner, in places paraoceanic to oceanic crust), not only in the southern areas, less stabilized by Hercynian folding (M. Maheľ 1978, 1983), but also in the region of the Outer Carpathians (Fig. 4, 5).

The running through Jurassic-Lower Cretaceous types with thinner continental crust and oceanic trough are bound to zones of "heavier" crust (Fig. 3). Linking of the Zliechov trough with the zone of "heavier" crust of the Northern Veporicum is clear (Figs. 5, 6, 7). Therefore finding of sequences with deep-water Jurassic members signalized from the Bükk mountains from adjacent areas of the Inner Carpathians is not surprising. General oceanization reached also the margins of the Hungarian massif (Mecsek). The probable larger extent of the Cetechovice trough in the Outer Carpathians and the character of the flysch geosyncline lead us to suppose a heavier type of crust in their original basement.

To the frame of paleotectonic dissection of the Jurassic-Lower Cretaceous geosyncline, as naturally, the oceanic trough of the Vahicum falls, situated south of the Pieninic island zone — Oravicum (M. Maheľ 1981). So the abundance of small bodies of augites, picrites or limburgites becomes apprehensible, scattered mainly in the younger (from the Tithonian to Albian) members of the Tatricum, Križna and Manin nappes, put genetically into connection with a subcrustal diapir (Š. Bajaník et al. 1981; D. Hovorka 1983). This obviously accompanied the Vahicum trough at its inner as well as outer margin (teschenites in the Flysch Belt).

Linking of the flysch with rebuilding of the paleotectonic plan is largely valid for the West Carpathians with a large extent of flysch tectonogroups, their facial variety, but mainly paleotectonic difference. Clear is also spatial and time linking of different paleotectonic types of flysch (Figs. 7, 8).

In the north is a flysch geosyncline with a series of particularities and a predominantly paraoceanic type of crust (W. Šikora 1978; Z. Roth 1980) with ultrabasics (tesche-

nites) of alkalic trend in the Lower Cretaceous.

A representative of the deep-water trough is the Klappe nappe, built up of heterogeneous flysch with more abundant wild-flysch and slump bodies (from the Albian; M. Maheľ 1974) and material of pebbles from the newly formed crust including glaukophane rocks, with abundant chome-spinels (M. Mišík 1978). This flysch unit (Albian — Maastrichtian) from the boundary of the Outer and Central Carpathians is the heiress of the Vahicum oceanic trough, regulator of further development mainly in its hinterland.

With subduction of the oceanic trough we put genetically into connection the more southerly lying:

- Periklippen zone (Coniacian — Lower Oligocene) with several-cyclic development of flysch sequences overlying the frontal parts of the Subtatic nappes, structurally incorporated in form of a higher structural stage,
- later, more southern dissected late rear downwarp of the Podhalie flysch (K. Birkenmajer 1976), formed after a long-dated period of uplifting with formation of molasse on consolidated dissected basement aligned already by the function of several fault systems. The thick unfolded flysch (Middle Eocene-Lower Oligocene) is a manifestation of rejuvenation as a consequence of subcrustal movements. In the structural plan there is overlapping of depressions and downwarp.

In the view of development of the Carpathian geosyncline (compare Figs. 4, 5, 7) we reckon with more distinct changes of the paleogeographical picture, also extent of the individual paleotectonic elements between the Triassic and Jurassic, Lower and Middle Cretaceous, also with changes of the individual partial elements of the geosyncline (M. Maheľ 1978; M. Mišík 1978).

The changes in the structural model of the West Carpathians and approaches to valuation of the structure are not smaller than paleotectonic, developmental ones (compare Figs. 10, 11, 12).

Besides the first-order importance of the Middle Cretaceous folding (Paleoalpine) in the Central and partly Inner Carpathians and Neoalpine in the Outer Carpathians, we ascribe a particular rôle in formation of the elements, to the Kimerian folding.

We understand the Palealpine folding as of several phases beginning in the Lower Cretaceous. We ascribe a greater importance than till now also to the Mesalpine folding, with distinct several-variantness of manifestations. With it we put into connection formation of the Klape nappe, overthrust in the Oravicum and further thrusting of the frontal part of the Tatricum and Subtatric nappes, mainly, however, that the Manin nappe became independent from the Križna primary nappe, its overthrusting into the Klippen Belt, but also further formation of the structural plan with synclines of fan-like structure in the Inner and Central Carpathians and more distinct influencing of sedimentation in the flysch geosyncline, connected with rebuilding of the paleogeographical plan.

In our conception we regard the crystalline basement under the angle of sight of crust type, its dissection into "heavier" and "lighter" zones as a regulator not only of development of the geosyncline, but also of creator of structural elements. The new approach based on the type of crust leads us to a change of the extent of basement units including the nappes, but also to their structural linking with surface nappes (Fig. 11). The Križna nappe is a rare example of connection of the near-root part of the surface nappe with the frontal part of the basement — Kraklova nappe and partly also of the Kráľova hofa nappe (M. Maheľ 1963; D. Plašienka 1983). The Besník nappe is linked with the Spiš basement nappe (M. Maheľ 1983a).

We do not consider the Flysch Belt units as rootless nappes, but surface elements of the Beskydicum (M. Maheľ 1982). Its crystalline basement without more extensive granitoid bodies with a Triassic-Jurassic mantle most probably forms the basement of the Magura nappe east of the Lednica line (Fig. 10). Rooting of this nappe is also signaled by occurrences of neovolcanics near Luhačovice and north of the Pieniny mountains. On the contrary, we regard the Oravicum units (Pieninic klippes) only as continuous elements, paleotectonic-system of islands and depressions without linking with their basement at depth.

Distinguishing of new structural elements of lower order in the frame of the Križna and Choč nappes, but also of the Tatricum results in clearing up of categorization of the

structural elements into primary and subordinate nappes.

Not less important is distinguishing of several structural types of deformations of the crystalline basement, but also of surface nappes. In the crystalline complex we distinguish the types:

- Gemic with regional shear cleavage (S_2),
- Veporic with a more regional extent of retrometamorphic and re-warming processes, selective zonal schistosity. Concerned is a deep character of reduction with distinct metamorphic effects in the accompanying mantle Mesozoic (also of the roots of squeezed out nappes),
- Tatric type with mylonite zones without material reworking of the essential part of the crystalline complex with more distinct overthrusts at the boundary of different types of crust.

We divide the nappes into active and passive basement nappes, and surface nappes; fold, fold-overthrust nappes; passive plates; tectonic melanges are a different type. The surface, fold and fold-overthrust nappes formed by squeezing out from troughs with thinned continental crust. With several-stage reduction of the basement regrouping of rock complexes was taking place in the nappe masses with piling up of younger members in the frontal parts.

The basement nappes formed in the pre-Mesozoic substratum, mostly in crystalline rocks as a consequence of underthrusting of the "heavier" crust below zones of "lighter" crust with larger granitoid bodies.

The passive nappes formed in the crystalline basement, but also in the younger cover by underthrusting of the oceanic or suboceanic crust. Overthrusting of nappes is not accompanied by inner regrouping of material. In the frontal parts (in nappes of the Flysch Belt) piling up of slices with prevalence of older members is more frequent; the younger members are mostly in the rear part of the nappe.

The structural plan of the West Carpathians is an example of several types of crust reduction:

- of oceanic crust of the Vahicium with the accompanying melange of the Oravicum in the frontal part and with passive nappe slices in the hinterland (in the Tatricum),
- of paraoceanic crust of the flysch geosyncline with passive surface nappes and

- a fan-like nappe with fan in the rear part (Magura nappe),
- of the dissected oceanic-paraoceanic and continental taphrogeosyncline of the Inner Carpathians with an intimate combination of nappe slices of the metamorphosed Mesozoic with a surface nappe (Meliata unit and Silica nappe),
- intrasialic reduction of the continental crust dissected into several zones of "light" crust with granitoids folded into tongue basement nappes (Kráľova hoľa nappe) and zones of "heavier" crust with with basics, intensely compressed into basement units (Krakľova nappe), linked with extensive surface fold nappes (Križna) or folded-overthrust (Choč) nappes,
- of the zone of newly formed granitoids bodies of the shape of overturned anticlines-hinterland of nappe units (Volovec unit).

A more complex approach to valuation of the structural plan and extension by dynamic views is also reflected in estimation of the importance of synclinores and faults of pre-Neogene foundation, resulting in a change of the physical model.

The synclinores gradually distinguished in the central zone of the Carpathians in the Fatra-Tatric zone, the Hron, North Gemeric syncline, syncline of the Slovak karst (M. Maheľ 1953, 1964, 1967; M. Máška — V. Zoubek 1960) in the zones of accumulation of Mesozoic complexes, after proving of a fan-like structure tempted first to an autochthonous view. The synclinores, however, were gradually shown as significant structural forms originated by already Paleozoic wave movement. They take part in distribution of nappe units, and played an important rôle in formation of structural dissection of the West Carpathians, but mainly in further formation of the structural plan. The fan-like structure of their filling is mainly a result of Laramide folding in the essential part of the Central and Inner Carpathians.

Faults were shown as important factors, which directed dissection and so also development of the geosyncline-foundation of older blocks and represented also significant complementary elements of older structural plans. Several faults in the Central Carpathians separating core mountains different in structure are of Transcarpathian extent.

Several systems of faults were manifested

more distinctly in foundation of early depressions filled up with Paleogene Central Carpathian flysch (R. Marschalko 1975).

More dynamic aspects of formation of the structural plan have resulted in valuation of faults of deep foundation as the ways of possible displacements of blocks and their rotation (along the Margecany line; Z. Roth 1969, 1977). At longitudinal faults following the northern margin of the Klippen Belt shifts were taking place, which are a compensation of the effects of rotation, displacement of the Central Carpathians outwards and formation of the arc of the Carpathians. According to K. Birkenmajer (1976) they are linked with the Savian phase.

More distinct displacement connected with rotation of blocks, accompanied by features of compression tectonic are apparent also at several transversal faults of N—S and NW—SE directions; also of older faults than the Neogene for instance at the Diviaky fault in the Strážovské vrchy Mts.: (M. Maheľ 1982).

We ascribe particular importance in the structural plan of the West Carpathians to sigmoidal (M. Maheľ 1975; 1983; I. Varga 1971) displacement of Gemeric blocks along the Štítnik fault of NNW—SSE direction. Overthrusts of the nappe masses as one of the manifestations of reduction are obviously also here accompanied by displacement. As this is accompanied by the Nižná Slaná depression of transversal orientation with a channel of "heavier" crust there is obviously a combination of surficial with deep manifestation of crust reduction.

The features of half-arc form are, however, already in the Paleozoic plan and their basis obviously consists in Prealpine dissection of the crust. This was reflected in certain local "irregularities" of zonation of the Mesozoic geosyncline and structure. Owing to segmentation of the Alpides most distinct "deviations" are in the terminal blocks. At the SW end of the West Carpathians also known as the Devín Carpathians (M. Maheľ 1983) they are largely connected with the effect of factors and among them also faults of transversal orientation. This concerns not only foundation of the Vienna basin in the Lower Miocene, but also the presence of a thicker complex of molassoids in Ždanice unit.

Several stages of nappe overthrust (especially apparent in the fold nappe) and for-

mation of synclinores point to an origin by wave movement. With dissection of crust into zones of various density: zones with larger (lighter) granitoids and zones with (heavier) bodies of basics (M. Maheľ 1981) this is leading us to consideration about a new physical model in formation of the structural plan. In periods of intense compression (in the time of the phase of folding) intense manifestations of the horizontal component took part in formation of nappes and folded structures.

The extent of waves directed the character of crust dissection at the boundaries of zones of different density, moreover, also the vertical component of movements was manifested by formation of disjunctive dislocations, but mainly of displacements including sigmoidal mends, e. g. at the eastern boundary of the Veporicum and Gemericum (M. Maheľ 1975, 1981), also with formation of transversal faults, which are part of the Paleozoic structural plans. Underthrusting of the zones of higher density of crust below the zones with "lighter" crust and so formation of crust doubling is, however, necessary to put into connection with manifestation of the vertical component in the wave movement.

With gradual consolidation of the crust when slow large-wave forms of movement become prevalent, vertical dislocations are manifested more distinctly. Even then, however, the horizontal component of surficial movements, moreover, also subcrustal, cannot be omitted. To the second ones also these accompanied by diapirs should be ranged, which are taking part in gradual formation of depressions and neovolcanics in the Inner and Central Carpathians.

We stress that our conception of development and structure of the West Carpathians does not comprehend fault dislocations apart from folds on the contrary to older conceptions. Their mutual relation and ratio, variable in space and time, we understand as a result of global factors, as folding is, but also of factors directing individual segments of the Alpides. Such one is in the first place dissection of crust. Moreover, in the Carpathians the Hungarian block stabilized in the rear part of the West Carpathian segment played an important rôle. This was namely manifested in the Tertiary, regulating the subcrustal waves as a rebound "wall" and contributed to rejuvenation of the inner areas of the Carpathians.