

Mineralia slov.
13 (1981), 4, 289—306

Penninikum v Západných Karpatoch z pohľadu globálnej tektoniky

MICHAL MAHEL

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

(3 obr. v texte)

Doručené 27. 4. 1981

Пенниникум Западных Карпат с точки зрения глобальной тектоники

Новая глобальная тектоника произвела интерес о продолжении пенниника из Альп до Карпат. При этом всё-таки ясно, что офиолитовые комплексы мелиатской серии и буккид составляют южную зону, т. е. язык динарид с членённой океаническо-параокеаническо-сиалической корой триасовой эмбриональной геосинклинальной стадии. Продолжение южного пенниника до Западных Карпат проходит в почве кристаллического комплекса Малых Карпат, в почве приутёсовой зоны и северной оллохтонной части татриума.

Пиениды являются продолжением среднего пенниника, главная часть флишевого пояса продолжением северного пенниникума.

Периферийная зона флишевых покровов послееско-жданицких являются аналогом гелветикума. В Западных Карпатах показательным является историческая связь палеотектонических элементов алпийской геосинклинали (трогов, порогов, членённых типов) на отдельные типы раннегерцинского фундамента. Имеются ввиду проявления наследственности при составлении особенностей строения.

Penninic units in the Western Carpathians from the point of view of global tectonics

The new plate tectonics aroused the interest for continuation of Penninic units from the Alps into the Carpathians. Nevertheless, ophiolite-like complexes of the Meliata group or that of the Bükk Mts. create a more southern zone representing the extension of Dinaric units upon dissected oceanic to paraoceanic and sialic crust during the embryonal geosynclinal stage. Extension of the southern Penninikum into the Western Carpathians occurs beneath the crystalline core of the Little Carpathians and of the Peri-Klippen belt as well as beneath the northern, i. e. allochthonous, portion of the Tatrides. Pie-niny units represent the continuation of the Middle Penninic domain whereas considerable part of the flysch belt corresponds to the Northern Penninikum. The outer belt of flysch nappes (the Podsliezske-Zdánice unit) is a Carpathian analogy to Alpine Helvetic units.

In the Western Carpathians, the historical continuity of paleotectonic elements within the Alpine geosyncline (troughs, ridges and dissected areas) upon distinct types of pre-Variscan basement is conspicuous. Such signs of heredity were decisive for the creation of recent peculiarities in the general structure.

Vplyv globálnej tektoniky sa v našej literatúre prejavil predovšetkým:

- v dynamickejšom prístupe k sedimentácii, najmä významu flyšových sekvencií a v náhľadoch na nesený sedimentačný priestor (Marschalko, 1978, 1979, Maheľ, 1978, 1979);

- v pozornosti venovanej exotikám a „ultrapieninskej kordilére“, hlavne úlomkom z bázik a ultrabázik (Mišík et al., 1980);

- v dynamickejšom pohľade na sedimentáciu, sedimentológiu a stavbu aj predflyšových komplexov spodnej kriedy (Michalik in Borza et al., 1980);

- v posudzovaní vrásnenia ako viac-aktového procesu s periódami paleo-mezo-neoalpínskou (Maheľ, 1973, 1974, 1980).

Globálna tektonika sa odráža najmä v dynamickejšom pohľade na geologické procesy. Viaceré fenomény sa javia mnohostrannejšími a viactypovými, čo sa azda najzložitejšie prejavuje pri hodnotení paleogeografických elementov. Tie v našich predstavách prerastajú na paleotektonické a ich paleografická stránka je iba krátkodobým prejavom. Ich historické opodstatnenie a význam sú podmienené hlbinnjšími tektonickými činiteľmi.

Nová etapa, poznačená tendenciou spájať zákony a princípy novej globálnej tektoniky s geosynklinálnou teóriou, orientuje pozornosť na hľadanie historickej nadväznosti fenoménov, ale najmä paleotektonických elementov, a to aj tým, že priniesla nový parameter v geológii — typ kôry. K závažným problémom Západných Karpát teda prichodí pristupovať aj z nových teoretických pozícií.

Problémy južného penninika v Západných Karpatoch

S globálnou tektonikou sa zvýšil záujem aj o hľadanie pokračovania penni-

ka z Álp do Západných Karpát. Treba povedať, že v Západných Karpatoch prakticky niet pásma, ktoré by sa na základe raz jedného, inokedy iného znaku nestotožňovalo v Karpatoch s penninikom. Najčastejšie to bolo bradlové pásmo, ktoré pre bizarnosť svojej stavby a rozloženia medzi vonkajšími a vnútornými Karpatmi vzbudzuje dojem tektonickej melanže švovej zóny, zvyšku po subdukovanom penniniku (Dewey et al., 1973, Szádecky-Kardoss, 1973, Grubič, 1974, Sandulescu, 1975, 1980).

Z. Kotaňski (1979), verný vsojim starším náhľadom i náhľadom J. Debel-masa (1950), opierajúc sa o niektoré analógie vývinu triasu, paralelizuje tatranskú zónu so stredným penninikom, a to s ultrabriančonskou zónou, bezprostredne nadväzujúcou na južnú piemontskú zónu. Tá však podľa jeho predstáv na prechode z Álp ku Karpatom vykliňuje. Naopak, bradlové (pieninské) pásmo stotožňuje so subbriančonskou zónou a ultrapieninský chrbát s briančonskou zónou. A. Tollmann (1975, 1978) pokladá tatrikom za pokračovanie stredného penninika a pokračovanie južného penninika z tektonického okna Rechnitzer do priestoru medzi tatrikom a križňanským prikrovom.

Originálny je prístup I. Horvátha et al. (1977), ktorí bradlové pásmo považujú za severný okraj presunutého austroalpinika. Analogón severného penninika je magurský oceán, stredného penninika veporikum a južného penninika lubenícky oceán (pri južnom okraji veporika).

Aj pri známom nedostatku ofiolitovej triády v Západných Karpatoch uvedené dôvody nabádajú pátrať po penniniku v Západných Karpatoch. Nečudo, že preukázaním telies bázik a ultrabázik a metamorfovaného mezozoika s rádiolaritmi a navyše prítomnosť glaukofanitov v meliatskej sérii upútať

pozornosť a viedli k paralelizácii s penninikom Álp i s domnelým penninikom na Zakarpatskej Ukrajine (Leško et al., 1977, Leško — Varga, 1980, Wein, 1978). Táto paralelizácia je geologicky neprijateľná z nasledujúcich dôvodov:

Neveľká vzdialenosť rozloženia meliatskej série od tektonického okna Rechnitzer paralelizáciu priam ponúka. Lenže v geológii sa treba riadiť geologickými meradlami a tými sú čas a priestorové postavenie.

V časovom parametri je penninikum, a to i v tektonickom okne Rechnitzer, kriedou, sčasti aj jurou, kým meliatska séria je triasová. Aj parameter priestoru je iný ako v geografii. To je priestorová pozícia v geosynklinále. Aj podľa toho je penninikum severnou jednotkou, meliatska jednotka ako súčasť bükkid patrí medzi najjužnejšie jednotky. Je dokonca južnejšia ako austroalpinikum. Pravda, spomenutí autori operovali aj porovnaniami s ofiolitovými sekvenciami Východných Karpát na Zakarpatskej Ukrajine. A takéto postupy sú už vonkoncom neprijateľné ani z hľadiska formálnej logiky. Geotektonické postavenie prevažne jurských, sčasti triasových sekvencií s bázikami na Zakarpatskej Ukrajine, zistené v ostatných desaťročiach, je predsa neznáme, a to rovnako ako počet a rozloženie vnútrokarpatských jednotiek v podloží neogénu.

Meliatska séria tak ako podstatná časť bükkid vrátane bázik a sprievodných rádiolaritov je triasová (Mock, 1978, Kovacs, 1980) a mladšie členy nie sú preukázané. Triasový charakter týchto ofiolitových sekvencií odráža aj paleotektonickú členitosť a paleografickú nestálosť. Prakticky každý profil meliatskej série vykazuje osobitný sled členov (Mock, 1978). A to je charakteristické pre začiatkové štádium oceanizácie alpinskej geosynklinály, typické pre trias vnútorných zón dinaríd (Ma-

heľ, 1974). Dinaridný charakter ofiolitových sekvencií sa tak prejavuje nielen triasovým vekom, nekompletnosťou ofiolitových sekvencií (Bajanik — Reichwalder, 1979), ale aj paleotektonickou členitosťou a nestabilitou. Bükkidy predstavujú členitú zónu s oceanickou — paraoceanickou až siailickou kôrou.

Ani severnejšie rozložené gemerikum a veporikum nemajú znaky penninika. Slabinou zaradenia gemerika do penninika je v prvom rade typ jeho paleozoickej gelnickej a rakoveckej série, ale aj typ severogemerického karbónu, ktoré aj napriek istým osobitostiam generácie geológov paralelizovali s oberostalpínskym paleozoikom. Smelou je aj paralelizácia veporika s penninikom (Leško — Varga, 1980). Tu totiž už vonkoncom niet mezozoika, ktoré by vykazovalo afinitu k južnému penniniku. Pritom severoveporské jednotky kryštalinika sprevádzajú zvyšky koreňovej časti krížňanského príkrovu. A juhoveporské kryštalinikum — kráľovohoľský príkrov má vlastný obal — struženickú jednotku vyložene prahového charakteru.

Spoločným znakom veporika a penninika je alpinsky metamorfizmus, ktorý penninikum postihol v podstatnej časti Álp (ale nie v celom rozsahu), pričom nejde o znak typický len pre penninikum. Alpínskym metamorfizmom je postihnutý i „unterostalpin“ a sčasti i „mittelostalpin“. Navyše výrazná alpínska metamorfóza (diafloreza kryštalinika a progresívna metamorfóza mezozoika je v koreňových zónach helvetských príkrovov v masívku Tavetsch medzi Aarským a Gotharským masívom (Trümpy, et al., 1980). Z Álp je známe, že pásma alpinskej metamorfózy prebiehajú diagonálne na štruktúrne zóny a jej vek je paleoalpínsky, ale predovšetkým mezoalpínsky (ale vo veporiku len paleoalpínsky). Alpínsku metamor-

fózou veporika možno najlepšie vysvetliť prekrytím mocnými komplexmi (tisícky metrov) nielen subatranských prikrovov, ale aj tatrika (Vrána, 1980). Lenže s geologickými jednotkami sa nedá narábať ako so škatuľami, ktoré sa dajú zaradiť tak, ako sa to hodí do modelu vysvetľujúceho nejaký proces. Tektonické jednotky majú svoje členenie a štruktúrne i genetické vzťahy. A geologický prístup k problematike je taký, že sa analýzou týchto vzťahov dospieva k paleotektonickým rekonštrukciám a len na základe toho k posúdeniu vhodnosti či odchýlok od dobových modelov. Doteraz zistené vzťahy na základe stratigrafického obsahu a náplne mezozoických jednotiek dosť jednoznačne poukazujú na platnosť sledu jednotiek mezozoika od S na J, ako ho stanovili staršie generácie: tatrikum — krížňanský a krakľovský či severoveporský príkrov — struženická jednotka ako obal juhoveporskej kráľovohoľskej jednotky — austroalpínske jednotky počnúc chočským príkrovom po severogemerskú jednotku. Každé úsilie po zaradení veporika severnejšie od tatrika by sa malo vyrovnávať najmä s faktom, že struženíckej jednotke pozvoľne od helpianskeho mezozoika (šupina v čelnej časti kráľovohoľského príkrovu) na J keuper vyznieva. Bolo by treba aj vyvrátiť, vysvetliť, prečo mezozoikum zavrásnené uprostred hronskej série krakľovského príkrovu vykazuje prinajmenej príbuzenstvo s krížňanským príkrovom včítane typického keupru.

Klasická predstava o rozložení tektonických jednotiek tatrikum — veporikum — gemerikum vyplynula aj z ich vzájomných tektonických vzťahov. Pri riešení štruktúrneho vzťahu tatrikum — veporikum nemožno obísť čertovickú líniu, ale ani východné ukončenie Ľumbierskeho masívu, jeho axiálne ponorenie sa pod veporikum dokumentované generáciami geológov, detailne najmä

V. Zoubkom (1960), neskôr K. Sieglom (1978) a A. Klincom (1979). Pripísať násun veporika na tatrikum mladšiemu poprikrovovému vrásneniu je vierohodné pre toho, kto nepozná alebo nechce poznať význam štruktúrnych elementov pre rozuzlenie histórie geologických procesov vrátane veku vrásnenia. Nejde len o to, že centrálnokarpatský paleogén nie je zvrásnený, ale treba vedieť, že mladšie pohyby vo Vnútrotných Karpatoch sú juhovergentné a prejavujú sa prešmykmi na J (dokumentované v Stratenskej hornatine, Maheľ, 1967) a v posledných rokoch na rade miest (v Slovenskom krase, Mello — Reichwalder, 1979), vo veporiku hlavne na styku série Veľkého boka a kryštalinika (Plašienka, 1979). Za najvýrečnejší fakt svedčiaci o presune veporika cez Ľumbierske jadro pokladáme zhodu vergencie čelných digitácií (digitácie Zubra, Zoubek, 1960), s vrchnými štruktúrami podložného Ľumbierskeho jadra so synklinálami Veľkého a Malého Gápľa (Kliniec, 1979). Také štruktúry nevznikajú dosúvaním a nemožno ich vznik pripisovať pyrenejskému alebo sávkemu vrásneniu.

Charakteristickým znakom penninika sú ofiolitové jursko-spodnokriedové sekvencie a ich bezprostredná nadväznosť na mocný strednokriedový a vrchnokriedový flyš. V takom smere prichádzajú v Západných Karpatoch do úvahy severnejšie jednotky. Je predsa známe, že najjužnejšou západokarpatskou jednotkou s prítomnosťou albsko-cenomanského flyšu je krížňanský príkrov. Lenže ani ten neprichádza do úvahy. V jursko-spodnokriedových sekvenciách, a to aj trogového typu (zliechovská séria) chýbajú ofiolity. Celým súborom členov počnúc rétom pripomína frankelfelský príkrov (Maheľ, 1967, Prey, 1978). A keďže krížňanský príkrov je svojimi tylovými časťami zakorenený vo veporiku, hlavne v severnej časti, ne-

možno veporikum pokladať za penninikum. Alpínsku metamorfózu kryštalinika a koreňových častí mezozoika nemožno brať ako znak typický pre penninikum.

Po vyčlenení skupiny čiastkových príkrovov vysokého typu v križňanskom príkrove a priradením k nim aj manínskeho príkrovu pri pátraní po pokračovaní južného penninika nepriechádza do úvahy ani zóna na rozhraní tatrika a veporika (Tollmann, 1975, Kótaňski, 1979). Uvedené čiastkové príkrovy križňanského kmeňového príkrovu štruktúrne, ale hlavne paleotektonicky nadväzujú na južné tatranské jednotky tatrika. Zaberajú pozíciu ultratatrika a typom jurských a spodnokriedových členov ukazujú na splytčenie severne od zliechovského trogu (Maheľ, 1978).

Aj v tatríckom mezozoiku sa videli analógie s centrálnopenninským a briančanským mezozoikom, najmä na základe analógií triasu (Debelmas, 1960, Kótaňski, 1979). Ale pohľad na toto pásmo a jeho členenie sa v ostatných rokoch od základu mení (Maheľ, 1979). Predovšetkým sa zmenil náhľad na rozsah geantiklinálneho charakteru tatrika. Podstatná, a to severnejšia časť tatrika vykazuje mezozoikum s hlbokovodnejšími členmi jury a spodnej kriedy (Maheľ, 1967, 1979). Členy tohto, pre paralelizáciu rozhodujúceho obdobia, však výraznejšiu afinitu k penniniku neprejavujú. V kryštalickej podklade sa podľa typu kôry vyčleňujú dve odlišné pásma: severnejšie s metamorfitmi a hojnými bázičnými telesami a južnejšie pásmo s telesami granitoidov a migmatitov (Maheľ, 1980). Mení sa aj náhľad na rozsah autochtónnosti tatrika; značnej, hlavne vonkajšej časti tatrika s príkrovovým charakterom. Ale hlbinný tektonický štýl alpínskych štruktúr (Siegl, 1978), výrazný hlavne v Ľumbierskom kryštalinickom jadre (s výnimkou oblasti Prašivej), svedčí o tom,

že vnútorné časti tatrika sú zakorenené, najjužnejšie prekryté nasunutým veporickým kryštalinikom.

Viacere typy mezozoika, skôr opisované ako výviný obalových sérií, napr. štyri výviný malokarpatskej série, tri-štyri výviný vysokotatranskej série, dnes chápeme ako obal šupín — lokálnych príkrovov kryštalinika tatrika.

Za najsevernejší typ fatranského obalového mezozoika s istým priblížením sa k penniniku pokladáme hlbší vývoj obalovej série Malých Karpát s mariánskymi vrstvami a s tmavými silicitmi dogeru a malmu i so slabšími prejavmi metamorfózy rovnako ako analogický typ jury pri južnom rohu Inovca.

Súčasťou tejto okrajovej jednotky tatrika, nadväzujúcej bezprostredne na penninikum, by mohla byť aj nová, selecká obalová séria v severnej časti Povážskeho Inovca, ktorú sme nedávno vyčlenili (Maheľ, 1978), a šupiny, azda súčasť tejto série pri Drietome (keuper — rét — jura), a komplexy triasu a „čiernej jury“, zastihnuté vo vrte pri Soblahove v podloží manínskej jednotky.

Aj šupiny permu „antiklinály“ Kozla a sprievodné triasové aj jurské členy (vrátane jury pri Kunerade a metamorfovaných čiernych slieňovcov a ílovcov v tiesňave pri Strečne), teda členy obalového mezozoika rozložené západne od kuneradského zlomu, patria azda do tejto pripieninskej jednotky mezozoika.

Pre riešenie otázky pokračovania penninika do Západných Karpát, majú kľúčové postavenie Malé Karpaty, s osobitosťami stavby aj v rámci jadrových horstiev Západných Karpát so známymi priblíženiami k Alpám (Maheľ et al., 1967). A k nim patria aj mocné paleozoické, prevažne epimetamorfované a mezometamorfované série paleozoika (pezinsko-pernecká, harmónska). Tie vykazujú analógie s wechelskou sériou, najspodnejšou jednotkou unterostalpin-

ských priekrovov, tou, ktorá vytvára bezprostredné nadložie penninika v tektonickom okne Rechnitzer (Pahr, 1979). Za tatrickú osobitosť sme aj v Malých Karpatoch pokladali viac-menej autochtónne granitoidné telesá. Ale predbežné štúdiá naznačujú priekrovovú pozíciu granitoidných „masívov“ Malých Karpát (Maheľ, 1980; obr. 1). Naznačuje to aj rozloženie ťažkých hmôt v nehlbokom podloží pod celým kryštalic-kým jadrom (obr. 2); Pospíšil — Filo, 1980). Nie bezvýznamným je aj alpský štýl stavby juhozápadného rohu Západných Karpát s podsunom jednotiek vonkajších Karpát prinajmenej po peripieninský lineament, t. j. po západný okraj horstva (Maheľ, 1980).

Nový pohľad na stavbu kryštalickeho jadra nás vedie k hľadaniu pokračovania južného penninika v podloží presunutých severných častí tatrika a južne od bradlového pásma. Našu predstavu opierame o rad takýchto faktov:

— Klastiká pôvodom z ultrabázik, hlavne vo flyšových sekvenciách albu-cenomanu križňanského priekrovu, manínskeho a klapského priekrovu, ale aj tatrických jednotiek (Mišík et al., 1980) dosť zreteľne poukazujú na existenciu väčších telies južne od pieninskej zóny (obr. 3c).

— Hojné obliaky exotik kyslých a bázických magmatitov, efuzív a intruzív, a to veku doger — spodná krieda (Kantor — Rybár, 1979) osobitne hojné v klapskom priekrove, ale aj vo flyšových sekvenciách manínskeho a križňanského priekrovu, ako aj v tatrických jednotkách naznačujú, že „ultrapieninskú kordinéru“ je najlogickejšie vysvetľovať ako vulkanicky aktívny okraj oceanického trogu počas albu a cenomanu tektonicky rozbitý a zmenený na obdukované šupiny (obr. 3d).

— Mocný albsko-cenomanský flyš klapského priekrovu bohatstvom zlepen-cov s exotickým materiálom a prítom-

nosťou organogénnych vápencov prezrádza nielen najvýraznejšie vplyvy obdukovaných šupín „ultrapieninskej kordiléry“, ale aj genetickú nadväznosť na mobilný podklad. A ten zrejme predstavovala zóna s oceanickým typom kôry, pokračovateľ južného penninika Álp. Tento flyš s hojnými chrómspinelmi pripomína kriedový flyš južného penninika priekrovov Simen a flyš Verspala (Oberhauser, 1968).

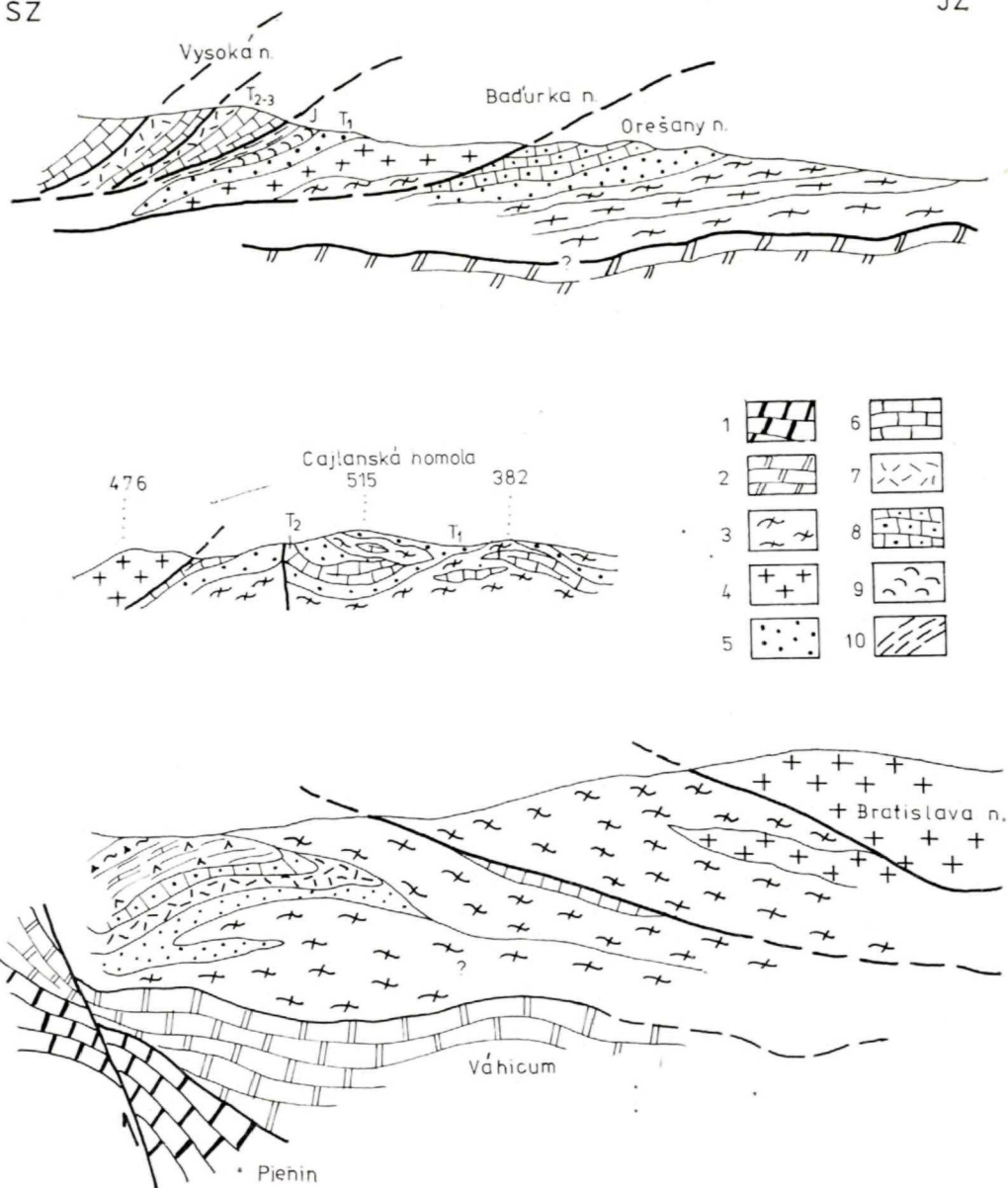
Aj prítomnosť vrchnokriedového flyšu v pribradlovej zóne (Maheľ, 1979) vedie k úvahe o jeho podmienenosti existenciou postupne subdukujúceho oceanického trogu.

Z gravimetrickej mapky (Pospíšil — Filo, 1980) možno predpokladať rozloženie jednotky s ťažkou hmotou (bázikami a ultrabázikami) južne od bradlového pásma zhruba v pribradlovej zóne a pod severným okrajom časti tatrika (obr. 2). Túto jednotku stotožňujeme s pokračovaním južného penninika. Nápadná je pritom súhra priestorového rozloženia týchto ťažkých telies s troma typmi styku vonkajších a vnútorných Karpát (v zmysle Maheľa, 1980). V juhozápadnom rohu, kde je bradlové pásmo presunuté cez flyšové, peripieninský lineament prebieha asi 40 km juho-východne od neho, rovnako aj vonkajší okraj pásma ťažkých hmôt. Naopak na východnom Slovensku ťažké hmoty rovnako ako peripieninský lineament siahajú severnejšie od bradlového pásma. V podstatnej časti Západných Karpát aj severný okraj ťažkých hmôt sa zhruba kryje s okrajom bradlového pásma, príp. pribradlovej zóny.

Viacštádiová subdukcia ťažkých hmôt pod tatrikum dáva odpoveď na príčinu vzniku hlbokovodných tylových trogov centrálnokarpatského flyšu. Nástup tohto flyšu, sprevádzaný náhlým prehĺbením, poklesom sedimentačného prostredia, zmenou molasovej sedimentácie za hlbokovodnú, ilovcovú potom až fly-

SZ

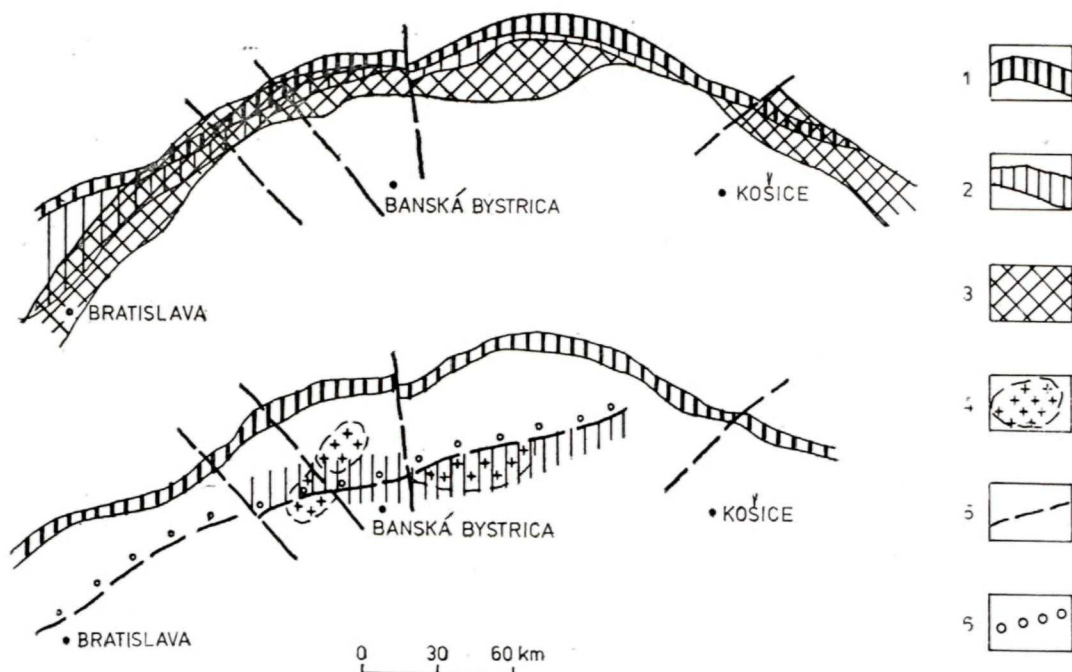
JZ



Obr. 1. Geologické profily kryštalinického jadra Malých Karpát

1 — pienidy, 2 — váhucum (pokračovanie južného penninika), 3 — kryštalinikum — ruly až fylity s telesami bázik, 4 — granitoidy, 5 — kremence T_1 , 6 — vápence rozmanitej fácie J_1 , 7 — plytkovodné pestré fácie vápencov $J_1 - J_3$ (séria Kadlubka), 8 — neokóm — alb, 9 — vápenc — dolomit, brekciovitý vápenc; trias až lias, 10 — dolomit

Fig. 1. Geological profiles through the Malé Karpaty (Little Carpathians) crystalline core 1 — Pienides, 2 — Váhucum, 3 — Crystalline complex, gneisses to phyllites with layers of basic rocks, 4 — Granitoids, 5 — Lower Triassic, quartzites, 6 — Limestones of variegated facies J_1 , 7 — $J_1 - J_3$ Shallow-water variegated limestones, 8 — Neocomian — Albian, 9 — Limestones, dolomite limestones, brecciated limestones — Triassic-Liassic, 10 — Dolomites



Obr. 2. Mapové skice nepriamych prejavov váhika v Západných Karpatoch

1 — bradlové pásmo, 2 — pribradlová zóna, 3 — pásmo „ťažkých hmôt“ v podloží (na základe gravimetrie), 4 — ľahké hmoty, granitoidy v podloží; 5 — severný okraj hlbinného tektonického štýlu tatrického kryštalinika, 6 — južný okraj bazénov centrálno-karpatského flyšu

Fig. 2. Sketch map of some indirect manifestations of the Váhikum in the West Carpathians

1 — Klippen Belt, 2 — Periklippen Belt, 3 — Belt of heavy masses in the basement (according to gravimetry), 4 — Light masses — granitoids in the basement, 5 — Northern margin of the deep tectonic style of the Tatríde crystalline complex, 6 — Southern margin of the basins of the Central Carpathian Flysch

šovú, je dôsledok kolapsu v kôre. Zároveň možno konštatovať, že južná hranica rozloženia týchto trogov viac-menej koinciduje s hranicou pripovrchového (prikrývového) štýlu kryštalinika tatrika. Južné časti tatrika, hlavne Nízkyh Tatier, vykazujú hlbinný tektonický štýl, sú zakorenené.

Predstava o pokračovaní južného penninika južne od bradlového pásma je spätá so zmenou náhľadov na stavbu a postavenie nielen tatrika, ale aj maňínskeho prikróvu, ktorý sa pokladal za „spojku“ bradlového pásma s tatrikom (Andrusov, 1938, 1968). Priestor pre iný geotektonický element sa mohol uvoľniť až po zaradení predalbských, pred-

flyšových členov maňínskeho prikróvu ako čiastkového prikróvu, súčasť kmeňového krížňanského prikróvu (Maheľ 1979) a po preukázaní priehlbeninového typu jury a spodnej kriedy severných tatrických jednotiek — fatranskej skupiny. Tým sa rozplynula predstava o geoantiklinálnom prahu pri vnútornom okraji bradlového pásma (Rakús, 1978, Salaj et al., 1978, Samuel et al., 1972).

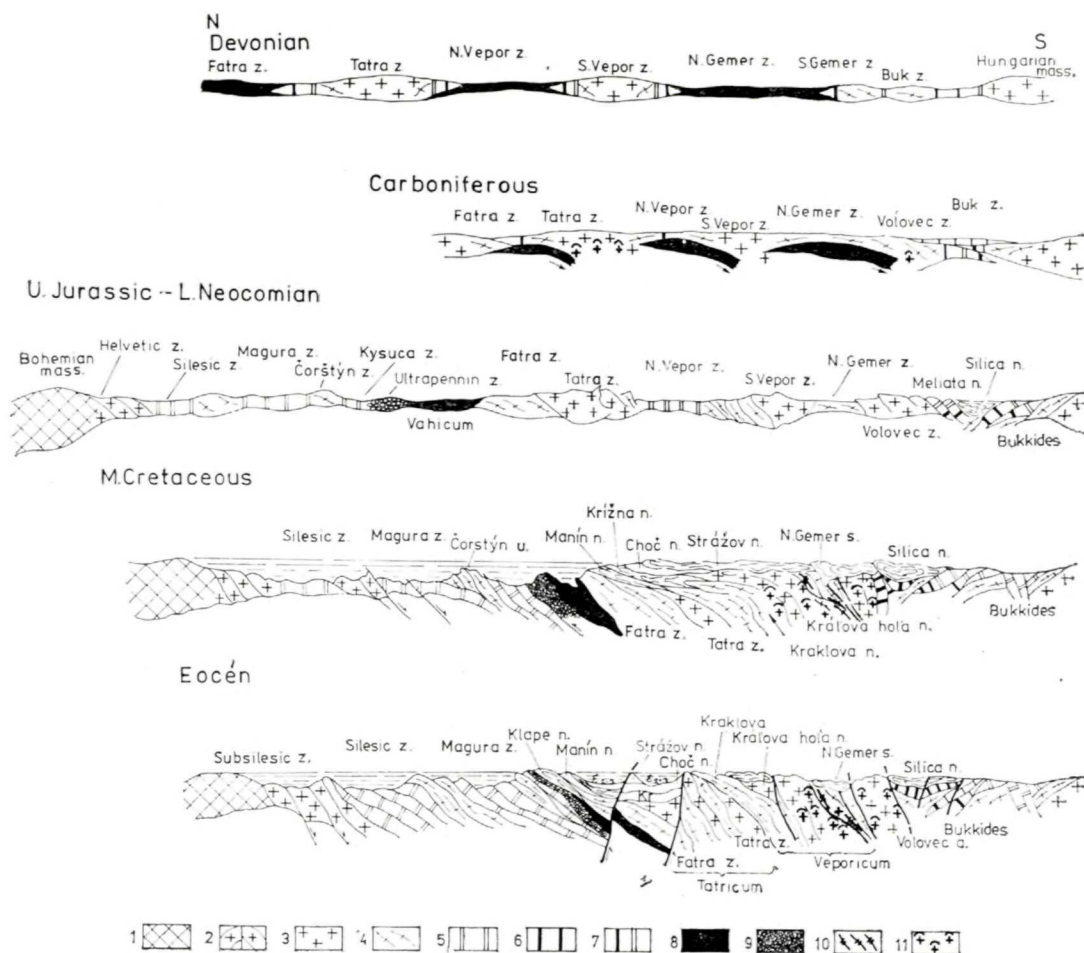
Nový paleotektonický element, pokračovateľ južného penninika do Západných Karpát, sme nazvali váhikum (M. Maheľ, v tlači). Najvýraznejšie sa prejavuje na Považí. Nový názov sme zvolili preto, lebo v stavbe aj v preja-

voch váhika v porovnaní s peninikom Alp je zrejme celý rad osobitostí.

Vyčlenením váhika sa mení náhľad na genézu a postavenie radu jednotiek.

V prvom rade sa to týka klapského prikrovu a celého bradlového pásma.

Klappský priekrov považujeme rovnako ako mladšie členy manínskeho prikro-



Obr. 3. Schéma paleotektonického vývoja Západných Karpát

1 — platforma (Český masív), 2 — alpínsky aktivizovaný starší masív, a) okraj platformy, 3 — hrubá sialická kôra (granity) intraoceanických prahov, 4 — ťažšia sialická kôra s bázikami, 5 — tenká sialická kôra trogov, 6 — paraoceanická kôra, 7 — nerovnomerne rozčlenená paraoceanická, často oceanická, ale aj sialická kôra (embryonálne geosynklinálna), 8 — oceanická kôra, 9 — paraoceanická kôra vulkanického ostrova, 10 — zóny intenzívnej intrasialickej subdukcie, 11 — prieniky alpínskych granitov

Fig. 3. — Scheme of paleotectonic development of the West Carpathians in the period of the Jurassic to Eocene

1 — Platform (Bohemian Massif), 2 — Alpine — activated older massif, a) margin of platform, 3 — Thick sialic crust (granitoids) of intraoceanic ridges, 4 — Heavier sialic crust (with basic rocks), 5 — Thin sialic crust of troughs, 6 — Paraoceanic crust, 7 — Unequally dissected paraoceanic (partly oceanic) to sialic crust, 8 — Oceanic crust, 9 — Paraoceanic crust of volcanic island, 10 — Zones of intensive intrasialic subduction, 11 — Penetrations of Alpine granites

vu, strednokriedové a vrchnokriedové členy flyšovej sekvencie za dedičov váhika tektonicky včlenených do bradlového pásma laramským vrásnením a neskoršími vrásneniami. Všetky členy pribradlovej zóny včítane brezovskej kriedy a pribradlového paleogénu sú nasledovateľmi váhika.

Vyčlenením váhika a pribradlovej zóny, a najmä zaradením flyšových komplexov klapského príkrovu do nej sa rozsah pieninskej zóny zužuje a vyčleňuje sa z neho podstatná časť flyšových komplexov. Tak sa rozdiely pieninského pásma medzi považským a pieninským úsekom značne znižujú a členitý charakter sa prejavuje zreteľnejšie.

Ostrovny charakter pieninskej zóny dokladá v Karpatoch inde nezvyčajné bohatstvo makrofauny a mikrofauny v karbonátových faciách mimoriadnej pestrosti. Osobitne markantne sa to prejavuje v porovnaní barémsko-aptských vápencov manínskeho príkrovu a synchrónnych vápencov v obliakoch albsko-cenomanských zlepcov (Andrusov, 1968, Borza et al., 1980). Nie menšie sú v tomto smere rozdiely aj pri porovnaní hlbokovodnejších jursko-spodnokriedových členov kysuckej jednotky a manínskeho príkrovu, ale aj rozdiely vo faunistickej pestrosti kosteľských krinoidových vápencov a priestorovo blízko rozložených krinoidových vápencov liasu chočského príkrovu.

S pohľadom na pieninskú zónu ako na členitý ostrovny oblúk sa podľa nášho náhľadu stáva pochopiteľným aj taký charakteristický znak, ako je heterogenosť a faciálna kontrastnosť. Dávno je známe, že každý z útvarov predstavuje paletu facií od plytkovodných po hlbokovodné. Osobitne prichodí vyzdvihnúť početnosť prechodných sekvencií od základných paleotektonických typov czortynského — kordilérového — po hlbokovodný — kysucký až pieninský (Andrusov, 1938, Birkenmajer, 1965).

Po vyčlenení podstatnej časti flyšových komplexov (klapský a manínsky príkrov) z bradlového pásma sa pieninská zóna ešte viac približuje k centrálnemu penniniku jednotiek Sulzfluh a Falknis, a to hlavne prevahou couche-rouge od albu až po eocén, prítomnosťou pestrých detritik od aptu a hiátmi v spodnej kriede, ale aj bizarnou stavbou typu tektonickej megabrekcie, tektonickej melanže s osobitným bradlovým štýlom. Rovnako ako v Alpách i južné okraje pieninskej zóny charakterizuje „ultrapieninská kordiléra“ (Trauth, 1934, Andrusov, 1938, 1968, Oberhauser, 1968).

Pri formovaní štruktúrnej zložitosti pieninskej zóny zohral dôležitú úlohu jeho ostrovny charakter, a to až v dvoch smeroch:

a) v náhlych zmenách typu facií, a tým aj v zmenách materiálovej heterogenosti a v zmenách hrúbky jednotlivých komplexov;

b) v priestorovom zovretí, obklopení heterogénneho úzkeho pásma medzi homogénnejšími komplexmi magurského pásma a váhika, resp. pribradlového pásma. Pieninská zóna vďaka pomerne malej šírke, ale pestrému heterogénemu obsahu zovretá uprostred homogénnejších celkov poskytla vhodné podmienky na drobenie počas skracovania, ktoré sa odohrávalo vo viacerých fázach. Vytvoril sa rad štruktúrnych elementov od väčších vrás a šupín až po malé bloky a útržky, ktoré prekonávali voľné pohyby. Výsledkom je melanž charakteristická zložitou a chaotickou stavbou v malom, ale v zachovaní poriadku pri rozložení základných jednotiek a pri zachovaní základných črt stavby po celej dĺžke (viac ako 800 km).

Bradlové pásmo vo svojej podstatnej časti sleduje skok v hrúbke kôry (miestami viac ako 10 km), známy ako peripieninský lineament. Aj ten, rovnako ako štruktúrny charakter, pokladáme za

prejav súvisiaci s pôvodným geotektonickým charakterom ostrovného oblúka, na ktorom sa najvýraznejšie prejavilo skrátenie sedimentačných priestorov a kôry. Skok k hrúbke kôry predstavuje azda jazvu po viacnásobných subdukciách pri zóne s kontinentálnou kôrou ostrovného oblúka. Štruktúrny typ tektonickej melanže bradlového pásma svedčí o nakopení más na ostrovej bariére.

V súlade s náhľadmi radu iných geológov treba podstatnú časť flyšového pásma pokladať za pokračovanie rhenodanubického flyšu, a tým za priameho či nepriameho pokračovateľa severného penninika (Maheľ, 1978, Roth, 1980). Ale karpatská flyšová geosynklinála je kompletnejšia v časovom rozsahu, je v nej zastúpené štádium predflyšu, vrcholového a neskorého flyšu, ale je aj členitejšia, lebo má vnútorné, stredné aj vonkajšie zóny. Prítomnosť typického predflyšu v sliezskom príkrove, navyše mocná ťešinitová asociácia naznačujú paraoceanický typ kôry, ktorý je logické predpokladať v strednom sliezskom pásme aj vo vnútornom magurskom pásme. Naopak podslezská skupina prikrovov, bez výraznejšieho zastúpenia predflyšu a s osobitným podielom flyšoidných členov, naznačuje vznik na hrubšom type kôry. Pritom sprievodné mezozoikum, hlavne „vo vonkajšom bradlovom pásme“ Pavlovských vrchov, naznačuje analógiu s helvetikom Álp. Treba uvažovať, či alpinsky akvizované časti kryštalinika v susedstve lednickej línie gravimetrického minima (Roth, 1980) nepredstavujú zvyšky helvetika, ale nie kryštalinikum Českého masívu, s ktorým je geneticky spätá čelná predhlbeň (obr. 3d, e).

Tendencie novej globálnej tektoniky a náš príspevok do teórie

Ani pri zdôrazňovaní priebežnosti te-

týdneho oceánu v duchu princípov novej globálnej tektoniky sa nevylučuje jeho členitosť na viac vetiev oddelených zónami so sialickým typom kôry. Nová teória stále viac nadväzuje na geosynklinálnu teóriu. Ale pôvodná predstava o geosynklinále sa rozširuje o ďalšie typy trogov, a to o trogy s oceanickým a paraoceanickým typom kôry. Naš prínos k teórii vidíme v dvoch smeroch:

Prvým môže byť vyjasnenie vývinu a stavby bükkid a rozpracovanie typu embryonálneho štádia geosynklinály s nerovnomerne členitým oceanickým — paraoceanickým tenkým sialickým typom kôry v nadväznosti na intrageosynklinálny maďarský masív (obr. 3c).

Druhý náš prínos vidíme v riešení historickej nadväznosti trogov s paraoceanickým, príp. oceanickým typom kôry na zóny kryštalinika bez granitoidov a naopak intraoceanických prahov na zóny s hercýnskymi a staršími granitoidmi a zón s embrionálno-oceanicko-paraoceanickým typom kôry na zóny slabšej hercýnskej stabilizácie (Maheľ, 1980). Západné Karpaty s dávnejšie známou členitosťou mezozoickej geosynklinály, poskytujú vhodný podklad na riešenie historických nadväzností alpinských paleotektonických elementov na prehercýnske typy kôry, a to po rozčlenení predalpínskeho podkladu na rad siedmich zón (Maheľ, 1980). Je totiž málo prípadov v alpidách s takou výraznou členitosťou kryštallického podkladu, ale aj takých výrazných nadväzností tohto fenoménu na členitosť a pesterosť permu aj mezozoika. Možno hovoriť o znakoch dedičnosti (Maheľ, 1980a, b, obr. 3a—3c). Pritom nejde o permanentné prejavy istých znakov, ale o odraz v type kôry a paleotektonických elementov, ktorý sa prejavuje v obdobiach globálnych prejavov paleotektonických zmien v „krízových“ obdobiach; v južných zónach výraznejšie v triase, v severnejších zónach v jure

a v spodnej kriede.

Globálne činitele určujú trend a zaisťujú jednotnosť vývinu alpínskych jednotiek v celom systéme. Pritom typ kôry, jej členitosť a heterogénnosť sa uplatňujú ako „protihráč“, určovateľ vývinových osobitostí v segmentoch (Maheľ, 1981). Povedané inými slovami, prejavy globálnych činiteľov sa uplatňujú najmä v istých časových úsekoch. V priestore sú však modifikované charakterom podkladu, lokálnymi zdedenými činiteľmi. Stretáme sa tu teda s uplatňovaním sa protirečivých činiteľov: časových, globálnych a lokálne priestorovo obmedzených.

Lokálne činitele, hlavne rozdielna členitosť kôry v jednotlivých segmentoch a alpidných jednotiek, vytvárajú základ osobitosti prejavujúcej sa v členitosti geosynklinály a v počte tektonických jednotiek. Sú teda aj základom odlišnosti stavby Západných a Východných Karpát. S nimi sú späté aj rozdiely v intenzite vrásnenia medzi jednotlivými segmentami alpíd. Pravda, vrásnenie nemožno chápať len ako tvorbu štruktúr, ako to robí B. Leško — I. Varga (1980). Vrásnenie je aj formovateľom podmienok následnej paleogeografie a paleotektoniky, usmerňovateľom sedimentácie a spoluúčastníkom konsolidácie kôry. Vo všetkých týchto svojich prejavoch sa zúčastňuje na formovaní osobitostí aj dedičných dispozícií.

V prospech dedičnosti hovorí aj zistenie polyfázovosti granitizácie a meta-konca aj v mladoalpínskych granitoch, ako sú naše gemerické, alebo dokonca aj v mladoalpínskych granitoch typu adamelitov v Západných a Východných Alpách, sú rádiometricky preukázané aj hercýnske granity (Kováč et al., 1979, Kantor — Rybár, 1979, Maheľ, 1978, Feninger, 1976, Trümpy et al., 1980). V rade priestorov alpíd, u nás vo veporiku, ako sprievod hercýn-

ských granitoidov vystupujú alpínske granity. Pri vyhľadávaní rudných ložísk sa potvrdzuje staré „pravidlo“ — „rudu hľadať pri rude“ a „ruda rodí“. Ale to naznačuje, že prejavy dedičnosti nie sú len dôsledkom mechanických vlastností kôry. Pravda, aj hmotnosť kôry hrá vo vývine geosynklinály úlohu; granitoidy majú tendenciu stúpať, báziká, ako ťažké hmoty, klesať.

Uvedené historické nadväznosti (vzťah alpínskych paleotektonických elementov k typu hercýnskej konsolidácie kôry, aktivizácia geosynklinály v triase v nadloží slabšie stabilizovaných hercýnskych komplexov, polyfázovosť granitizácie a metalogenézy) poukazujú na vzťahy zakotvené v podstate látkových procesov. Pri bližšom pátraní sa azda možno opierať o poznatok z priestorového rozloženia hlavných reprezentantov typov kôry, hlavne o spilitdiabázové a granitoidné formácie. Vo väčšine prípadov vytvárajú samostatné zóny. Kyslé a bázické formácie vykazujú tendenciu navzájom sa vyhýbať. Z toho dedukujeme, že nositeľa sil usmerňujúce rozloženie typov kôry treba hľadať v procesoch riadiacich diferenciáciu aj rejuvenizáciu magmy. Tam kdesi sú skryté „gény“ neživej prírody, ktoré vplývajú na ďalší vývoj kôry a jej paleotektonické elementy.

Recenzoval P. Reichwalder

LITERATÚRA

- Andrusov, D. — 1938: Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes occidentales III, Tectonique. Praha, p. 1—135.
- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, Vyd. Slov. akad. vied, 188 S.
- Andrusov, D. 1975: Aperçu bref du bati des Carpathes occidentales. 10th Kongress of the Carpathian-Balkan Geological association. General proceedings. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, pp. 95—108.

- Auboin, J. — Debelmas, K. 1980: L'Europe alpine: les chaines préiméditerranéennes: Intraduction. In: *Geologie des chaines alpines issues de la Téthys*, p. 62—66.
- Bajaník, Š. — Reichwalder, P. 1979: Outline of the paleotectonic development of the Gemic and its relation to adjacent tectonic units. *Bratislava, Veda*, pp. 141—154.
- Balogh, K. 1964: Die geologischen Bildungen des Bükk. Gebirges. *Magy. áll. földt. Intéz. Évk.*, S. 555—705.
- Balla, Z. — Baksa, C. — Földessy, J. — Havas, L. — Szabo, J. 1980: The tectonic setting of ophiolite in the Bükk mountains (North Hungary). *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 31, pp. 465—494.
- Began, A. — Salaj, J. 1979: Nové paleogeografické poznatky vo vrchnej kriede a v paleogéne západného a stredného Slovenska. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Bratislava. *Geol. úst. D. Stúra*, s. 161—174.
- Birkenmajer, K. 1965: Outlines of Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 35, 401 p.
- Birkenmajer, K. 1976: The Carpathian orogen and plate tectonics. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Cz.*, A-2 101, pp. 43—53.
- Borza, K. — Gašparíková, V. — Michalík, J. — Vašíček, Z. 1980: Upper Jurassic — Lower Cretaceous sequence of the Križna nappe (Fatric) in the Strážovce, section, Strážovské vrchy Mts. (Western Carpathians). *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 31, pp. 541—562.
- Debelmas, J. — Oberhauser, R. — Sandulescu, M. — Trümpy, R. 1980: L'arc alpine-carpatique. In: *Geologie des chaines alpines issues de la Théthys*, pp. 86—96.
- Debelmas, J. 1960: Comparaison du trias haut-tatarien avec celui des alpes occidentales. Zone intraalpine. *Acta geol. pol.*, 10, 2, pp. 107—121.
- Dolenko, G. N. — Danilovič, L. G. 1976: Novoje učenije o geosinklinalach i jeho primenije v Ukrajinskich Karpatoch. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 27, s. 1—10.
- Dewey, J. F. — Pitman, W. C. — Bonnin, J. 1973: Plate tectonics and evolution of the alpine system. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 84, pp. 3137—3180.
- Feninger, E. 1976: Karavenken tonalit. *Rozprava Geologija, Poročila*, 19, Ljubljana, p. 192—210.
- Fusán, O. — Ibrmajer, J. — Plančár, J. 1979: Neotectonic Bloks of the West Carpathians. Geodynamic investigation in Czechoslovakia. *Bratislava, Veda*, pp. 187—192.
- Grecula, P. — Varga, J. 1979: Variscan and Pre-variscan events in the Western Carpathians represented along a geotransverse. *Mineralia slov.*, 11, pp. 289—297.
- Grubič, A. 1974: The Serbian-Macedonian mineralogic province in the light of the nealpine activation. Metallogeny and concepts of the geotectonic development of Yugoslavia. *Beograd*, 311 p.
- Hovorka, D. 1936: Ultrabasische Gesteine der Westkarpaten in der Slowakei. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 16, S. 129—142.
- Horváth, F. — Vörös, A. — Onuoha, K. M. 1977: Plate-tectonics of the Western Carpatho-panonian region: A working Hypothesis. *Acta Geol. Acad. Sci. hung.*, 21, 4, pp. 207—221.
- Kantor, J. — Rybár, M. 1979: Radiometrické veku granitov zo Spišsko-gemerského rudohoria a príľahlej časti veporíd. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 73, s. 213—234.
- Kantor, J. — Rybár, M. 1979: Radiometric ages and polyphasic character of gemeride granites. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 30, pp. 433—447.
- Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského krystalinika. *Západné Karpaty (Bratislava)*, 6.
- Klinec, A. 1979: Geologické profily z niektorých oblastí Západných Karpát. In: *Tektonické profily Západných Karpát*. Bratislava. *Geol. úst. D. Stúra*, s. 167—176.
- Kotański, Z. 1979: Pozycja Tatr w obrębie Karpat Zachodnich. *Przeg. geol. (Warszawa)*, 27, 7/315, s. 359—369.
- Kozur, H. — Mock, R. 1973: Zur Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Série des Slowakischen Karstes. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 24, S. 365—374.
- Książkiewicz, M. 1972: Budowa geologiczna Polski. *Tektonika, Karpaty. Warszawa, Inst. Geol.*, 4, 3, 228 p.
- Książkiewicz, M. 1977: The Tectonics of the Carpathians. In: *Geology of Poland IV. Warszawa, Tectonics Publ. house Wydawnictwo Geologiczne*, pp. 476—671.
- Kovács, A. 1980: Paleogeographical significance of the Triassic Hallstatt limestone facies in the North Alpine faciesregion. *Földt. Közl.*, 110, 4, pp. 360—381.
- Kovach, Á. — Svingor, E. — Grecula, P. 1979: Nové údaje o veku gemeridných granitov. *Mineralia slov.*, 11, s. 71—77.
- Leško, B. et al. 1977: Je penninikum prítomné v Západných Karpatoch na východnom Slovensku? *Mineralia slov.*, 9, s. 221—233.
- Leško, B. — Varga, I. 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. *Mineralia slov.*, 12, pp. 97—130.
- Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Západní Karpaty. *Praha, Ústř. úst. geol.*, 486 p.

- Maheľ, M. 1974: Tectonics of the Carpathians Balkan regions. Introductory articles. *Bratislava, Geol. úst. D. Štúra*, pp. 9—52.
- Maheľ, M. 1978: Niektoré otázky paleogeografie Západných Karpát vo svetle novej globálnej tektoniky. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 23—33.
- Maheľ, M. 1978: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. *Západné Karpaty, Geol. (Bratislava)*, 4, pp. 1—165.
- Maheľ, M. 1978a: Manín unit, relation of Klippen Belt and Central West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 29, pp. 197—214.
- Maheľ, M. 1979: Palinspastic picture of the West Carpathians in the basic evolutionary stages. Geodynamic investigations in Czechoslovakia. *Bratislava, Veda*, pp. 179—186.
- Maheľ, M. 1979a: Fatranský, nie šiprunský; nový pohľad na tektonické členenie a stavbu tatrid. *Mineralia slov.*, 11, s. 263—277.
- Maheľ, M. 1979b: Development and structure of the Czechoslovak Carpathians in the light of principles of global tectonic. *Bratislava, Veda*, pp. 9—26.
- Maheľ, M. 1980: Periklippen zone: nearer characterization and significance. *Mineralia slov.*, 12, pp. 193—207.
- Maheľ, M. 1980a: The West Carpathians a view of structural facial dissection from the view point of new global tectonics. In: *Geologie des chaines alpines issues de la Thétys*, p. 97.
- Maheľ, M. 1980b: Sú granitoidné masívy Malých Karpát priekrovi? Represent the granitoids of the Malé Karpaty Mts. Nappes? *Mineralia slov.*, 12, s. 185—187.
- Marschalko, R. 1979: Considerations about Pienide flysch basins and their substratum in the Cretaceous and Paleogene (West Carpathians). *Bratislava, Veda*, pp. 103—114.
- Marschalko, R. 1979: Cretaceous Flysch of the Pieninian Klippen Belt and the Decay of the Crust in the Tatríde Foreland. Geodynamic investigations in Czechoslovakia. *Bratislava, Veda*, pp. 243—252.
- Marschalko, R. — Kysela, J. 1979: Geológia a tektonika pieninského bradového pásma a maninskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou; Geology and tectonics of the Pieniny klippen belt and of the Manín unit between Žilina and Považská Bystrica. In: *Tektonické profily Západných Karpát*. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, pp. 41—58.
- Mello, J. — Reichwalder, P. 1979: Geologické profily jv. častou Spišsko-gemerského rudohoria a príľahlou časťou Slovenského krasu. In: *Tektonické profily Západných Karpát*. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 193—198.
- Mišík, M. 1978: Niektoré paleogeografické problémy bradového pásma. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 147—160.
- Mišík, M. — Jablonský, J. — Fejdi, P. — Sýkora, M. 1980: Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians. *Mineralia slov.*, 12, pp. 209—228.
- Mock, R. 1978: Knowledge recently gained about the southern parts of the West Carpathians. In: J. Vozár (ed.): *Paleogeographical evolution of the West Carpathians*. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, pp. 321—341.
- Oberhauser, R. 1968: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik in der Paläogeographie während der Oberkreide und des Paläogens im Ostalpen-raum. *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, Bd 111, S. 115—145.
- Plašienka, D. 1979: Tektonické profily stružnickej jednotky na severovýchodných svahoch Kráľovej hole. In: *Tektonické profily Západných Karpát*. Bratislava, Geol. úst. D. Štúra, s. 179—184.
- Pospíšil, L. — Filo, M. 1980: Centrálna ťažové minimum Západných Karpát a jeho interpretácia. *Mineralia slov.*, 12, s. 149—164.
- Prey, S. 1978: Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. *Mitt. Österr. geol. Gessel.*, 69, 6 Abb. S. 1—25.
- Roth, Z. 1967: Die structurellen Beziehungen in der Grenzzone zwischen den Alpen und Karpaten. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 42, S. 29—49.
- Roth, Z. 1980: Západní Karpaty — terciérní struktura střední Evropy. *Praha, Ústř. úst. geol.*, 128 s.
- Rozložník, L. 1977: Problems of Alpine metamorphism in relation to siderite ore formation in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (SE Slovakia). *Mineralia slov.*, 10, s. 311—320.
- Rozložník, L. 1979: Alpine metallogenesis in the West Carpathians and global tectonics. *Bratislava, Veda*, pp. 234—244.
- Salaj, J. — Kysela, J. — Gašparíková, V. — Began, A. 1978: Dán a mont maninskej série západne od Žiliny a otázka laramského vrásnenia. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 70, s. 57—81.
- Samuel, O. — Borza, K. — Köhler, E. 1972: Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathian). *Bratislava, Geol. úst. D. Štúra*, 846 p.
- Sandulescu, M. 1975: Essai de reconstitution des éléments préparoxi smaux alpins des Dacides (Intermides) orientales. *Rev. roum. Géol. Geophys., Géogr., Sér. Géol.*, 17, 1.
- Sandulescu, M. 1980: Analyse géotectonique des chaines alpines situées autour de la mer noire occidentale. *Ann. Inst. geol. geoph. Bucuresti*, 56, p. 5—54.

- Siegl, K. 1978: Fault in the contact area of the Dumbier and Kraklová crystalline complexes (West Carpathians). *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 29, pp. 147—160.
- Sikora, W. 1976: On lineaments found in the Carpathians. *Ann. Soc. geol. Pol. (Kraków)*, 46, pp. 3—27.
- Szadecky-Kardoss, E. 1973: The Subduction Zones of the Carpatho-Pannonian Region. *Földt. Közl. (Budapest)*, 103 p.
- Tollmann, A. 1975: Karpatische Züge in Fazies und Tektonik der Ostalpen sowie Anmerkungen zur Grossgliederung des Subtatrikum. *Tectonic problems of the Alpine system. Bratislava, Veda*, pp. 109—120.
- Tollmann, A. 1978: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. *Mitt. Österr. geol. Gesell. (Wien)*, 69, S. 291—351.
- Trauth, F. 1934: Geologische Studien in dem westlichen niederösterreichischen.
- Trümpy, A. et al. 1970: Aperçu général sur la Géologie des grisons. *C. R. Soc. géol. France*, pp. 330—364.
- Trümpy, R. et al. 1980: An outline of the geology of Switherland. *Basel — New York*.
- Wein, Gy. 1978: A Kárpát-medence alpi tektonogenezise. *Magy. áll. földt. Intéz. évi Jelent.*, p. 245—256.
- Wein, Gy. 1978: Alpine Type Tectogenesis of the Carpathian Basin (in Hung.). *Ann. Rep. Hung. Geol. Inst.*, pp. 245—256.
- Veizer, J. 1970: Contribution to Tectogenesis and Orogenesis of the Slovak Part of the High Tatra Mantle Series. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 2, pp. 309—326.
- Vrána, S. 1980: Newly-formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the Central zone of the West Carpathians. *Věst. Slov. geol. úradu*, 25, pp. 41—54.
- Zátopek, A. 1979: On Geodynamical Aspects of Geophysical Synthesis in Central Europe. *Bratislava, Veda*, pp. 91—104.
- Zoubek, V. 1960a: Geological sections across the axial depression of the Nízke Tatry Mts. east of Čertovica Pass (2—4) and the Dumbier elevation (1). In: *Máška, M. — Matějka, A. — Zoubek, V. (edit). et al., Tectonic development of Czechoslovakia. Praha*.

Plate tectonics and extension of Penninikum in West Carpathians

MICHAL MAHEĽ

In West-Carpathian literature the influence of plate tectonics led to intensified search for the continuation of the Penninikum in the West Carpathians. Most attention was paid to the areas of basic and ultra-basic rocks in the Meliata Group and in the Bükkides, and to the Klippen Belt with well known bizarre tectonic style of the tectonic melange type.

Some geologists (Leško et al. 1978; Leško — Varga 1980; Wein 1977) were inspired to parallelization of the Meliata Group with the area of the Rechnitzer tectonic window because of a comparatively short distance between them. Such parallelization is however, unacceptable from geological standpoint.

The Penninikum is — even in the Rechnitzer window — Cretaceous, partly Jurassic whereas the Meliata Group is Triassic. In respect of their position the Penninikum is a northern unit and the Meliata Group as a part of the Bükkides belongs among the southernmost units and is even farther south than the Austroalpinicum. The above mentioned

authors also discussed ophiolite sequences in Eastern Carpathians in Transcarpathian Ukraine and used them for comparisons. And this is even against formal logic principle. Geotectonic position of mostly Jurassic, partly Triassic sequences with basic rocks in Transcarpathian Ukraine is, in fact unknown as well as the number distribution of Inner-Carpathian units in the basement of the Neogene.

Both the Meliata Group and the most part of the Bükkides including basic rocks and radiolarites, are Triassic (R. Mock 1970; A. Kovács 1980). Younger members were not determined. The Triassic character of these ophiolitic sequences also reflects paleotectonic dissection and paleogeographic instability. Practically each profile of the Meliata Group shows a particular succession of its members (R. Mock 1978). This is characteristic of the initial stage of oceanization of the Alpine geosyncline, typical of the Trias of the inner zones of the Dinarides (M. Maheľ 1974). So the Dinaride character of the

ophiolitoid sequences is not only in their Triassic age and incompleteness (Š. Bajaník — P. Reichwalder 1979) but also in paleotectonic dissection and paleogeographic unstableness. The Bükkides are a dissected zone with oceanic-paraoceanic to sialic crust. In the northerner Gemericum and Veporicum the characters of the Penninicum are also absent. They are: Jurassic-Lower Cretaceous ophiolitoid sequences and their immediate association with thick- Middle Cretaceous and Upper Cretaceous Flysch. In this respect the northern units of the West Carpathians are interesting.

In the problem of continuation of the Penninicum in the West Carpathians, the Malé Karpaty Mts. have the key position because of their particular structure within West Carpathian core mountains, and their relation to the Alps (M. Maheľ et al. 1967). The Malé Karpaty comprise first of all thick Paleozoic, mostly meso — and epimetamorphosed series (the Pezinok — Pernek and Harmonia Groups). They show analogues to the Wechsel Group — the lowest unit of the Unterostalpine nappes, which is the immediate overlier of the Penninicum in the Rechnitzer window (A. Pahr 1979). More-or-less autochthonous granitoid bodies in the Malé Karpaty Mts. are regarded as a Tatric particularity, but the existing data are indicative of the overthrust position of granitoid "massifs" of the Malé Karpaty Mts. (M. Maheľ 1980; Fig. 1), and also of the distribution of heavy masses in the basement beneath the entire crystalline core (Fig. 2) (L. Pospíšil — M. Filo 1980).

Clastic material from ultrabasic rocks, mainly in flysch sequences from the Albian-Cenomanian of the Křížna nappe, of the Manín and Klappe nappes and of Tatrid units (M. Mišík et al. 1981) are indicative of the existence of a zone with ultrabasic rocks at the south of the Pieniny zone.

Plentiful exotic pebbles of acid and basic magmatites, effusive and intrusive rocks of Dogger-Lower Cretaceous age (J. Kantor — M. Rybár 1980) — abundant in Alb-Cenomanian Flysch sequences of the Klappe, Manín and Křížna nappes, and in Tatrid units may be explained most properly as a volcanic-active margin of an oceanic trough, tectonically broken in the Albian and Cenomanian times, and changed into obducted slices (Fig. 3 c-e).

Thick Albian-Cenomanian flysch of the Klappe nappe, analogous to the Cretaceous flysch of the Simen nappe and Verspala flysch (R. Oberhauser 1976, 1980), is in genetical

relation to the mobile basement which is evidently the zone with an oceanic type of crust — the extension of the South Penninicum in the Carpathians.

Gravimetric map (L. Pospíšil — M. Filo 1980) also shows the distribution of heavy masses (basic and ultrabasic rocks) south of the Klippen Belt, approximately in the Periklippen zone and partly below the northern periphery of the Tatrides (Fig. 2).

Subduction of heavy masses beneath the Tatricum proceeded in several stages, facilitated explanation of formation of deep-sea back troughs of the Central Carpathian flysch (Fig. 3 d-e). The southern border of the troughs partly coincides with the contact of two tectonic styles of crystalline complex of the Tatrides: perisurficial and deep. Southern parts of the Tatrides, mainly of the Nízke Tatry Mts. display deep tectonic style, they are rooted-in.

The idea of the extension of the South Penninicum south of the Klippen Belt is associated with changing opinions about the structure and position of the Tatricum and also of the Manín nappe, regarded formerly as a "conjunct" between the Klippen Belt and the Tatricum (D. Andrusov 1938, 1968). Then there was a place made free for other geotectonic element only after the pre-Albian, pre-flysch members of the Manín nappe were defined as a subordinate nappe — a part of the trunk (primary) Křížna nappe (M. Maheľ 1979), and after the depression type of the Jurassic and Lower Cretaceous of the northern Tatric units — the Fatricum was evidenced. And this was a denial of the idea about a geanticlinal ridge along the inner side of the Klippen Belt (M. Rakús 1978; J. Salaj — O. Samuel 1977).

The new paleotectonic element — extension of the South Penninicum in the West Carpathians — is called the Vahicum (M. Maheľ — in print). We have chosen the new term because in comparison with the Penninicum of the Alps there may be many particularities in the structure and character of the Vahicum.

Determination of the Vahicum leads to changes in opinions about genesis and position of many units, particularly of the Klappe nappe and the entire Klippen Belt.

We regard the Klappe nappe — like younger members of the Manín nappe (Middle and Upper Cretaceous members of the flysch sequence) — as "heirs" of the Vahicum tectonically enclosed in the Klippen Belt by Laramian and later orogenies. All members of

the Periklippen zone including the Cretaceous of Brezová and the Periklippen Paleogene are successors of the Vahicum.

After the determination of the Vahicum and the Periklippen zone, and after ranging the Klappe nappe flysch complexes to this zone, the extent of the Pieniny zone gets reduced and most of flysch complexes of the Klappe and Manín nappes are excluded from them. Thus the Pieniny zone get in a closer relation to Central Penninikum of the units Sulzfluh and Falknis, mainly because of the *couche-rouge* dominating from the Albian to the Eocene, then for variegated detrital material from the Aptian, hiatuses in the Lower Cretaceous and because of their bizarre structure of the type of tectonic megabreccia, tectonic melange with a particular klippen style. Like in the Alps, the southern margins of the Pieniny zone are characterized by the "ultrapieninian cordillera" (F. Trauth 1920; D. Andrusov 1938, 1968; R. Oberhauser 1968). Formation of complicated structure of the Pieniny zone was conditioned by their island-arch character. This affected a) sudden changes of facies types and thus also in material heterogeneity and in thickness of the individual complexes; b) in spatial enclosure of a narrow heterogeneous belt between homogeneous complexes of the Magura zone and of the Vahicum, and the periklippen zone. Comparatively narrow Pieniny zone, with varied heterogeneous content, enclosed by homogeneous complexes, were favourable for disintegration in the course of shortening proceeding in several phases. This resulted in structural elements like larger folds, slices, smaller blocks and shreds that made free movements to form melange with complicated and chaotic structure in a small extent but with well organized distribution of principal units, and with well preserved basical features of the structure over a length of more than 800 km.

In accordance with opinions of other geologists, the most part of the Flysch Belt is to be regarded as the extension of the Rhodanubian flysch and thus for a direct or indirect continuation of the North Penninikum (M. Maheľ 1978; Z. Roth 1980). As for time span, the Carpathian flysch geosyncline is more complete with its pre-flysch stage, with the culmination stage of flysch and with the late flysch. It is also more dissected, with its inner, central and outer zones. Typical pre-flysch in the Silesian nappe, and the thick teschenite association are indicative of the paraoceanic type of crust which can logically be expected in the central zone and

in the inner Magura zone. And the Sub-Silesian nappes without any significant pre-flysch representatives, and with quite numerous flyschoid members prove the origin from a thicker crust type. The associated Mesozoic, mainly in the outer "Klippen" Belt of the Pavlovské vrchy Mts. shows analogues with the Helveticum of the Alps. There is a problem for consideration, namely that the alpine-activated parts of a crystalline complex adjacent to the Lednice line of the gravimetric minimum (Z. Roth 1980) could be rests of the Helveticum and not the crystalline complex of the Bohemian Massif to which the foredeep is genetically related.

New plate tectonic trends; our contribution to theory

The emphasis on the continuous course of the Tethys ocean in the sense of the principles of new plate tectonics cannot exclude its dissection in more branches separated by zones with sialic type of the crust. The new theory is still more closely associated with the geosynclinal one, and the original concept is widened by troughs with oceanic and paraoceanic crust. Our contribution is as follows:

a) The explanation of the development and the structure of the Bükkides as a type of embryonal stage of geosyncline with irregularly dissected oceanic — paraoceanic — thin sialic types of crust and its relation to the intrageosynclinal Hungarian Massif (Fig. 3 c).

b) I see another contribution in solving the problem of historical relationships between troughs with paraoceanic or oceanic type of crust to crystalline zones without granitoid rocks, and the relation of intraoceanic ridges to zones with Hercynian and older granitoid rocks; and zones with embryonal — oceanic — paraoceanic type of crust to zones of weaker Hercynian stabilization (M. Maheľ 1980). The West Carpathians — after the division of the pre-Alpine basement into several zones according to types of the crust — with their well known dissection of the Mesozoic geosyncline, facilitate the explanation of historical relations of Alpine paleotectonic elements to the individual Hercynian types of the crust. In fact in the Alpides there are few examples of so intensely dissected crystalline basement and of such conspicuous association of this phenomenon with the dissection and variegatedness of the Permian and of the Mesozoic. We may speak about

the signs of heredity (M. Maheľ 1980 a, b). Here we do not mean permanent manifestations of certain signs but a reflection in the type of the crust and of paleotectonic elements in the time of plate tectonic manifestations of paleotectonic changes in "critical" periods. The changes were more intense in the Triassic period in southern zones; in the Jurassic and Lower Cretaceous times in northern zones (Fig. 3 a, b, c). The plate-tectonic factors control the trend and provide the unified history of the Alpides in the entire system. Types of the crust, its dissection and heterogeneity are a "counterpart", a determinant of the historical, particularities in the individual segments (M. Maheľ 1981). In other words, the plate-tectonic factors are active mainly in certain time intervals. They are, however, spatially modified by the nature of the basement, by local inherited factors.

The local factors, mainly different dissection of the crust in the individual segments of the Alpides are cause of particularities in dissection of the geosyncline and in the number of tectonic units. So the different structure of the West Carpathians and the East Alps is also due to these local factors, as well as differences in the intensity of folding in the individual segments of the Alpides. Naturally, folding cannot be regarded only the "creator" of structures — as done by B. Leško — I. Varga (1980). Folding forms conditions of the subsequent paleogeography and paleotectonics, controls deposition and participates in crust consolidation. Thus it also affects formation of particularities and hereditary dispositions.

The idea of heredity is also supported by

polyphasic granitization and metallogeny. In typically Alpine granites — like the Gemerike granites — and in neoalpine granites — like adamellites in the West and East Alps also Hercynian granites were radiometrically evidenced (J. Kantor — M. Rybár 1980). In many areas of the Alps and in the Veporides, the Hercynian granitoid rocks are associated with Alpine granites (M. Maheľ 1978; R. Trümpy et al. 1960).

It follows that heritage is not only result of mechanical properties of the crust. Naturally, the weight of the crust has its role in the history of the geosyncline as well: granitoid rocks show ascending trend; basic rocks — heavy mass — will sink.

The historical relations: association of Alpine paleotectonic element with the type of Hercynian consolidation of the crust, Triassic activation of the geosyncline in the overlier of less stabilized Hercynian complexes, polyphasic granitization and metallogeny are indicative of relationships resulting from the substance of deep geological processes. Detailed examination may be based on spatial distribution of the main representatives of types of the crust: spillite-diabase formations and granitoid rocks. In most cases they form independent zones; acid and basic formations avoid each other. It follows that the bearers of forces controlling distribution of types of the crust should be sought in processes controlling differentiation and rejuvenation of magma. This may be where the "genes" of anorganic nature affecting further history of the crust and of its paleotectonic elements are hidden.

Preložila: E. Jassingerová