

Model vývoja Západných Karpát

(2 obr. v texte)

MICHAL MAHEL*

Модель развития Западных Карпат

Новые сведения и изменения в описании осадконакопления, магматизма, метаморфизма и складкообразования опирающихся о принцип глобальной тектоники, позволяет предложить модель развития Западных Карпат начиная герцинским орогенезом. Особое значение уделено разнице герцинской стабилизации в отдельных областях Западных Карпат.

Development model of the West Carpathians

A set of new knowledges as well as changes in appreciation of sedimentation features, magmatism, metamorphism and folding based on principles of global tectonics allowed to afford the model of the West Carpathian development as from the Hercynian structural plan. Significant differences in Hercynian stabilisation of different regions of the West Carpathians are emphasized.

V ostatných rokoch sa získal rad poznatkov dôležitých na spresnenie našich náhľadov na vývoj Západných Karpát. K nim nesporne patria:

— Zistenie staropaleozoického veku niektorých sérií karpatského kryštalinika, ako je pezinsko-pernecké (B. Cambel — O. Čorná 1974), hronská séria (A. Klinec — E. Planderová — O. Miko 1974), séria Klinisko v Nízkych Tatrách, svorovo-fylitické komplexy kryštalinika v severnej časti Považského Inovca (O. Čorná — L. Kamenický 1976).

— Potvrdenie hercýnskeho veku značnej časti granitoidov v Západných Karpatoch (J. Kantor 1957, J. Burchart 1970, A. Bojko 1975) so širokým časovým rozpätím granitizačných procesov (od vrchného devónu až po perm), s predchádzajúcim prejavom „termálnych“ procesov (bližšie M. Mahel — v tlači) a s nerovnomerným prejavom granitizácie v jednotlivých zónach Západných Karpát.

— Nerovnomernosť intenzity a časových prejavov hercýnskeho vrásnenia v jednotlivých oblastiach (zónach) Západných Karpát; slabší postih gemeridného paleozoika týmto vrásnením a slabý postih hercýnskou granitizáciou (M. Mahel 1975).

— Rozloženie permu v niekoľkých grabenoch (A. Vozárová — J. Vozár 1975) a ich väzba na zóny slabšie postihnuté hercýnskou granitizáciou (M. Mahel 1976a, b).

* Akademik Michal Mahel, Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

— Závislosť typu triasu od hercýnskej stabilizácie (M. Maheľ 1975, 1976b) a zistenie triasu blízkeho ofiolitovým asociáciám južne od rožňavskej línie: v meliatskej sérii (R. Kozur — R. Mock 1973) a v Bükku; „južný“ typ triasu v podloží bradlového pásma (M. Mišík 1976).

— Početné prejavy bazického magmatizmu v neokóme zliechovskej jednotky a v spodnoalbskom súvrství križňanského príkrovu, ako aj v obalových jednotkách (M. Maheľ 1967, 1976b).

— Nálezy glaukofanitov v kriedových zlepencoch bradlového pásma (L. Kamenický 1975) a častejších úlomkov bázik a ultrabázik, ako aj chromitov v spodnokriedových súvrstviach v bradlovom pásme (M. Mišík 1976).

— Zaradenie kriedových zlepenčov v bradlovom pásme (počnúc albom) do fácie wildflyša (R. Marschalko 1973).

— Potvrdenie predflyšovej sedimentácie (pred nástupom flyša s. s.) v albско-cenomanskom súvrství križňanského príkrovu a obalových jednotiek v maňinskom príkrove, ako aj v centrálnokarpatskom flyši (R. Marschalko 1968, M. Maheľ 1973a).

— Zistenie náhlych zmien, a to aj laterálnych medzi hlbokovodnými fáciami jury (zliechovský typ) a plytkovodnými (vyšocký typ) v križňanskej jednotke (M. Maheľ 1967).

— Zaradenie granitoidných más v krakľovskej zóne (vo forme tektonických krýh) k severným výbežkom kráľovohoľského príkrovu (A. Klinec 1971, 1976), a tým zvýraznenie osobitostí typu kryštalinika krakľovskej zóny a južných častí ľubietovskej zóny.

— Potvrdenie alochtónnej pozície série Veľkého boku (A. Klinec 1974).

— Situovanie pôvodnej koreňovej zóny križňanského príkrovu (jej zliechovského typu) do zón severoveporidného kryštalinika, ktoré má malý podiel granitoidov, slabšiu hercýnsku stabilizáciu a pravdepodobne malo i tenšiu kontinentálnu kôru počas formovania západokarpatskej geosynklinály (M. Maheľ 1976a, b).

— Zistenie dvoch paleotektonicky odlišných tatridných obalových sérií (M. Maheľ 1963, 1967, nazvaných neskôr tatranský a fatranský typ, M. Maheľ 1973a) a zlomov, ktoré zvyšovali členitosť tatrid v západokarpatskej geosynklinále (M. Maheľ 1977).

— Hodnotenie vrásnenia ako dlhodobejšieho procesu a angulárnych diskordancií nie ako jediného, lež ako najvýraznejšieho prejavu vrásnenia (M. Maheľ 1976, R. Marschalko 1976), slovom, komplexnejší prístup k hodnoteniu vrásnenia.

— Bližšie poznanie typu autochtónneho mezozoika v podloží vonkajšej skupiny príkrovov flyšového pásma (M. Eliáš 1976).

V ostatných rokoch sa v našej literatúre stretávame s viacerými dedukciami, ktoré sa dotýkajú vývinu západokarpatskej geosynklinály, usmernenými princípmi globálnej tektoniky. Prejavujú sa:

— v úsilí posúdiť typ kôry na základe tektofaciálnych typov sedimentov a na základe magmatitov (M. Maheľ 1974; M. Mišík 1976; D. Vass 1976; V. Konečný — J. Lexa 1976);

— v dynamickejšom pohľade na zmeny paleogeografických a paleotektonických pomerov v priebehu vývinu Západných Karpát (M. Maheľ 1974; R. Marschalko 1976; D. Vass 1976);

— v dynamickejšom pohľade na formovanie štruktúr a v snahe zostaviť

geodynamický model Západných Karpát (Z. Roth 1971, 1974; P. Grecula 1973; P. Grecula — Z. Roth 1976);

— v tendencii poznať a odlíšiť prvky globálnejšieho významu od prvkov špecifických len pre Západné Karpaty, príp. len pre niektoré ich oblasti (M. Maheľ 1973b, 1974).

Nové poznatky a zmeny v hodnotení prejavov sedimentácie, magmatizmu, metamorfizmu a vrásnenia, analýza opretá o analógie vývoja alpíd a o princípy globálnej tektoniky dovoľujú podať model vývoja Západných Karpát už od hercýnskeho štruktúrneho plánu:

1. Začlenenie veľkej časti kryštalinika vo veporidách, sčasti aj v tatridách do paleozoika a pripísanie prikrývového charakteru prevažne granitoidnej zóny Kráľovej hole, vyzdvihnutie významu hercýnskeho vrásnenia, metamorfizmu a granitizácie vedú k záveru o výraznejšom rozčlenení „slovenského bloku“ (M. Mášková — V. Zoubek 1960) na pozdĺžne zóny.

Ústrednú časť „slovenského bloku“, ktorá sa skôr ponímala ako predmezozoická megaantiklinála (tatroveporikum s jednotným typom kryštalinika a granitoidov, rozlíšená na dve jednotky — tatridy a veporidy — až alpínskym vrásnením), zrejme už hercýnske vrásnenie rozčlenilo na tri zóny: tatrikum, severné a južné veporikum.

a) V tatriku sú miestami aj mocnejšie staropaleozoické masy, najmä pri jeho severnom okraji. Granitoidné telesá prerážajú prevažne staršie, najmä predpaleozoické komplexy, len okraje a vrcholy telies prenikajú napr. v Malých Karpatoch, Považskom Inovci do paleozoických súvrství.

b) Severné veporikum ponímame ako severnú časť veporidného kryštalinika budovaného hlavne kryštalinikom hronskej série prevažne staropaleozoického veku (v podstate ide o kráľovskú zónu a južnú časť Iubietovskej zóny, t. j. o kryštalinikum južne od čertovickej línie po zónu zakorenenia granitoidného kráľovohoľského prikrývku).

c) Za južné veporikum pokladáme južné zóny veporidného kryštalinika, t. j. kráľovohoľskú a kohútsku zónu až po lubenícku líniu. V tomto pásme popri paleozoiku vystupujú na povrch aj mocné predpaleozoické masy (napr. muránske žuloruly). Zonárne sú tu rozložené viaceré typy granitoidov.

Južne od lubeníckej a margecianskej línie sa rozprestiera gemeridné paleozoikum, málo postihnuté hercýnskym vrásnením a hercýnskou granitizáciou, a to najmä v neskoršej, astúrskej perióde. To sa týka aj paleozoika rozloženého južne od rožňavskej línie v pásme Slovenský kras a Bükk.

2. Nerovnomernosť hercýnskej stabilizácie kôry v západokarpatskom bloku sa odrazila aj v rozložení a v typoch mladšieho paleozoika.

a) V tatridách výrazne diskordantný a transgresívny vrchný karbón a perm nevytvárajú súvislejšie pásma a ich podiel na stavbe je malý. Mocnejšie komplexy permu v Trábeči a v Považskom Inovci (spolu s karbónom), v obidvoch pohoriach severne od viac-menej jednotného starého hrádocko-skýcovského zlomového systému smeru ZSZ—VJV, naznačujú existenciu grabenu orientovaného pozdĺž tohto systému. Pričná tektonika zrejme zohrávala v tatridnom pásme dôležitú úlohu už v mladšom paleozoiku (M. Maheľ 1967).

b) Súvislejší permský pruh sprevádza Iubietovské pásmo kryštalinika. Sformoval sa zrejme v grabene, ktorý radvážuje na rozhranie tatrika a veporika — v pásme s malým podielom hercýnskych granitoidov — a asi s tenším typom kôry. V jeho centrálnej časti je perm s podielom bázik zavrásnený do

kryštalinika a je výraznejšie metamorfovaný (pri Heľpe; A. Klinec — J. Vozár 1971). Značná časť permu tohto grabenu je v alochtónnej pozícii na báze krížňanského príkrovu (spodný člen série Veľkého boku, perm pri Starých Horách).

c) Južné veporikum má mocnejší perm s kremitými porfýrmi (v Čiernej hore aj s porfyrismi) rozložený pri jeho južnom okraji, severne od lubeníckej a margecianskej línie. Jeho súčasťou je azda aj mladšie paleozoikum zemplínskeho ostrova (J. Vozár — A. Vozárová 1975). Pre pásmo gemerid je charakteristický perm s mocnými kremennými porfýrmi (v severogemeridnom synklinóriu). Medzi ním a juhoveporidným permom bol chočský perm s mocnými melafýrmi, viažúci sa asi na graben s hlboko siahajúcimi zlomami. Pritom rovnako chočský, ako aj severogemeridný perm sprevádza karbón, chočský azda bez výraznejšej diskordancie; J. Vozár (1970) predpokladá, že chočský karbón prechádza pozvoľne do permu, zatiaľ čo severogemeridný vývoj má výraznú diskordanciu medzi karbónom a permom. Priestor zahŕňajúci južné časti veporidného kryštalinika a severné časti gemeridného paleozoika zrejme predstavoval v perme zložitý graben s hlbokými zlomami v centrálnej časti. V jeho okrajových častiach sa uplatnil kyslý vukanizmus, v centrálnej bázický — melafýrový.

d) Južné oblasti gemerika — južne od rožňavskej línie — majú vrchné paleozoikum (slabo postihnuté prejavmi hercýnskeho vrásnenia) osobitného vývoja s podielom morských facií (rožňavsko-železnícka séria), nadväzujúce na bükský či dinaridný typ.

O zložení kryštalinika rozloženého severne od „slovenského bloku“, čiže o kryštaliniku v podloží bradlového pásma a vnútorných zón flyšového pásma magurského príkrovu, máme údaje len z valúnového materiálu v kriedových zlepcoch. Už dávnejšie sa predpokladá podiel melafýrov, ale aj kremitých porfýrov (V. Zoubek 1930), a to zvädzalo hľadať tu analógy južnejších zón (M. Máška — V. Zoubek 1961) s hlbokými zlomami. Rozsah tohto vrchno-paleozoického grabenu, rovnako ako typ jeho podložného staršieho paleozoika a kryštalinika — zväčša neskôr pohlteneho, sčasti azda prekrytého násunom slovenského bloku a mladšími útvarmi bradlového pásma a magurského príkrovu — nie je známy. Ak vychádzame z analógie s Východnými Alpami, ale aj s marmarošským masívom, treba predpokladať typ kryštalinika menej postihnutého hercýnskou granitizáciou, so značným podielom paleozoických predstrednokarbónskych sérií, s telesami alpínskych granitov.

3. Rozsiahla transgresia spodného triasu zastihla oblasť Karpát značne členenú, s výrazne odlišným typom podložia v jednotlivých pásmach.

Južne od veporika bola oblasť menej stabilizovaná hercýnskym vrásnením a granitizáciou s tenšou kontinentálnou kôrou. Tenšia kôra sa dá predpokladať aj v grabenoch v severnom veporiku a na rozhraní „slovenského bloku“ a Českého masívu. Rozdiely v type kôry vytvorili základ členitosti triasovej paleogeografie a pestrosti sedimentárnych sekvencií.

Na juhu, južne od rožňavskej línie, zastupujú stredný a vrchný trias dve formácie:

a) Hlbokomorský typ blízky ofiolitovému a prevažne plytkomorský typ spetrostrený pelagickými faciami (reiflingské vápence, schreyeralmské, hallštattske, zlambašské vrstvy).

b) Pre vlastné gemeridy a graben oddeľujúci ich od veporid je charakteris-

tický austroalpínsky typ s prevahou plytkovodných facií, ale so štruktúrno-faciálnou členitosťou — sú tu i zóny s hlbšími faciami, ako sú reiflingské vápence a flyšoidný typ lunzských vrstiev (bielovážsky typ).

c) Vo veporidných zónach a v tatridách je trias epiplatformného typu s typickým karpatským keuprom. Predpokladala sa jeho spojitosť s platformným triasom.

d) Hojné nálezy valúnov vápencov južného typu (reiflingské, schreyeralmské, wettersteinské, dachsteinské vápence), a to už v albských zlepencoch vzniknutých pred násunom príkrovov a valúnov niektorých typov vápencov dokonca južnejších, ako sa vyskytujú v chočskom, príp. v strážovskom príkrove (napr. hallštatské; M. Mišík 1976), zvädzajú predpokladať existenciu oceanického grabenu rozloženého medzi tatridami a priliehajúcou severoeurópskou platformou.

Náhľad na oblasť Západných Karpát ako kontinentálnu platňu v priebehu triasu neobstojí práve tak ako názor na epiplatformný typ triasu v celom rozsahu Západných Karpát, resp. Vnútorých Karpát. Už v triase rozlišujeme viaceré paleotektonické typy, a to:

- a) členitý oceanický graben s ofiolitoidmi — južne od perirožnavského lineamentu — dinaridný typ;
- b) typ členitého oceanického prahu s vápencovými faciami, sčasti hlbokovodnejšími — austroalpínsky;
- c) typ sčasti kontinentálneho prahu — karpatský typ;
- d) kysucko-pieninský oceanický okrajový graben s tenšou kôrou (prepojuje graben penninika a transylvánsky graben vo Východných Karpatoch).

4. V priebehu liasu došlo aj v západokarpatskej oblasti k zásadnej prestavbe paleotektonického plánu. V severnom veporiku sa výrazne prejavil hlbokovodný zliechovský tróg s pelagickou sedimentáciou od sinemuru až do albu. Analogický, ale úzky tróg predstavovalo kysucko-pieninské pásmo. Predpokladáme, že bolo oddelené czorsztyńským úzkym prahom od rozsiahlejšej „severnej“ oceanickej priehlbiny — východného pokračovania penninika, trógu s oceanickou kôrou. Tento záver je čisto hypotetický. Opiera sa o analógiu vývoja Álp (V. Dietrich 1976, R. Hesse — A. Butt 1976) a Východných Karpát (D. Radulescu — M. Sandulescu 1973) pri aplikácii princípov globálnej tektoniky.

Jurské more, reprezentované na okraji Českého masívu jurou v podloží vonkajších príkrovov flyšového pásma na Morave (M. Eliáš 1976), predstavovalo sčasti mobilný, sčasti stabilný šelf medzi „severným oceánom“ a platformou.

Ako vidieť, zliechovský tróg, ako aj kysucko-pieninský tróg nadväzujú na grabeny založené už v perme.

Pásmo tatrid v období jury a spodnej kriedy predstavovalo členitý prah v podstate s dvojakým typom sedimentov — plytkovodných (tatranský typ) a hlbších, časom euxinského typu (fatranský typ; M. Mahel 1963, 1967, 1974). Kysucko-pieninský a zliechovský tróg od členitého tatridného prahu oddeľovali zóny plytkovodnejších sedimentov, v prvom prípade klapskokostelecká, v druhom prípade vysoká a manínska.

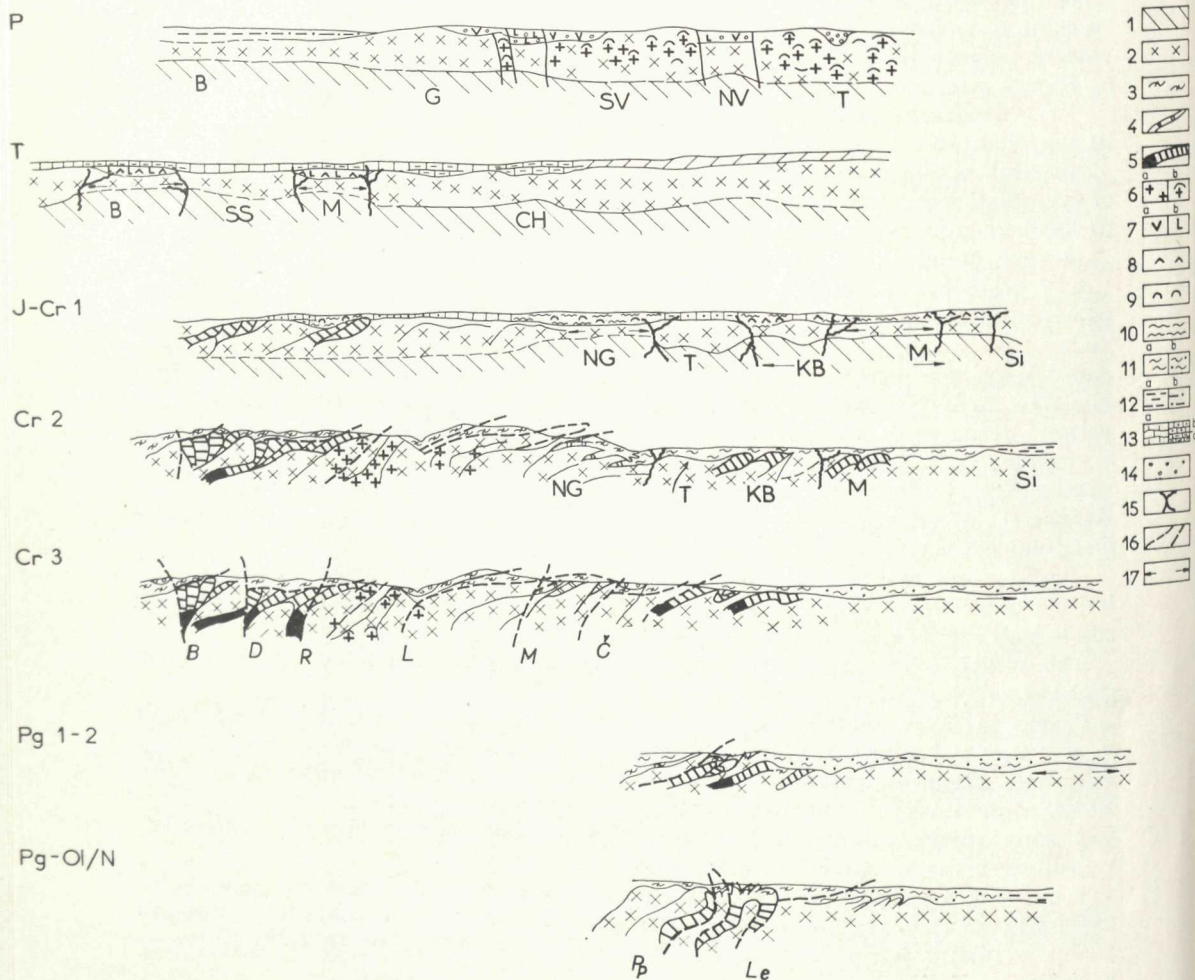
V južných zónach vnútorých Karpát juru a spodnú kriedu len sporadicky zastupujú zväčša neritické sedimenty, ktoré boli zrejme súčasťou širokého prahu, v niektorých obdobiach hlbšie ponoreného, príp. členitejšieho (titón — neokóm).

V štádiu jura — spodná krieda vyčleňujeme v Západných Karpatoch tieto geotektonické typy:

- južný vyvýšený prah s brázdami (napr. južne od rožňavskej línie a s ďalšími hlbinnými zlomami s protrúziami ultrabázik, línia Darnó);
- zliechovský tróg so subkontinentálnou kôrou;
- tatridný prah so zníženinami;
- kysucko-pieninský tróg sprevádzaný úzkymi prahmi;
- oceanický magurský tróg (v podloží magurského príkrovu).

Ako vidieť, do Západných Karpát nezasahuje južný oceanický tróg Tethydy z dinaríd.

Výraznejší pelagický charakter je zreteľný najmä v malme, zvýšenie kontrastnosti s priehlbeninami trógov a zdvihmi v titóne. Práve v tomto období



došlo aj k oceanizácii, azda k stenčeniu kôry v okrajovej časti severoeurópskej platformy, a k vzniku štruktúrne-faciálnej sliezskej zóny.

5. Obdobím zvýšenia kontrastnosti, ale aj prestavby paleotektonického plánu bol v Západných Karpatoch koniec spodnej kriedy (alb) s nástupom pelitickej sedimentácie v rozsiahlych oblastiach, a to aj v tých častiach tatrid, ktoré v priebehu jury a spodnej kriedy mali neritický typ sedimentov. Objavili sa však intraformačné zlepenice s exotickým materiálom a bázikami. Postupne pribúdala rytmickosť, prechod do flyšovej sekvencie. Alb bol zrejme obdobím zvyšovania dynamiky kôry s nástupom vrásnenia, hlavne v južnejších zónach.

Mladšie členy ako spodná krieda nie sú známe ani v chočskej jednotke, ani v južnejších jednotkách Západných Karpát. Chýbaním týchto členov sa západo-karpatské jednotky (južnejšie ako križňanská) výrazne odlišujú nielen od severnejších západokarpatských jednotiek s hojným flyšom, ale aj od Mecseka a Villanya, ako i od južného cípu Maďarského stredohoria (Bakony) s epi-platformným typom strednej kriedy s výrazným niekoľkonásobným striedaním sa transgresie a regresie (J. F ü l ö p 1968).

Pri paleotektonickom členení Západných Karpát v strednej kriede treba teda vydeliť:

- a) južné oblasti intenzívneho vrásnenia, tvorby príkrovov, skracovania podkladu;
- b) oblasti severných veporíd — tatrid, najskôr s predflyšom, neskôr s flyšovou sedimentáciou, postihnuté intenzívnejším vrásnením koncom strednej kriedy až začiatkom vrchnej kriedy;
- c) bradlovú zónu, s členitou sedimentáciou a so zvýšenou dynamikou a hoj-

Obr. 1. Model geotektonického vývoja Západných Karpát. Zostavil M. Maheľ 1977

1 — plášť, 2 — rulovo-žulová vrstva, 3 — príkrovové komplexy, 4 — prejavy vysokotermálnej a vysokotlakovej metamorfózy, 5 — zóny subdukcie; vysokotlakovej a nízkotermálnej metamorfózy, 6 — a) prieniky granitoidov, b) diapírové výstupy, 7 — prejavy vulkanizmu: a) s prevahou kremenných porfýrov, b) s prevahou spilítov, diabázov, melafýrov, 8 — ofiolity a ofiolitoidné magmatity, 9 — mocnejšie rádiolarity, 10 — trógové fácie, prevažne slieňovce, 11 — a) flyš, b) piesčitý flyš, 12 — a) šelfové detrity s prevahou pelítov, b) s prevahou pieskovcov, 13 — šelfové a prahové karbonáty a) intrageosynklinálnych prahov, b) pelagické karbonáty bazénov, 14 — molasy, 15 — výstupy bázeickej až ultrabázeickej magmy, 16 — presunové línie; hlbinné zlomy, 17 — zóny roztiahnutia kôry.

Hlbinné zlomy: B — balatonská línia, D — línia Darnó, R — rožňavská línia, L — lubenícka línia, M — muránsky zlom, Č — čertovická línia, Pp — peripieninský lineament, Le — lednická línia

Fig. 1. Model of geotectonic Evolution of the West Carpathians

1 — upper Mantle, 2 — granite-gneiss layer, 3 — overthrust units, 4 — occurrences of high-temperature and high-pressure metamorphism, 5 — subduction zones; occurrences of high-pressure and low-temperature metamorphism, 6 — a) granitoid penetrations, b) diapiric ascendencies, 7 — volcanic occurrences; a) prevaillingly with quartz-porphyrries, b) prevaillingly with spilite-diabases; melaphyres, 8 — ophiolites and „ophiolitoid“ magmatites, 9 — thick radiolarites, 10 — facies of troughs, prevaillingly marles, 11 — a) flysch and, b coarse flysch, 12 — a) shelf detritic sediments with prevailling pelittes, b) sandstones, 13 — shelf and swell carbonates a) of intra-geosynclinal ridges, b) pelagic carbonates of basins, 14 — molasses, 15 — ascendencies of basic and ultrabasic magma, 16 — overthrust lines; deep faults, 17 — zones of crust dilatation.

nosťou zlepenčov fácie wildflyša. Vytvára azda okrajovú zónu, v ktorej sa odráža začínajúca sa subdukcia kysucko-pieninského oceanického trógu;

d) oblasti intenzívnej flyšovej sedimentácie — „zrelého“ flyšového štádia s hojnosťou hrubého flyša.

6. Paleotektonický obraz strednej kriedy pretrvával počas vrchnej kriedy vo flyšovom aj v bradlovom pásme, kde sa objaviliolistostromy aolistolity ako prejav skracovania zón a azda i subdukcie. Vo vnútorných Karpatoch sa však sedimentácia flyša skončila zväčša už v cenomane (a to bez vyznenia do molasy, s postupným ťahovaním sa na sever), keď prebiehala kontrakcia a formovanie nového štruktúrneho plánu.

Pre vnútorné Karpaty s výnimkou pribradlovej oblasti je charakteristický nedostatok vrchnokriedových sedimentov. Z južnejších oblastí sú známe len zvyšky vrchnokriedových morských a lagunárnych sedimentov. Aj tým sa vnútorné Karpaty odlišujú od Maďarského masívu a Apusen. To treba zdôrazniť, lebo v ostatných rokoch sa častejšie zjavujú náhľady o pôvodne jednotnom mikrokontinente: vnútorné Karpaty — Apuseny, so začlenením Mecseka a Villanya medzi ne, dokonca ako súčasť ich severných zón. Za predpokladu, že sa jednotná mikroplatňa rozpadla, posun (vzďaľovanie) jej fragmentov pozdĺž transkurentných zlomov sa mohol odohrať len pred albom (M. Bleah u 1976; P. Horvath — Z. Stegena — B. Geczy 1974). Rozdiely vo vrchnej, ale aj strednej kriede sú totiž evidentné.

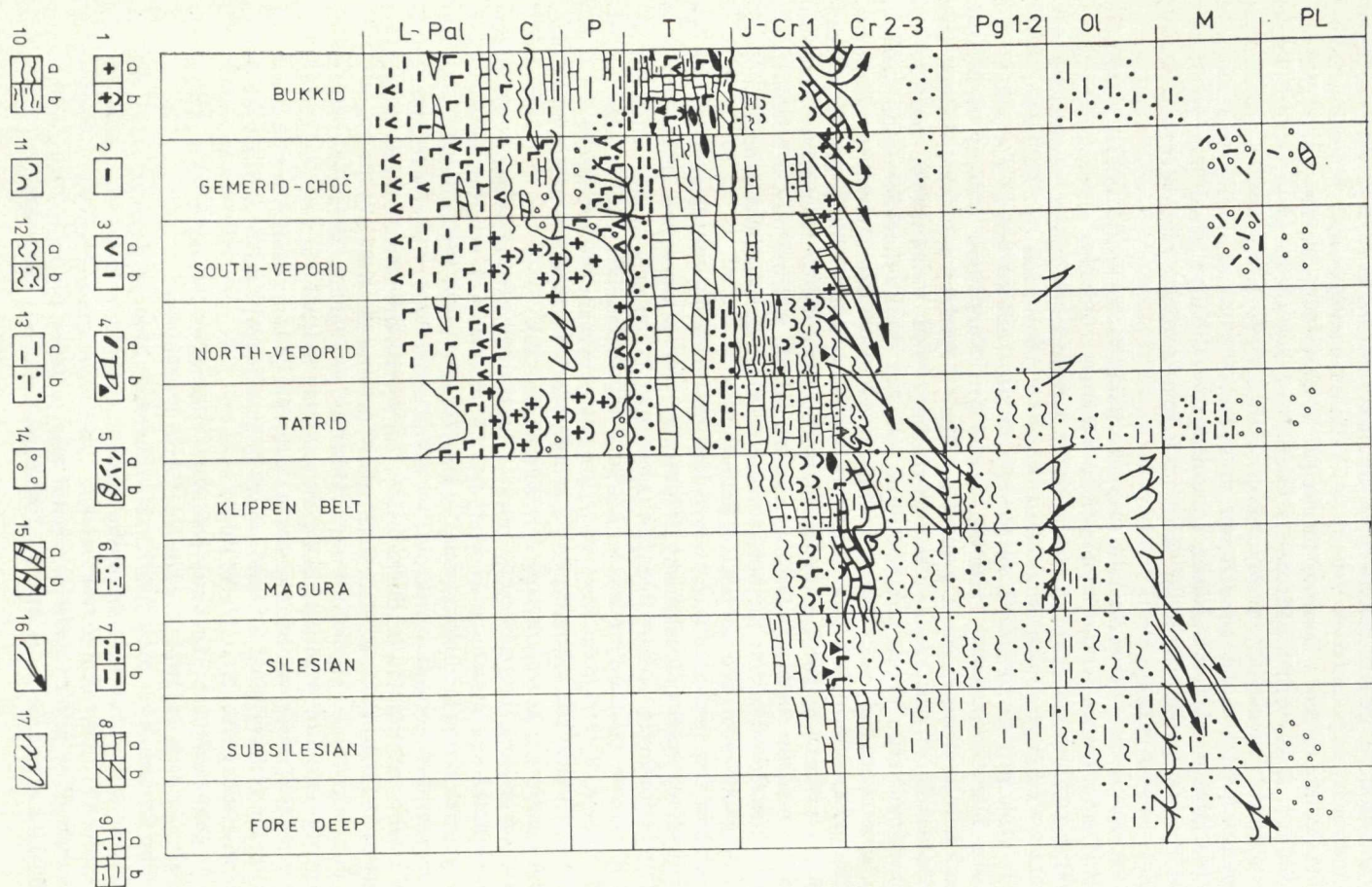
Na našej tektonickej mape Karpát, Balkánu a Dinaríd (M. Maheľ et al. 1973) sme Villany síce zaradili ako typ geoantiklinály, prahový a Mecsek medzi typy blízke jurskospodnokriedovým trógom, lenže tektofácie, nehovoriac už o ich súboroch (tektonogrupách), sú také odlišné vo Villanyi od tatrid, ale aj od Bihora a v Mecseku od krížňanského prikrovu, že bolo nevyhnutné vyznačiť

Obr. 2. Geotektonický vývoj Západných Karpát. Zostavil M. Maheľ 1977

1 — a) prieniky granitoidov, b) diapírové výstupy, 2 — aspidná až flyšoidná, čiastočne flyšová formácia, 3 — a) kremenné porfýry, b) spilit-diabázy; melafýry, 4 — telesá ultrabázik: a) bazických intruzív, b) alkalických bázik a ultrabázik, 5 — a) andezity a ryolity, b) čadiče, 6 — pieskovce, kremence, karpatský keuper, 7 — a) plytkomorské detritické sedimenty, b) s prevahou pelitov, 8 — a) šelfové vápence, b) dolomity, 9 — karbonáty intrageosánklinálnych a) prahov, b) bazénov až trógov, 10 — a) trógové fácie, prevažne slieňovce, b) slienité vápence, 11 — mocnejšie rádiolarity, 12 — a) flyš, b) piesčité flyš, 13 — a) šelfové, b) prahové sedimenty s prevahou pelitov, 14 — molasy, 15 — a) prejavy vysokotermálnej a vysokotlakovej metamorfózy, b) zóny subdukcie; vysokotlakovej a nízkotermálnej metamorfózy, 16 — presuny, 17 — prešmyky; prejavy vrásnenia.

Fig. 2. Geotectonic Evolution of the West Carpathians

1 — a) granitoid penetrations, b) diapiric ascendencies, 2 — aspidic flyschoid and flysch prealpine formations, 3 — a) quartz porphyries, b) spilit-diabases, melaphyres, 4 — ultrabasics bodies: a) of basic intrusives, b) of alcaic basic and ultrabasic, 5 — a) andesites and rhyolites, b) basalts, 6 — sandstones, quartzites, Carpathian keuper, 7 — a) shallow-marine detritic sediments, b) with prevailing pelrites, 8 — a) shelf limenstones, b) dolomites, 9 — carbonates of intrageosynclinal a) ridges, b) besins, troughs, 10 — a) trough facies, prevailing marles, b) pelagic limestones, 11 — thick radiolarites, 12 — a) flysch, b) coarse flysch, 13 — a) shelf and trough sediments with prevailing pelrites, b) sandstones, 14 — molasses, 15 — a) occurrences of high-temperature and high-pressure metamorphism, b) subduction zones; of high-pressure and low-temperature metamorphism, 16 — overthrusts, 17 — upthrusts; folds.



ich ako osobitné geotektonické typy. Charakteristická pre ne je výrazná zmena sedimentačných podmienok v bate (vo Villanyi transgresia, v Mecseku hlbokovodná sedimentácia) a koncom titónu (G. Wein 1969, ukončenie sedimentácie vo Villanyi a splytčenie v Mecseku). Osobitosť zvyrazňuje aj typ mezozoických magmatitov (mocnejších v Mecseku), diabázových porfyritov a alkalických diabázov, porfyritov a alkalických diabázov. Prítomnosť tektofácie mocných grestenských vrstiev v Mecseku, sporadicky vo Villanyi pripomína vývoj Južných Karpát (getika) rovnako ako široký stratigrafický hiát v rozpätí vrchný trias — bat vo Villanyi.

Niektorými faciálnymi znakmi (vápence pliensbachu s celtošvábskou faunou, limonitické vápence batu, glaukonitické vápence stredného a vrchného kalovu, bauxity, vápence s characeami a urgónske vápence) pripomína mezozoická sekvencia vo Villanyi autochtónnu sériu Bihoru v Apusenách (M. Bleahu 1976). Treba však pritom zdôrazniť, že jedny z týchto facií sú bežné v alpidách, iné sú síce blízke Apusenám, ale nie Západným Karpatom. Villanyi a Mecsek na základe osobitostí vývoja v jure, a najmä v spodnej a strednej kriede (bez cenomanského flyša, ale s alkalickými bazickými vulkanitmi), napriek ich „severnému“ typu triasu pokladáme za výbežok srbsko-macedónskeho masívu, resp. severozápadnej časti Južných Karpát, oddelený ako samostatný fragment v jure pri tvorbe murešského trógu so stenčenou kôrou. Malý postih paleoalpínskym vrásnením je dôsledkom tlakového tieňa tohto fragmentu ležiaceho v pozícii medzihoria medzi trógmi, a to na západe v kline medzi bifurkujúcou sa periadriatickou zónou na bükkskú a fruškogorsko-vardarskú zónu a z východu obmedzeného solnockým trógom.

V období strednej a začiatkom vrchnej kriedy sa vo vnútorných Západných Karpatoch vytvoril paleoalpínsky štruktúrny plán s viacerými príkrovmi a so skrátením hlavných sedimentačných priestorov. Treba pritom zdôrazniť, že:

a) Skrátenie postihlo vnútorné Karpaty ako celok, ale nerovnomerne jednotlivé zóny. V tatridnom kryštaliniku nastalo výraznejšie skrátenie len v zónach bez väčších telies granitoidov a s mocnejším zastúpením paleozoika (napr. menšie presuny v severnej časti Považského Inovca).

b) V severoveporidnom kryštaliniku sa intenzívne skrátenie prejavuje hlbinným šupinovitým štýlom s úzkymi, na JV sklonenými synklinálami a šupinami a usmernenou bridličnatosťou. Vrchnejšie časti tohto kryštalinika — zhrnuté v čelách kráľovohoľského príkrovu — majú pripovrchový štýl s ležatými vrásami a subhorizontálnou bridličnatosťou. Na severe tieto štruktúry nadväzujú na jednotku Veľkého boku a tá na krížňanský príkrov zliechovského typu.

c) Juhoveporidné kryštalinikum vykazuje intenzívne skrátenie hlbinným šupinovitým štýlom (v zónach bez granitoidných masívov) a veľkými hlbinnými príkrovmi (najmenej troma) s prevažne žulovým jadrom, zakorenenými smerom na juh. Vo vrchnej etáži hlbinné príkrovy prechádzajú do ležatých vrás (napr. vrása Markušky, V. Zoubek 1957).

d) V gemeridách sa skrátenie prejavuje hlbinným štýlom a viacerými šupinami (P. Grecula 1974) a v severnej časti s násunom.

e) Typ skrátenia v zóne južne od rožňavskej línie je doteraz málo známy, ale alochtónny charakter máš plytkovodnejších typov sekvencií je evidentný.

Tektonické línie, ako je čertovická, lubenícka, margecianska a rožňavská, predstavovali v prvom rade rozhranie zón odlišnej intenzity, odlišného typu skrátenia kryštallického podložia. Ťažko posúdiť, do akej miery ide o zónu

pohltenia a do akej o zóny násunu v hlbších úrovniach kôry. V tomto smere zostáva nedoriešená otázka koreňovej zóny chočského prikrovu, ktorú by zo štruktúrneho hľadiska bolo logické spájať s príkrovmi južných veporíd, lenže tie majú struženicky obalový typ mezozoika, ako aj juhoveporidný typ permu.

Pri vytváraní štruktúrneho plánu nastal v Západných Karpatoch aj posun blokov (najvýraznejšie vysunutie bloku Volovca pozdĺž štítického zlomu; M. Maheľ 1967, 1975) a ich rotácia (severný blok Považského Inovca). Divergencia paleoalpínskych štruktúr známa z Nízkych Tatier (M. Maheľ 1967) a z Čiernej hory (S. Jacko 1971; starších smeru Z—V a mladších — v prvom prípade SV—JZ, v druhom prípade SZ—JV) naznačuje, že za paleoalpínskeho vrásnenia sa začal formovať karpatský oblúk. Doteraz je však otvorená otázka, do akej miery. Smery SV—JZ sú totiž v stavbe Západných Karpát príliš hlboko zakotvené a zdá sa, že majú svoje pokračovanie i na platforme. Vek týchto transkurentných zlomov možno dnes ťažko určiť.

Karpatská geosynklinála bola v období vrchnej kriedy rozložená severne od karpatského bloku s výnimkou jeho okrajovej časti. A práve styková zóna karpatských paleoalpíd s flyšovou geosynklinálou bola dynamicky najaktívnejšia, o čom svedčí pestrosť facií, najmä flyšových, ako aj hojnosť wildflyša a jeho široký časový diapazón. Zrejme išlo o zónu viacerých paleogeografických zmien vyvolaných skracovaním priestoru okrajovej zóny flyšového oceánu. Osobitný tektonický štýl bradlového pásma — zrelý bradlovitý štýl s diapirickými pohybmi rigidnejších bradiel uprostred plastickejšieho obalu — až štýl tektonickej melanže a prítomnosť olistolitov naznačujú dlhodobý proces vzniku. Výsledná stavba je dielom mladšej neoalpínskej periódy vrásnenia, keď sa utvorila zóna stlačenia, miestami až vytlačenia úzkych prahov (czorsztynského a klapského) a trógu (kysucko-pieninského) na rozhraní dvoch blokov s odlišným typom kôry. Bol to kontinentálny blok paleoalpínskych Karpát a blok (azda suboceanický, resp. subkontinentálny) podložia flyšového pásma, najmä jeho vnútornejších zón.

Peripieninský lineament chápeme ako vnútornú hranicu podložia magurského trógu, námestovskú líniu či zónu gravimetrického minima ako vonkajšiu hranicu styku s Českým masívom, resp. so severoeurópskou platformou. Na týchto líniiach zrejme došlo aj k podsunom vonkajších zón, resp. k násunom vnútorných zón. Z priebehu peripieninského lineamentu v juhozápadnom cípe Karpát až po západnú päť Malých Karpát sa dá usudzovať, že v tejto malokarpatskej časti je násun karpatského bloku väčší na magurský blok. Tento násun je zrejme v genetickej väzbe so sústavou zlomov prekrytých viedenskou panvou a s vysunutím bloku vnútorných Karpát na SZ.

7. Pre vnútorné Západné Karpaty bol dôležitým prelomovým obdobím stredný eocén, obdobie späté s formovaním grabenov a synklinórií vyplnených centrálnokarpatským flyšom. Nástup mocného flyša aj tu predchádza pelitický charakter sedimentov (R. Marschalko 1968). To znamená, že v eocéne v severných častiach vnútorných Karpát, zaberajúcich zhruba tatridy, došlo k diferenciacii kôry s vytvorením členitých grabenov, azda s tenšou kôrou, a jadier s hrubšou kôrou a so zdvihom žulových masívov. Je pozoruhodné, že sa tento typ paleogénu východne od hornádskeho zlomu obmedzuje len na pribradlovú časť, a to len po zlom v doline Latorice (svalavský). Východne od svalavského zlomu je rozložený až po bradlové pásmo mocný komplex (viac ako 1000 m) vrchnokriedových kričevských vrstiev (V. Sviridenko 1976;

tmavé argility, aleurity, pieskovce, sliene — miestami pestré slienité vápence), súvrstvie bez znakov flyšového typu. Paleogén sa objavuje až v oblasti Mar-maróša, východne od zlomu Ganiča — Solotvina (V. Sviridenko 1976), pripomína centrálnokarpatský (ale má širšie stratigrafické rozpätie a je spätý s výbežkami bradlového pásma Poiana Botice), ale je viac postihnutý vrásnením, hlavne prešmykmi; pripomína v niektorých úsekoch pribradlový paleogén. Odlišný typ stavby v tejto kryhe Zakarpatska medzi obidvoma spomínanými zlomami nabáda uvažovať o prerušení vnútrokarpatských jednotiek medzi vnútornými Karpatmi a Apusenami. Východne od svaľavského zlomu možno azda hovoriť o severnom predĺžení solnockého trógu. Poukazuje na to aj postih spomínaných vrchnokriedových kričevských vrstiev a nadloženého paleogénu (bajlovské vrstvy) postpaleogénnym vrásnením, azda savským (V. Sviridenko 1976).

Nie menej zaujímavé je, že vznik eocénnych a oligocénnych depresii panónskeho typu sa viaže so staršou zónou osobitného typu mezozoického vývoja, na zónu južne od rožňavského lineamentu s južným typom triasu včítane ofiolitoidov (juhoslovensko-severomaďarská panva — v oligocéne; eocénna panva v oblasti transdanubijského pásma). Pásmo medzi čertovickou a rožňavskou líniou bolo v priebehu paleogénu okrem menších oblastí (breznianska kotlina) bez výraznejších poklesov, ba naopak, zaznamenávalo zdvih.

8. Od spodného miocénu hrali vo formovaní štruktúr vnútorných Karpát význačnú úlohu priečne zlomy. Pozdĺž nich sa formovali významné prelomy naprieč cez karpatské štruktúry: viedenská panva viažúca sa na stykové pásmo s priečnym posunom blokov. Rozsiahly prelom predstavuje aj Východoslovenská nížina — zakarpatská panva (V. Sviridenko 1976), v strednom miocéne bol výrazný stredoslovenský prelom.

V modeli Karpát sa osobitná úloha pripisuje vzťahu medzi podsunom či pohltením a vulkanitmi (H. Stille 1953, D. Radulescu — M. Sandulescu 1973, P. Grecula — Z. Roth 1976). Keď posudzujeme túto otázku z hľadiska európskych alpíd, vidíme hlavne na príklade nedostatku neovulkanitov vo Východných a v Južných Karpatoch, že priameho vzťahu medzi pohltením, príp. aj subdukciou a v Južných Karpatoch, že priameho vzťahu medzi horných a vrchnokriedových vulkanitov, uvádzané na podporu takého vzťahu z Východných Álp (V. Dietrich 1976, J. Gatto 1976), sú bežné aj v samotnom flyšovom pásme Karpát a geneticky sa s neovulkanitmi Západných Karpát či Východných Karpát, Apusen, príp. Balkánu (Rodop) nedajú porovnávať. O priamom vzťahu medzi subdukciou a neovulkanitmi sa nedá hovoriť ani v Západných Karpatoch. Evidentný je však vzťah medzi neovulkanitmi a dezintegráciou karpatského a panónskeho bloku s funkciou hlbšie siahajúcich zlomov a so vznikom depresii — oblastí s tenšou kôrou. Pritom je pozoruhodný postreh D. Vassa (1976), že v období zakladania panví prehybom s podradnou úlohou zlomov, ako je v prípade iligocénno-spodnomiocénnej juhoslovensko-severomaďarskej panvy, je vulkanická činnosť minimálna. Najintenzívnejšia je v období najväčšieho rozpadu na bloky, v badene-sarmate, v období výrazného uplatňovania sa funkcie viacerých systémov zlomov. Je však zjavná alternácia oživenia subsidencie panví s fázami vrásnenia — skrakovania, a teda aj podsunov vo vonkajších zónach vo flyšovom pásme a vo vnútornej zóne čelnej predhlbne (M. Mahel 1974). Poukazuje na priame vzťahy medzi kontrakciou a uvoľnením, a tým medzi horizontálnymi pohybmi vo vonkajších

zónach Karpát a vertikálnymi pohybmi vo vnútorných zónach. Ak prijmem náhľad, že subsidenciu panví v Maďarskom masíve a v Karpatoch sprevádza stenčenie kontinentálnej kôry a zvýšenie podkôrového tepelného toku v dôsledku účinku podkôrového diapíru (P. Horváth — L. Stegena — B. Géczy 1974), potom treba hovoriť o nepriamom vzťahu medzi pohltením kôry, azda i subdukciou a neovulkanitmi, ale len pri vhodných geotektonických podmienkach. Rozloženie neovulkanitov v alpidách naznačuje, že takými sú staré masívy, fragmenty kôry uprostred alpínskej geosynklinály (panónsky, transylvánsky, srbsko-macedónsky a rodopský).

Doručené 12. 9. 1977

Odporučil Z. Roth

LITERATÚRA

- Bleahu, M., 1976: Structural position of the Apuseni mountains in the Alpine System, Rev. Roum. geol. géophys. et géogr. Géologie t. 20, № 1, Bucaresti, p. 7—19.
- Bojko, A. K. 1975: Voprosy drevnej geologičeskoj istoriji Vostočnych i Zapadnych Karpat i radiometričeskoj datirovanije. Kijev, Naukova dumka, s. 1—41.
- Burchart, J. 1970: The crystalline core of the Tatra mountains, a case of polymetamorphism and polytectonism. Eclogae geol. Helv. vol. 63/1, Basel, s. 53—56.
- Cambel, B. — Čorná, O. 1974: Stratigrafia kristaličeskovo osnovenja masiva Malych Karpat v svete palinoločeskich isledovanij. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 25, 2, s. 231—241.
- Čorná, O. — Kamenický, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des kristalinikum der Westkarpaten auf Grund Palynologie. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 1, s. 117—132.
- Dietrich, V. J. 1976: Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. Geotektonische Forschungen H 50, Stuttgart. S. 1—84.
- Eliáš, M. 1976: Poznámky k paleogeografickému a paleotektonickému vývoju flyšových Karpát. Zbor. prác, Smolenice, s. 43—53.
- Grecula, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. Mineralia slov., 5, s. 221—245.
- Grecula, P. 1974: Tectonic styles and their zoning in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Sbor. geol. věd, ř. G. 26, s. 57—68.
- Grecula, P. — Roth, Z. 1976: Kinematický model Západných Karpát. Zbor. prác, Bratislava, s. 26—27.
- Hesse, R. — Butt, A. 1976: Paleobathymetry of cretaceous turbidite basins of the East Alps relative to the calcite compensation level. Journal of Geology 84, 5, Chicago, p. 505—533.
- Horvath, P. — Stegena, L. — Géczy, B. 1974: Eusimatic and ensialic interarc basins. J. geophys. res. Washington.
- Jacko, S. 1971: Niektoré osobitosti tektonického vzťahu gemeríd s kryštalinikom Čiernej hory. Geol. práce, Spr. 57 (Bratislava), s. 111—119.
- Kamenický, L. 1975: Rozmiestnenie a genéza mezo- a kenozoického magmatizmu v Západných Karpatoch. Mineralia slov., 7, s. 13—25.
- Kantor, J. 1957: A⁴⁰R⁴⁰ metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácie na betliarsky gemeridný granit. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 11, s. 188—200.
- Klinec, A. 1971: O vzťahu alpínskej metamorfózy k tektonickým pochodom (Západné Karpaty). Geol. práce, Spr. (Bratislava), p. 127—130.
- Klinec, A. 1971: Hlavné tektonické elementy východných veporíd. Geol. práce, Spr. (Bratislava), s. 105—109.
- Klinec, A. 1974: Stavba kryštalinika Západných Karpát. Materiály z III. celoslov. geologickej konferencie, I. časť, Bratislava, s. 103—107.
- Klinec, A. 1976: K vývinu hlavných štruktúr veporidného kryštalinika. Čsl. geológia a globálna tektonika. Zbor. referátov, Bratislava, p. 87—90.
- Klinec, A. — Planderová, E. — Miko, O. 1976: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporíd. Geol. práce, Spr. 63, (Bratislava).

- Klinec, A. — Vozár, J. 1971: Diskusia k tektonike veporidného kryštalinika chočskej jednotky a tzv. helpianskeho mezozoika. Geol. práce, Spr. 56 (Bratislava), s. 221—226.
- Konečný, V. — Lexa, J. 1976: Geotektonická pozícia neogénneho vulkanizmu Karpát a panónskeho bazénu. Zbor. referátov z konferencie Čsl. geológia a globálna tektonika, Bratislava, s. 102—107.
- Kozur, H. — Mock, R. 1973. Zur Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata — Serie und Tektonik der Slowakischen Karstes. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 3, 24, s. 265—374.
- Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, Západní Karpaty 1 Praha, ÚUG, 486 s.
- Maheľ, M. 1972: Geotectonic position of the Flysch in the Eastern Alps, Carpathians, Balkan and Dinarides. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 23, 2, p. 209—225.
- Maheľ, M. 1973a: Tectonic map of the Carpathian Balcan mountain system and adjacent areas, Geol. ústav D. Štúra, Bratislava, UNESCO, Kartografia Praha.
- Maheľ, M. 1973b: Some characteristic of the structure of the individual alpine segments. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 24, 1, p. 5—21.
- Maheľ, M. 1974: Introductory articles. In: Maheľ et al.: Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Bratislava, p. 9—49.
- Maheľ, M. 1975: Postavenie gemerika. Mineralia slov., 7, 3, s. 33—52.
- Maheľ, M. 1976a: Die Änderungen der Erdrindentypus im Laufe der Entwicklung des alpidischen Systems und die Besonderheiten einiger Faltungen. Nova Acta Leopoldina, 224, Bd. 45, — Symposion Franz-Kossmat — Symposion, Halle, S. 405—412.
- Maheľ, M. 1976b: Vývoj a stavba československých Karpát vo svetle princípov globálnej tektoniky. Zbor. referátov, Bratislava, s. 3—22.
- Maheľ, M. 1977: Geotectonic position magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides (in presse).
- Marschalko, R. 1968: Facies Distributions, Paleocurrents and Paleotectonics of the Paleogene Flysch of Central West-Carpathians. Geol. zborník Geologica carpath. (Bratislava), 19, 1, s. 70—94.
- Marschalko, R. 1976: Typy pienidných flyšových bazénov pozdĺž hrany karpatského bloku v kriede a v paleogéne a ich geotektonický význam. Zbor. referátov z konferencie Čsl. geológia a globálna tektonika, Bratislava, s. 37—42.
- Máška, M. — Zoubek, V. et al. 1961: Tectonic development of Czechoslovakia. Ústř. úst. geol. Čsl. akad. nauk, Praha.
- Mišík, M. 1976: Bradlové pásmo a globálna tektonika. Zbor. prác, Bratislava, s. 28—36.
- Radulescu, D. — Sandulescu, M. 1973. The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. Tectonophysics (Amsterdam), 16, p. 115—161.
- Roth, Z. 1971: Die Strukturfazies der äusseren Karpaten in Mähren und die Klassifizierung ihrer Hüllendecken nach dem tektonischen Stil. Věstník ÚUG, 46, č. 4, Praha, s. 233—236.
- Roth, Z. 1974: Paleotektonická klasifikace geosynklinální výplne vnějších Karpat. Paleotectonic clasification of the geosynclinal filling of the outer Carpathians. Sbor. geol. věd, R. G., C 26, Praha, s. 95—100.
- Stille, H. 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpatenbogens. Geol. Jahrb. Beihefte 8, Hannover.
- Sviridenko, V. G. 1976: Geologická stavba predneogénneho podložia Zakarpatskej priehlbiny. Mineralia slov., 8, 5, s. 395—406.
- Vass, D. 1976: Molasové panvy a globálno-tektonický model Karpát. Zbor. referátov z konferencie Čsl. geológia a globálna tektonika, Bratislava, s. 111—117.
- Vozárová, A. — Vozár, J. 1975: Základné črty paleogeografie mladšieho paleozoika Západných Karpát. Geol. práce, Spr. 64 (Bratislava), s. 81—96.
- Wein, Gy. 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. Acta geol. Acad. geol. Acad. Scien. Hung. 13, s. 399—436.
- Zoubek, V. 1957: Hranice gemerid s veporidami. Geol. práce, Zoš. 46 (Bratislava), s. 38—50.