

Základné problémy stavby Západných Karpát z pohľadu geodynamického modelu a hlbínnej stavby.

I. Centrálna a vnútorné Karpaty

MICHAL MAHEĽ

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

Doručené 18. 1. 1988

Основные проблемы строения Западных Карпат с точки зрения геодинамической модели и глубинного строения. I. Центральные и внутренние Карпаты

Составление комплектной геодинамической модели Западных Карпат требует детальное познание следующих вопросов: предальпийское развитие и структурную модель; зоны интенсивного сжатия коры; геотектоническое значение альпийских гранитов; тектониты — генетические типы покровов; особенности строения отдельных ареалов; расположение вагика с океаническим типом коры в почве татрика; развитие внутренней флишевой геосинклинали приустьевой зоны; мелиатикум, особенно его развитие и отношение к силицику; геомеханическое значение разломов, особенно возвратных сдвигов и горизонтальных передвижений — сдвигов.

Fundamental problems of the structure of the West Carpathians from the view of the geodynamic model. I. Central and Inner Carpathians

Compilation of a complex geodynamic model in the West Carpathians requires more knowledge of: the pre-Alpine development and structural model; zones of intense crust reduction; geotectonic importance of Alpine granites; tectonotypes — genetic types of nappes; more significant particularities of the structure of the individual areas; the extent of the Vahicum with oceanic type of crust in the basement of the Tatricum; development of the inner flysch geosyncline (Periklippen zone); Meliaticum, mainly its extent and relation to the Silicicum; geomechanic importance of faults, mainly back upthrusts and horizontal strike-slip faults.

Zostavenie geodynamického modelu Západných Karpát si vyžaduje vývinový trend vo svetovej geológii, ale i potreba bližšie poznať zákonitosti vývoja a stavby Západných Karpát, a to i tých jej hori-

zontov, ktoré nazývame hlbinnou stavbou. Termínom geodynamický model rozumíme komplexný model či súbor modelov, ktoré by vystihli paleotektonické vzťahy (včítane paleogeografických), štruktúrne

a dynamické procesy nielen alpinskej, ale i hercýnskej vývinovej etapy.

Pri zostavovaní geodynamického modelu Západných Karpát sa možno oprieť o pomerne podrobné geologické mapy prakticky z celého nášho územia, o rozsiahle geofyzikálne podklady včítane hlbinných seizmických profilov a o výsledky celého radu tematických výskumov, ktoré vedú k novým interpretáciám a nastoľujú nové problémy i cesty k poznaniu nových vzťahov.

Ako teoretická základňa poslužia tri vývojové modely — klasický geosynklinálny, geosynklinálny s implantáciou princípov globálnej tektoniky a platňovotektonický model s najnovšími viacerými podnetmi na aplikáciu tohto modelu.

Modely, s ktorými sa v posledných desaťročiach stretávame, sú vyjadrením zmien v geologickej teórii. Ich prototypmi sú:

1. Model opierajúci sa o geosynklinálnu teóriu s trohmi a prahmi s výraznou polaritou hlavných procesov, ktorý opísal už Uhlig (1903, 1907). Je síce v súlade s dnešným rozpracovaním faciálnych a štruktúrnych vzťahov medzi jednotlivými jednotkami a nadväzuje na sedimentačné a tektonické procesy (Matějka, Andrusov, 1931; Andrusov, 1938, 1968), ale málo pomáha pri hľadaní nových prístupov i pohľadov. Pomôže pri zostavovaní prepotrebného komplexného geodynamického modelu?

2. Modifikovaný model vychádzajúci z geosynklinálnej teórie s uplatnením viacerých princípov globálnej tektoniky, hlavne kvality kôry ako nového parametra v geológii (Maheľ, 1981b, 1987). Opiera sa predovšetkým o výsledky prác na Tektonickej mape karpatsko-balkánskych oblastí a ich predpolia (Maheľ, 1973), ktoré jednoznačne ukázali genetickú členitosť kôry európskych alpíd a ich súčasti Západných Karpát ako ich základný znak. Vychádza z členitosti karpatskej geosyn-

klinály, v ktorej rozlišujeme zóny s riftami, intrakontinentálne zóny paraoceanickej kôry a zónu s oceánskym typom kôry (váhikum), ktoré považujeme za najvýznamnejšie „motory“ hlavne paleoalpinskej dynamiky procesov. Tento model navyše zohľadňuje genetickú nadväznosť alpinskej geosynklinály na hercýnsku a jej genetickú podmienenosť (Maheľ, 1981b) a posluži ako nástroj pri zostavovaní geodynamického modelu, čím sa vyskúša, do akej miery je progresívny.

3. Model, ktorý akceptuje princípy platňovej tektoniky s veľkými oceánmi a ďalekosiahlymi horizontálnymi pohybmi (Kozur, Mock, 1987). Za jeho prednosť, hlavne pri objasňovaní paleogeografických vzťahov, pokladáme jeho snahu vyzdvihnúť význam posunov už počas riftogenézy. V štruktúrnom pláne v podloží centrálno-karpatských, ale i vnútrokarpatských príkrovov sa predpokladá oceánska kôra, ktorá je pozdĺž hlbokých prešmykov vytiahnutá na povrch, napr. pri Jaklovciach, šupiny meliatskej jednotky v Slovenskom krase, šupiny v Bukových vrchoch. Tým sa síce zdanlivo odstraňujú viaceré disproporcie a nejasnosti, ale výklad stavby a jej vývoja sa zjednodušuje a sploštuje. Osobitosti ustupujú do pozadia, väzby medzi jednotkami sa neberú do úvahy. Nedostatkom tohto modelu je nezladenosť medzi sedimentáciou a tektogenézou.

Voľba modelu do značnej miery usmerení i také činnosti, ako je zostavovanie hlbokých geologických profilov včítane interpretácie hlbinných geofyzikálnych profilov, zostavovanie paleogeografických máp, ale i vysvetľovanie magmatizmu, metamorfizmu, metalogenézy. Progresívnosť toho-ktorého z modelov vyplynie z jeho úlohy pri získavaní komplexnejšieho pohľadu a vyjasnení sporných otázok stavby a priebehu geologických procesov. Zostavovanie komplexného geodynamického modelu si vyžiada riešenie nasledujú-

cich deviatich okruhov otázok (zväčša rozpracovaných, často rozporne interpretovaných, najčastejšie nedotiahnutých do štádia, aby poskytovali spoľahlivejšie východisko pre geodynamický model).

Predalpínsky vývojový a štruktúrny model

V starších modeloch sa predalpínske, hlavne predkarbónske komplexy označované ako kryštalinikum považovali za „pasívny“ element alpínskej stavby. Hercýnska stavba zostávala veľkou, ale málo významnou neznámou. Pri zvýšenom záujme o vývoj a stavbu predmezozoických komplexov sa množia rozpory medzi výsledkami dosiahnutými rôznymi metódami a prístupmi. Príkladom sú zóny regionálnej a periplitonickej hercýnskej metamorfózy v aureolách bratislavského a modranského granitoidného masívu (práce Cambela, 1954, 1976, ale i Korikovského et al., 1984) — argumenty v prospech autochtonity tatrika Malých Karpát a príslušnosti metamorfítov k jednej „sérii“ — peziško-perneckej. Štruktúrny výskum však poukazuje na rozčlenenia malokarpatského kryštalinika do viacerých príkrovových šúpín, navyše s vyčlenením viacerých sekvencií metamorfítov zblížených sčasti azda už aj hercýnskou tektogenézou (Maheľ, 1986). Nezrovnalosti sa nezmenšujú (skôr naopak) ani s pribúdaním rádiometrických údajov o veku granitoidných telies. Neočakávane veľká zložitosť stavby kryštalinika (a to i tatrického) zrejme vyžaduje jednotnejší a komplexnejší prístup k rozširovaniu faktologického materiálu. Niektoré rozpory povedú k novým, netradičným pohľadom, lebo v riešení novej problematiky sme v mnohých smeroch na začiatku. Zostavenie moderného geodynamického modelu si vyžaduje poznať protolity i väzbu metamorfizmu a metalogenézy s tektogenézou. Len tak možno poznať rozsah typov a členitosti kôry, ale i cha-

rakter jej skrátania hercýnskym vrásnením. Po nastolení otázky existencie hercýnskych príkrovov v gemeriku, signalizovaných i pestrosťou karbónskych sekvencií a charakterom obliakového materiálu karbónskych zlepcov (Grecula, Varga, 1979; Grecula, 1982; Hovorka et al., 1984) je zvlášť naliehané i riešenie vzťahu hercýnskych a alpínskych štruktúr. Aktuálnosť tejto problematiky v Západných Karpatoch sa v poslednom desaťročí dokladá preukazovaním stále novších hercýnskych príkrovov v susedných segmentoch alpíd: vo Východných Alpách, Východných a Južných Karpatoch, i v Apusenských vrchoch. Značný rozsah zón alpínskeho skrátania a zón bridličnatej štruktúry je zrejme príčinou ťažkostí pri stanovení kritérií na odlišenie hercýnskych štruktúr od alpínskych. Príkladom je veľká rozpornosť vo vysvetľovaní veku stavby, ale i metalogenézy v Spišsko-gemerskom rudohorí (Snopko, 1971; Grecula, 1982; Rozložník, 1977). Podrobnejšie výskumy a novšie pohľady z posledných rokov naznačujú cestu k vymedzeniu hercýnskych štruktúr včítane príkrovov hlavne v tých rajónoch, kde rozuzlenie stavby z pohľadu len alpínskej tektogenézy naráža na veľké ťažkosti. Príkladom sú zložité vzťahy v oblasti Kráľovej hole medzi hranskou sekvenciou a kráľovohorským komplexom. Predalpínsky násun na rulovo-svorové komplexy naznačuje i kryhy tonalitov v paleoalpínskych digitáciách jednotky Veľkého boku v čele krakovského príkrovu. Signálom starších násunov sú i zložité vzťahy, hlavne pozícia granitoidov v nadloží rúl v južnej časti veporika (Kliniec, 1976). Hercýnsky pôvod sa už dávnejšie pripisuje aj príkrovu granitoidov a sprievodných migmatitov nad rulovým komplexom vo Vysokých Tatrách (Kahan, 1969).

V Nízkych Tatrách si z tohto aspektu osobitnú pozornosť zaslúžia dva tektonické

štýly v struhárskej jednotke. Ležaté vrásy sú staršie ako druhotná bridličnatosť (Klinec, 1984). Osobitne zaujímavá je pozícia fylitovej sekvencie Kliniska uprostred granitoidov, čo môže byť dôsledkom hercýnskych násunov.

Aj rozdiely interpretácie stavby a vzťahu „modranského“ a bratislavského masívu v Malých Karpatoch (Maheľ, 1987), ale i stavby severného a južného bloku Považského Inovca by sa riešili jednoduchšie po bližšom poznaní charakteru hercýnskej tektogenézy a rozsahu i typu hercýnskych príkrovov. Vo všetkých uvedených prípadoch (okrem gemerika ?) však treba zohľadňovať štruktúrotvornú úlohu hercýnskych granitoidov, a to pri zatiaľ slabšom poznaní rozsahu ich tektonickej deformácie a veku (pri rozporných rádiometrických údajoch) riešenie sťažuje.

Zóny intenzívneho skrátenia kôry

Oblasti bridličnatých štruktúr hlavne vo veporiku a v gemeriku sa dávnejšie spájajú s alpínskym prepracovaním kryštalinika. Predovšetkým ich vnútorné zóny vykazujú výraznejšiu bridličnatosť S_2 regionálnejšieho rozsahu, so strednými a strmšími sklonmi k vnútrajšku.

Za také považujeme: južnú časť megantiklinály Volovca v gemeriku zhruba medzi rožňavskou líniou a južným okrajom mohutného granitoidného telesa; najjužnejšiu rimavickú jednotku veporika, zo severu sprevádzanú telesami granitoidov; južnú časť kryštallického jadra Nízkyh Tatier.

Každá z týchto zón bridličnatej štruktúry vykazuje viaceré osobitosti.

Pre gemerickú bridličnatú zónu je okrem kliváže S_2 charakteristická vejárovitá bridličnatosť vyvinutá pri južnom okraji, ktorá postihuje členy gelnickej sekvencie aj sprevádzajúce štóske súvrstvie pričlenené z juhu. Nápadný je nedo-

statok mladopaleozoických členov a výraznejších synklinál na stavbe bridličnatej zóny a apofýzy alpínskych granitov (Snopko, 1967; Reichwalder, 1973, 1982). Predstavuje táto gemerická bridličnatá zóna zakorenenú časť hlbinného gemerického príkrovu? Pozoruhodný je oblúkovitý priebeh plôch S_2 , korešpondujúci s oblúkovým ohybom megaštruktúr (Snopko, Bajaník in Maheľ, 1986; Rozložník, Slavkovský, 1979).

Vo veporiku bridličnatosť S_2 narastá v rimavickej jednotke smerom k Ľubenickej línii a je zhruba súbežná s Ľubenicou líniou i so systémom prešmykov uprostred veporika i priliehajúcej západogemerskej ostrohe budovanej šupinami gemerických členov. Pre celú túto zónu je charakteristický šupinovitý a šošovkovitý štýl s izoklinálnymi mezoskopickými vrásami a prítomnosť úzkych synklinál s prevrásnenými paleozoickými členmi včítane spodnotriasových kremencov (Maheľ, 1986; Siegl, 1982; Bezák, 1982 in Maheľ, 1986; Klinec, 1979). Hojné prešmykové plochy sprevádzajú regionálne rozšírená penetratívna kliváž S_2 so sklonmi cca 50° na JV. Prešmyky i kliváž postihujú i telesá mladopaleozoických rimavických granitov, alpínske granity sú zasiahnuté len nepatrne. Na viacerých miestach sú pozdĺž klivážnych plôch zjavné prieniky aplitov aj do permského súvrstvia. Bridličnatosť S_2 čiastočne postihla i severnejšie rozloženú kráľovohorskú jednotku, s ktorou rimavická vytvára zázemie križňanského príkrovu.

V Ľuberskom masíve sú bridličnate štruktúry charakteristické pre južnú časť. Uprostred pararúl sú hlboko zavrásnené staropaleozoické i mladopaleozoické členy, miestami i kremence spodného triasu. Popri výraznej kliváži so strmými sklonmi na juh osobitnú úlohu zohrávajú pásma mylonitov a fylonitov sprevádzané časťami kremennými žilami. Úzke pretiahnuté izoklinálne synklinály formované devón-

skými fylitmi, drobnými, stlačenými mladopaleozoickými členmi a miestami spodnotriasovými kremencami s triasovými bunečnatými karbonátmi utínajú prešmyky (Siegl, 1978; Klinec, 1984). Prepracovanie kryštalinika s prejavmi retrometamorfózy sa zvyšuje smerom na juh, k čertovickej línii. Struhársku zónu považujeme spolu s časťou tatrika prekrytou krakovským prikrovom za koreňovú zónu sústavy paleoalpínskych prikrovov Nízkych Tatier.

Alpínske granity vo vzťahu k zónam skrátenia

Poznanie veku granitov priestorovo viazaných na zóny stlačenia má osobitný význam, analogický tomu, aký sa pripisuje granitovým telesám pozdĺž insubrickej línie, spájaným s koreňovou zónou penninika Álp. Pravda, alpínsky vek gemerických, ako i juhoveporických granitov spochybňujú rádiometrické údaje, ktoré naznačujú zväčša mladohercýnsky vek. Lenže nechýbajú ani rádiometrické údaje o jurskom a kriedovom veku (Cambel et al., 1979; Kovách et al., 1979; Kantor, Rybár, 1979).

Strukturálny charakter a postavenie granitov v Spišsko-gemerskom rudohorí však hovoria v prospech alpínskeho veku. Poukazujú na to najmä žilky turmalínu pozdĺž plôch S_2 , zrejme produkt najmladších procesov spätých s granitizáciou (Snopko, 1967) a nedostatok znakov výraznejších pohybov a tektonického prepracovania hlavne aplitických a porfyrických typov bohatších na turmalín (Rozložník, 1977).

V rimavickej bridličnatej zóne sa alpínsky vek pripisuje leukokratickým granitom s rádiometrickými hodnotami 88–118 mil. rokov, tzv. rohovskému granitu s jazykovitými prienkami do permských súvrství (Klinec et al., 1980).

Hoci v literatúre sa prejavy granitizácie viackrát uvádzali i zo struhárskej bridličnatej zóny, nie sú dosť presvedčivé. Nápadná je však rozsiahla infrakrustálna tiažová anomália magmatického pôvodu v úseku sedlo Čertovice — Brezno, ktorej zdrojom sú s najväčšou pravdepodobnosťou kyslé granitoidy pri južnej časti tatrika (Šefara et al., 1985). Malé telesá pegmatitov a aplitov hrúbky 50–60 m zoradené do pásiem alpínskeho smeru SZ—JV pri severnom okraji veporika (medzi Leňušskou a Bacúšskou dolinou) sú azda apofýzami granitového telesa tejto anomálie?

Všetky tri opísané bridličnaté štruktúry predstavujú zóny zvlášť intenzívneho skrátenia — zázemie prikrovov, ktoré prekonalo látkovú mobilizáciu s prienikom granitových intrúzií. Možno ich považovať za samostatné zóny paleoalpínskej akrecie?

Tektonotypy

Členitosť alpid a západokarpatského segmentu v nich sa odráža v početnosti prikrovov zoradených do viacerých geneticky odlišných skupín — tektonotypov (Maheľ, 1987). Za taký považujeme súbor prikrovov flyšového pásma, pri vzniku ktorých hlavnú úlohu zohralo podsunutie Českého masívu.

Osobitným tektonotypom je bradlové pásmo — bradlá a kulisys transpresívneho pôvodu.

Prikladom súboru prikrovov geneticky spätého s členitou kontinentálnou kôrou sú tektonotypy tatrika — križňanského prikrovu a veporika — chočsko-gemerických prikrovov. Osobitný tektonotyp predstavuje meliatikum pravdepodobne so silicovým prikrovom a skupinou prikrovov Bukových vrchov. V prípade vrchov Mecsek a Villány, ktoré sa líšia predovšetkým mnohonásobne väčšou hrúbkou väčšiny

stratigrafických člencov a pritom menšou premenlivosťou a kontrastnosťou facií, nemožno vylúčiť ani alochtónny charakter, ale už iného genetického typu. Predpokladáme, že sa sformovali na kôre odlišnej dynamiky.

Každá skupina príkrovov je odrazom inej kvality kôry, iným genetickým typom podmieneným odlišnými podmienkami vzniku štruktúrneho charakteru. Cez poznanie rozdielov v štruktúrnom pláne, stupni a v type deformácie sa zrejme budú dať bližšie vyjasniť procesy skracovania kôry. V tom smere sa pri každom tektonotype vynárajú úlohy, ktoré treba riešiť. Hlavný je podrobnejší štruktúrny výskum včítane poznania drobných štruktúr i petrotektonického prepracovania. Posúdenie stupňa vnútorných deformácií bude mať osobitný význam predovšetkým pri centrálno-karpatských tektonotypoch.

Po prehlbení poznatkov o genéze vyššie opísaných zón s bridličnatou štruktúrou a o veku sprevádzajúcich granitov sa pravdepodobne budeme môcť jednoznačnejšie vyjadriť, či tektonotypy tatrikum, veporikum (s križňanským príkrovom) a gemerikum (s chočským príkrovom) majú zachovanú vlastnú koreňovú zónu. Podľa toho bude možné posúdiť i vzťah týchto skupín príkrovov k meliatiku, a tak riešiť jeden z najpálčivejších súčasných problémov v Západných Karpatoch: rozsah platnosti teórie platňovej tektoniky.

V tom smere sa zvlášť akútnym javí problém vzťahu gemerika (včítane chočského príkrovu) k meliatiku, prípadne silickému príkrovu a skupine pripovrchových príkrovov (chočského, muránskeho a besnického), ale aj ich vzťahy k predmezozoickým komplexom gemerika. Výstupy meliatskeho typu pri Jaklovciach, ako je známe, spochybnil vžitú predstavu o úzkom genetickom vzťahu uvedených pripovrchových príkrovov k hlbinnému príkrovu gemerika (Mock, 1987). Názoru,

že patria k odlišným tektonotypom, však protirečia poznatky zo severných Vápencových Álp, kde analogická drobová zóna a oberostalpínske príkrovy vytvárajú bezpochyby jeden tektonotyp. Práve preto sa domnievame, že chočský, muránsky a besnický pripovrchový príkrov (vo svojej podstate sú to pasívne, zväčša nesené príkrovy) nadväzujú na hlbinné, jazykovite zakorenené gemerické paleozoikum.

Snaha oprieť sa o genetické kritériá pri vyčleňovaní príkrovov nastoľuje i problém vzťahu križňanského príkrovu k veporiku. Nespornou zdá sa nadväznosť pripovrchového vrásového križňanského príkrovu k jazykovitému hlbinnému kráľovskému príkrovu čiže k severnej časti veporického kryštalinika (Maheľ, 1982; Plašienka, 1983). Geodynamické aspekty hovoria v prospech genetickej väzby križňanského príkrovu s veporikom. Ich zázemím by mohla byť rimavická bridličnatá štruktúra. Z toho aspektu sa križňanský príkrov v plnom rozsahu javí ako súčasť veporika a spolu s hlbinným veporickým, krakľovským a kráľovochoľským príkrovom, ako aj s rimavickou jednotkou vytvára jeden tektonotyp, pre ktorý je najpriliehavejšie klasické pomenovanie veporikum.

I tatrikum sa nám dnes javí ako súbor príkrovov výraznejšie zakorenených v zóne struhárskej bridličnatej štruktúry, ale i v širokom pásme prekrytom hlbinnými príkrovmi veporika.

Jedným z najatraktívnejších problémov v Západných Karpatoch je málo známe podložie tatrika váhikum (?), síce neznámeho štruktúrneho charakteru, ale osobitne významné z geodynamického hľadiska. S jeho subdukciou treba asi spájať vlnovitý pohyb s neobvykle veľkým množstvom ležatých vrás a digitácií, zjavný v križňanskom príkrove, ale i vytváranie flyšových priehybov v predpolí formujúcich sa paleoalpínskych príkrovov.

V Západných Karpatoch máme najmenej šesť, s Mecsekom sedem tektonotypov s geneticky odlišnými súbormi alochtónnych más ako odraz členitosti kôry, odlišnosti jej dynamiky v priebehu vývoja geosynklinály. V európskych alpidách máme celý rad tektonotypov. Niektoré sú analogické, iné odrážajú osobitosti jednotlivých segmentov. Vyjasnenie genézy jednotlivých tektonotypov môže prispieť aj k poznaniu hlbších zákonitostí vývoja alpid, ale i toho, čím sa ich jednotlivé segmenty líšia.

Osobitosti stavby jednotlivých areálov

Osobitosti stavby ukazujú pestrosť jej tektofácií. Najvýraznejšie je to azda v tatriku, kde práve za nimi sa skrývajú rozdiely v hĺbkových horizontoch jednotlivých kryštálických jadier, a to tých najspodnejších, s jednotkami inde zväčša prekrytými. V iných jadrových pohoriach zas vystupujú tie najvrchnejšie, z väčšej časti denudované jednotky. Osobitosti a pestrosť stavby sú dokladom členitosti kôry, ich súhrn zvyrazňuje svojskosť západokarpatského segmentu v rámci alpid.

Najviac osobitostí sa uvádza z Malých Karpát (Maheľ, 1983). Vyplyvajú z priblíženia sa obsahu i stavby jednotlivých jednotiek k alpským jednotkám, ale i z vynorenia spodnejších častí tatrika v iných jadrových pohoriach, sčasti skrytého v hĺbke. Najvýraznejšou osobitosťou so „zmiešanými“ základnými prvkami je kriedovo-paleogénny komplex Myjavskej pahorkatiny. Ten má svojim širokým stratigrafickým rozpätím (koňak až spodný oligocén, v susedstve bradlového pásma sa pravdepodobne začína už spodným aldom) všetky základné znaky pribradlovej zóny Západných Karpát. Transgresívna pozícia sekvencie v nadloží vyšších príkrovov však vykazuje charakter typický pre východoalpiské jednotky, tzv. gosauský typ

kriedy. Problémom však zostáva rozsah tektonického prekrytia kriedovo-paleogénnych sedimentov s vyššími príkrovmi, inými slovami rozsah „pogosauských“ presunov v JZ cípe Karpát.

Zvlášť veľké odlišnosti od ostatných jadrových pohorí vykazuje väčšina tatrických elementov Malých Karpát, charakterom blízkych najspodnejším jednotkám unterostalpinu, sčasti prechodným k penniniku. Dokonca sú dôvody predpokladať i prítomnosť južnej okrajovej časti penninika (Maheľ, 1981; Plašienka, 1987). Možno očakávať, že plánované vrty vnesú jasnejší pohľad na nastolenú problematiku a možno i nové prekvapenia.

I Považský Inovec má celý rad osobitostí prakticky vo všetkých jednotkách, ale zjavných hlavne v jeho severnom bloku. Medzi najzaujímavejšie nesporne patrí zavrásnenie strednokriedových, sčasti vrchnokriedových členov, navyše metamorfovaných uprostred kryštalinika (Kullmanová, Gašpariková, 1982), ale i vystupovanie olistolitov jurských vápencov, charakterom blízkych kosteleckým bradlám na vrchu Humenec. Aj vystupovanie permsko-karbónskych sledov, nesporne tatrických, je s najväčšou pravdepodobnosťou vynorením (tektonické okná?) spodnejších elementov tatrika.

V Považskom Inovci je neobvyklý strmý styk vyšších príkrovov s krížňanským v Beckove a bradlovitý charakter výstupov nielen vyšších príkrovov, ale i krížňanského pozdĺž považského zlomu smeru S—J, ktorý nesie znaky výraznejšieho horizontálneho posunu.

Strážovské vrchy síce vďaka komplexnosti stavby považujeme za prototyp jadrového pohoria (Maheľ, 1985), ale z dnešného hľadiska „výnimočnou“ sa javí slabá alpínska prepracovanosť kryštalinika jadra Suchého a Malej Magury. Najvýraznejšou osobitosťou Strážovských vrchov je značný rozsah manínskeho prí-

krovu, čo umožňuje riešiť vzťah centrálnych Karpát k vonkajším Karpatom. Mimoriadne úspešný vrt SM-1 (Soblahov) v JZ časti pohoria, situovaný do manínskej jednotky, zastihol v jej podloží (1801,0 m) spodnokampánske súvrstvie, ale i šupiny triasových členov a hlavne mocnejšie jurské súvrstvie slabšie metamorfovaných tmavých slienitých bridlíc a silicítov s polohami siltovcov a zlepenčov charakterom blízkych „bündeschiefer“, a tým nastolil problémy, ako je výraznejšie uplatnenie „pogosauských“ presunov pri vonkajšom okraji bradlového pásma a centrálnych Karpát či rozsah jednotky typu penninika, charakterizovaného ako váhikum (Maheľ, 1981) v podloží centrálno-karpatských príkrovových jednotiek. Vďaka novým poznatkom zo Strážovských vrchov, ale i z Považského Inovca sa styk centrálnych Karpát s bradlovým pásmom stal zvlášť zaujímavým.

V prípade Tribeča nás zarážajú veľké rozdiely v stavbe dvoch základných blokov, čo už dávnejšie signalizuje úlohu priečných zlomov. Žeby skýcovský zlom predstavoval starý laterálny posun?

V Malej Fatre sú výrazné anomálie stavby tatrika práve v oblasti strečnianskeho prielomu a v ohybe osi pohoria i zmeny v stavbe dvoch hlavných blokov. Zdvojenie telies hercýnskych granitoidov (v malokrivánskom bloku) je asi dôsledkom hercýnskej príkrovovej tektoniky, kým mocný komplex permu antiklinálny Kozla asi predstavuje výstup spodnejšej šupiny tatrika spod presunutého veľkolúčkeho príkrovu.

Na základe novších poznatkov (zložitosť styku kryštalinika a obalovej jednotky, prítomnosť až turónskej mikrofauny vo flyšovom súvrství veľkofatranskej jednotky; Bujnovský, Polák, 1985) možno vo Veľkej Fatre očakávať významné prekvapenia.

Čo sa týka Tatier, viac nezodpoveda-

ných otázok sa vynára v stavbe Osobitej, ale i v presnejšom určení veku príkrovov a ich vzťahov uprostred kryštalinika Tatier. V prvom rade treba riešiť problém podložia tatrika vo Vysokých Tatrách v súvislosti s dávnejšie známou negatívnou gravimetrickou anomáliou. Do akej miery platí predstava o prítomnosti váhika (Maheľ, 1982) v nehlbokom podloží?

V Nízkych Tatrách sú nevyriešené problémy, ktoré sa toho času javia ako osobitosti. Je to:

- význam a postavenie slabšie metamorfovaných sekvencií na základe palinomorf zaradovaných k predkarbónskym (sekvencia Kliniska a vývinom jej blízke komplexy v južnej časti Nízkych Tatier, v struhárskej jednotke; Klinec, 1985),

- redukcia podstatnej časti tatrickej mezozoickej sekvencie pri severnom okraji Ľumbierskeho masívu,

- náznaky vejárovitých štruktúr kryštalinika v podloží hronského synklinória,

- genetické vzťahy slabšie metamorfovaných komplexov kryštalinika ku komplexom Jánovho grúňa zaradovaným k veporiku ako jeho čelová šupina,

- štruktúrne vzťahy k najvýraznejšej karpatskej negatívnej gravimetrickej anomálii (už spomínanej) nápadného smeru SV—JZ, ktorá nie je paralelná s najmladšími štruktúrami smeru S—J a V—Z, ale s priebehom paleoalpínskych štruktúr Nízkych Tatier.

Vo veporiku sú zaujímavé obsahové i štruktúrne rozdiely medzi veporským a kráľovoholským úsekom, ako aj medzi Slubickou a Čiernou horou, ale aj postavenie a členenie rimavickej jednotky s pestrejšou paletou paleozoických svorových i fylitových sledov zrejme viacerých typov i veku.

V gemeriku si z aspektu geodynamického modelu nesporne väčšiu pozornosť zaslúži:

1. anomálna stavba nižnoslanskej depre-

sie, ale i nakopenie šupín odlišného zloženia pri mlynskom prešmykovom pásme (až štyri typy karbónu, tri typy permu a členy klátovskej šupiny) a pri margecianskej línii (črmeľská jednotka, šupiny zaradované k ochtinským vrstvám, ba i karbónske súvrstvie pripomínajúce spodné časti melafýrovej série), s čím súvisí otázka zvyškov koreňovej zóny chočského príkrovu;

2. veľké telesá ultrabázik pri okrajoch gemerika, ale i pri Dobšinskej ľadovej jaskyni a Dobšinej.

Problém váhika

Každý segment (Východné Alpy, Západné Karpaty, Východné Karpaty atď.) má základné znaky alpid, ale i vlastné osobitosti s laterálnymi zmenami. Preto je potrebné dobre poznať, čo je pre západo-karpatské jednotky charakteristické, čo sa mení po dĺžke a smerom k susedným segmentom alpid. Z bližšieho poznania znakov priblíženia stavby Malých Karpát k Alpám vyplynulo zaradenie časti tatrika k elementom blízkym penniniku (Maheľ, 1981, 1987), čo prispelo k vyčleneniu váhika. Oceánsky, resp. paraoceánsky typ kôry váhika znamená nielen významný podnet na zásadný odklon od vžitej predstavy o modeli stavby, ale i na zmenu v pohľade na vzťah centrálnych Západných Karpát k bradlovému pásmu, interpretáciu geofyzikálnych profilov a tzv. exotického hrebeňa (Mišík et al., 1979, 1981), ale i na stavbu tatrika a hlavne jeho podložia. Pritom treba prehodnotiť význam anomálií stavby s metamorfovanou kriedou a olistolitmi v severnej časti Inovca a vo vrte Soblahov v Strážovských vrchoch; prehodnotiť význam permsko-karbónskych komplexov v Považskom Inovci a v Malej Fatre; overiť „nové“ jednotky v nehlbokom podloží vonkajších oblastí tatrika.

Výskyty hojných obliakov ultrabázik a bázik v mernických zlepenkoch (nie neogénnych, ale starších — sčasti vrchnokriedových ?), ale i v paleogénnych zlepenkoch šambronského pásma, telesá ultrabázik, ale i veľký rozsah jurských komplexov penninského typu (doteraz považovaných za vrchnopaleozoickú pozdišovsko-iňačovskú jednotku) hovorí v prospech regionálneho rozsahu váhika, potvrdzuje jeho nadväznosť na tzv. ofiolitové komplexy v podloží neogénu zakarpatských depresii i prepojenie váhika na transylvanikum s oceánskym typom kôry. Tým sa vytvára reálnejší pohľad na vzťahy centrálnych Západných a Východných Karpát signalizované radom sovietskych geológov. Nejde však o priame prepojenie tektonických jednotiek, ale o kulisovité zastupovanie centrálnych Karpát v úseku vykliňovania magurského príkrovu a bradlového pásma (Maheľ, 1982). Lenže znaky vykliňovania nesú so sebou ďalšie problémy. Vzťahuje sa to i na meliatikum (?). Každý nový vrt do podložia neogénu môže priniesť prekvapenia. Podložie východne od hornádskeho zlomu sa stáva zvlášť zaujímavou oblasťou pre konštrukciu geodynamického modelu.

Vnútná flyšová geosynklinála — príbradlová zóna — vyššia etáž váhika

S váhikom geneticky súvisia flyšové sledy považované za súčasť príbradlovej zóny. Sú to: albsko-cenomanské členy krížňanského príkrovu i tatrických jednotiek, hlavne však kriedové a paleogénne sledy manínskej a klapskej jednotky, ale aj prevažne flyšové vrchnokriedovo-paleogénne sledy v nadloží vyšších príkrovov Myjavskej pahorkatiny a tzv. „centrálnokarpatský“ flyš. Ak ktorýkoľvek z vymenovaných sledov hodnotíme izolovane, pozornosť vzbudzujú predovšetkým sedimentologické osobitosti. Ak však tieto sledy

posudzujeme vo vzájomnej prepojenosti, teda z paleotektonických aspektov ako členitú vnútornú flyšovú geosynklinálu — pribradlovú zónu (Maheľ, 1980), význam týchto flyšových komplexov sa znásobí.

Pribradlová zóna je vlastne vnútornou flyšovou geosynklinálou s celým radom osobitostí vo vývinovom trende, ale i vo vzťahu k vrásnivým procesom. Má svoj vlastný vývinový režim. Začala sa formovať od nástupu výraznejšej subdukcie váhika. Paleotektonicky odráža v priebehu vývinu sa meniacu členitosť kôry i rozsah a pozíciu na rozhraní blokov centrálnokarpatského a ostrcovného pieninského pásma. Jej sledy sú sčasti vyššou štruktúrnou etážou váhika (klapský a sčasti maninsky príkrov), južnejšie tvoria výplň predhlbne vytvorenej pred čelami formujúcich sa paleoalpínskych tatrických príkrovov a krížňanského príkrovu. V priebehu paleogénu predstavuje pribradlový tylový prieťah, od stredného lutétu centrálnokarpatský.

Flyšovú pribradlovú zónu charakterizuje:

- široké časové rozpätie obdobia s prevahou flyšovej sedimentácie (od vrchného aptu po spodný oligocén);

- prevaha karbonátových flyšových litotypov s polohami bohatšieho karbonátového detritu (kalkarenity, alodapické vápence), s polohami zlepcov s častým exotickým obliakovým materiálom a s polohami biohermných vápencov;

- výraznejšie, pomerne dlhotrvajúce obdobie zníženého prínosu detritik (obdobia vakuity) a obdobia výraznejších splytčení i dlhodobiejšieho prerušenia sedimentácie a následnej výraznej transgresie (znaky zriedkavejšie vo vonkajšej flyšovej geosynklinále);

- nepomerne menší rozsah flyšu drobového typu, charakteristického pre jednotky flyšového pásma Karpát; v niekto-

rých obdobiach (santón, stredný a vrchný eocén) vznikli flyšové sekvencie pod zónou CCD v hlbokomorských podmienkach (Salaj, Priechodská, 1987);

- značné rozdiely v priestorovom rozsahu i v paleotektonických podmienkach jednotlivých vývinových štádií pri členení, rýchle sa meniacom charaktere kôry, dôsledkom čoho je pomerne veľká faciálna premenlivosť i odlišnosti litotypov v jednotlivých obdobiach a areáloch;

- časté výrazné zmeny až zvraty (dôsledok tektonogenézy) s charakteristickými rysmi v jednotlivých obdobiach: v cenomane splytčenia; v koňaku transgresia, a to i smerom k vnútrajšku; vo vrchnom turóne a santóne výraznejšie prehĺbenie; v kampáne obmedzenie prínosu detritik; vo vrchnom mástrichte objavovanie sa orbitoidových vápencov, značný podiel inocerámových slieňov, ale i zlepcov; koncom kriedy až po eocén časovo nerovnomerné prerušenie sedimentácie; v priebehu lutétu postupná transgresia k vnútrajšku, za ktorou nasledovalo náhle (kolapsové) prehĺbenie sedimentačných priestorov s výraznejšou podobnosťou litotypov ako vo flyšovom pásme so synchronnými litotypmi.

Významná je väzba pribradlovej zóny na susedné segmenty alpíd. Mocné flyšové sekvencie v Myjavskej pahorkatine, zväčša rozložené v nadloží vyšších príkrovov (mocnosti až 3000 m), so stratigrafickým rozpätím koňak až spodný oligocén (Salaj, 1982) predstavujú spojujúci areál (bradlianska sekvencia transgresívne ležiaca na vyšších príkrovoch) s gošauským areálom Východných Álp. Strednokriedový flyš predpokladáme v spodnej časti sekvencie Surovin (rozloženej pri okrajoch bradlového pásma). Nadväzujú na flyš v Alpách označovaný ako Rand-cenoman. Na východ pribradlová zóna nadväzuje na flyšové komplexy vnútornej predhlbne a Zakarpatskej Ukrajiny a ďalej na

východ na flyš szolnockého trogu, ale i na transkarpatské flyšové elementy centrálnej zóny Východných Karpát.

Štruktúrne flyšové sekvencie pribradlovej zóny nie sú diferencované ako samostatné prikrovy. Vnútornejšie časti predstavujú vrchnú štruktúrnú etáž centrálnokarpatských jednotiek, prípadne ich súčasť. Mocné flyšové komplexy klapskej jednotky vytvárajú šupinovú zónu rozloženú v tylovej časti bradlového pásma. Z pohľadu platňovej tektoniky predstavujú akrečný klin, čím nepriamo dokazujú subdukciu oceánskej kôry — váhika. Pri takom pohľade na flyšové komplexy pribradlovej zóny, ale i na bradlovú zónu neprekvapuje, že vedľa seba vystupujú jednotky a šupiny pôvodne od seba veľmi vzdialené a exotické.

Ani veľkú pestrosť litotypov flyšových sedimentov pribradlovej zóny a centrálnych Karpát, ani veľké rozdiely hĺbok ich sedimentačných priestorov a kontrastnosť vekovo ekvivalentných litotypov nemožno vysvetliť inak ako účinkom aktivity kôrového zdroja pri viacštádiovej subdukcii váhika. Nové poznatky v rozšírení stratigrafického diapazónu kriedových flyšových sekvencií centrálnokarpatských jednotiek (spodný turón vo veľkofatranskej sekvencii — Bujnovský, Polák, 1987; koňak — santón v tatriku severnej časti Inovca a vo vrte Soblahov v juhozápadnom cípe Strážovských vrchov — Kullmanová, Gašpariková, 1982; pestré kampánske súvrstvie, sčasti metamorfované, v juhozápadnej časti Inovca; nálezy turónskych členov vo vrte pri Zakopanom; častejšie výskyty vrchnokriedovej mikrofauny v centrálnokarpatskom flyši, hlavne v šambronskej zóne — Nemček, ústne oznámenie) naznačujú nielen ďaleko väčšie rozšírenie vrchnokriedových sedimentov v centrálnych Karpatoch, ale vynucujú si zmenu pohľadov na paleogeografický obraz a zmenu vžitých predstáv o tekto-

genéze včítane veku centrálnokarpatských prikrývov. A to nás stavia pred nové úlohy — poznať tieto flyšové komplexy podrobnejšie, komplexnejšie.

Flyš v centrálnych jednotkách alpíd je zvlášť častý na Balkáne, v dinaridoch a helenidoch, ako aj vo Východných a Západných Alpách. V Západných Karpatoch máme možnosť bližšie poznať význam flyšu ako ukazovateľa dynamických procesov počas tektonicky najaktívnejšej etapy formovania štruktúrneho plánu, a to vďaka:

1. súvislému sledu od albu (vrchného aptu?) až do vrchného eocénu v osovej časti v klapskom sedimentačnom priestore, oddelenom pásmom oravika od flyšovej geosynklinály vonkajších Karpát; to umožňuje posúdiť význam rozdielov v litotypoch, ale i vo vývinovom trende dvoch sústav flyšových bazénov (dvoch geosynklinál) — vonkajšieho a vnútorného, a tým z nových aspektov hodnotiť vzťah flyšových Karpát a ich podložia k centrálnym Karpatom;

2. preukázateľnej (na Považí a v Žilinskej kotline) laterálnej previazanosti klapského sedimentačného priestoru (výrazná v eocéne) s centrálnokarpatskými bazénmi, čo rovnako ako jednotný vývinový trend dokladá vzájomnú genetickú previazanosť „vnútorných“ flyšových bazénov;

3. laterálnemu prepojeniu pribradlovej zóny, reprezentanta vnútornej flyšovej geosynklinály so systémom východoalpských flyšových panví, geneticky zviazaných s oberostalpinom, ale i s južným penninikom.

Meliatikum

Kompletnejšia ofiolitová triáda je známa z južných jednotiek Západných Karpát, označovaných ako meliatikum (Kozur, Mock, 1986). Charakterizuje ich: prevaha

triasových litotypov, zväčša hlbokodolných (a to už od stredného anisu včítane rádiolaritov a sprievodných bázik); bridličnaté súvrstvie jury, miestami so siltovcami a vložkami vápencov a menším podielom rádiolaritov, ktoré sa vyznačujú hlavne tým, že ich sprevádzajú olistolity; častý spoločný výskyt serpentinitovej a sadrovcovej melanže; telesá väčších ultrabázik hlavne v Slovenskom krase.

Nápadný je značný regionálny rozptyl výskytov meliatika: okrem Slovenského krasu a Bukových vrchov sa meliatska jednotka nachádza v severogemerickej zóne v Jaklovciach, silne porušenej prešmykmi (Mock, 1980, 1987).

Báziká, ultrabáziká aj rádiolarity vo veľkom množstve vystupujú vo vrchnokriedových zlepencoch v tektonicky exponovanej zóne na rozhraní dvoch šupín besnického príkrovu pri Dobšinskej ľadovej jaskyni. Genetickú súvislosť tohto obliakového materiálu s meliatikom dokladajú obliaky členov ofiolitovej triády i výstupy menších telies ultrabázik, prípadne serpentinitovej melanže.

Priestorové rozloženie ultrabázik v Bukových vrchoch, v Slovenskom krase, pri severnom okraji Volovca a tých, ktoré sa uvádzajú v súvislosti s váhikom v podloží východoslovenského terciéru, nevdojak vnucujú myšlienku o príslušnosti k tej istej tektonickej jednotke, ktorá analogicky ako penninikum vo Východných Alpách podstieľa centrálneokarpatské príkrovy. Členy známe z meliatika v takom prípade vystupujú na povrch zväčša ako protrúzie, šupiny tektonicky vytiahnuté pozdĺž hlbokých zlomov (Mock, 1987).

Takýto prístup je v plnom súlade s ortodoxným ponímaním platňovej tektoniky. Toto vysvetlenie sa na prvý pohľad zdá byť najjednoduchším, lenže: 1. časté prechodné sekvencie z meliatskeho typu k silickému, tvorené prevažne oberostalpínskymi plytkomorskými litotypmi, 2. v Slo-

venskom krase miestami úzka štruktúrna väzba meliatskej jednotky s elementmi silicika, 3. dinarický, a nie penninský typ triasu meliatika, a naopak, severnejší austroalpínsky (oberostalpínsky) typ chočského, besnického (severogemerického) príkrovu, ako i ostatných centrálneokarpatských príkrovov, 4. výskyt a rozloženie alpínskych granitov a s nimi zviazaných bridličnatých štruktúr (slate belt) v strižných zónach, a teda i pripomínajúcich koreňové zóny príkrovov tatrika, veporika i gemerika nedovoľujú akceptovať (aspoň nie v plnom rozsahu) model s viac-menej jednotným triasovo-jurským meliatskym oceánom a s príkrovovým charakterom centrálneokarpatských jednotiek včítane silického a fensického príkrovu (v Bukových vrchoch) ako alochtónnej platne, ktorú s meliatikom prevrátnili a tektonicky prehnetli len mladšie pohyby.

Rozloženia meliatika v nemenej ako 3 zónach (v severogemerickej, v Slovenskom krase i v JZ časti Bukových vrchov) možno azda vysvetliť členitosťou sedimentačného priestoru s menšími embryonálnymi riftami so začiatkom už v strednom anise (Maheľ, 1987). Veď faciálna členitosť a kontrastnosť triasu je známa i v chočskom, besnickom a silickom príkrove.

Na to, do akej miery možno v Západných Karpatoch akceptovať model platňovej tektoniky, mohlo by priniesť odpoveď rozpracovanie genetickej klasifikácie príkrovov, ich skupín či tektonotypov.

Zlomy a ich geomechanický význam

Problematika zlomov je aktuálna najmä pre jej osobitný praktický význam takmer vo väčšine aplikovaných geologických disciplín. Pri zostavovaní geodynamického modelu je osobitne dôležité poznať význam jednotlivých typov zlomov v ich časovom slede, zvlášť v takých členitých orogénach, ako sú Západné Karpaty. Zlomy

sú také hojné vďaka heterogenite kôry a jej drobeniu pri formovaní vnútorných kotlín a centier neovulkanitov a vďaka priebehu vulkanicko-tektonických fenoménov (Maheľ, 1978) či vďaka oblúkovitej forme? V Západných Karpatoch je pozoruhodné, že hlavne pozdĺžne zlomy sprevádzajú už mezoalpínske synklinoriá a zohrali úlohu i pri formovaní depresných oblastí centrálnokarpatského flyšu.

Osobitnú pozornosť si zaslúžia pozdĺžne prešmyky, na ktorých dochádzalo k pohybu smerom k vnútrajšku Západných Karpát (k J, resp. JZ alebo k JV). Tieto juhovergentné pozdĺžne prešmyky sú zvlášť charakteristické pri južnom okraji bradlového pásma v pribradlovej zóne. Je však známe, že na mnohých miestach v Karpatoch takéto prešmyky zostrmujú presunové plochy medzi krížanským a chočským príkrovom (Malé Karpaty, niektoré úseky Strážovských vrchov, východný úsek Nizkých Tatier).

Zvlášť výrazné zostrmenie štruktúr spôsobené prešmykmi (aj posunmi?) v Malých Karpatoch má regionálny rozsah vo vysokej jednotke (Michalik, 1984). V Strážovských vrchoch juhovergentné prešmyky obmedzujú mladšie neskoroalpínske tektonické vrásové štruktúry (Maheľ, 1985), a to v celom rozsahu pohoria. V Slovenskom krase, ale i v severogemeरिकkej synklinále je známe vejárovité usporiadanie prešmykov, ktoré oddeľujú kryhy odlišné zastúpením litotypov. Smerom k vnútrajšku sú prešmyky regionálnym fenoménom, ale neznámou zostáva ich geodynamický význam. Predstavujú vnútorné krídlo vejára, pandant severovergentných neoalpínskych presunových plôch a prešmykov vonkajších Karpát. Určitým spôsobom zväzujú vonkajšie Karpaty s vnútornými do jedného orogénneho systému.

V poslednom desaťročí sa častejšie stretávame s pátraním po horizontálnych po-

sunoch geneticky súvisiacich s vysvetľovaním odlišnosti stavby Západných Karpát a Východných Álp (Roth, 1980), s formovaním karpatského oblúka (Birkenmajer, 1985) a s premiestňovaním blokov Maďarského stredohoria (Wein, 1978; Kovacs, 1980; Balla, 1985). Zamyslieť sa treba i nad názorom, že Západné Karpaty sú transformnou zónou, zónou paralelne prebiehajúcich posunov približne smeru Z—V (Debelmas, Sandulescu, 1987), i nad pokusmi odvodzovať horizontálne posuny na základe intenzity prejavov na kozmických snímkach, i nad posunmi odvodzovanými hlavne z geofyzikálnych podkladov (Janků et al., 1984). Geologických poznatkov o posunoch je menej. Uvedené námety naznačujú význam poznania charakteru i veku horizontálnych posunov ako dôležitých prvkov geodynamického modelu.

Z vlastnej praxe považujeme za potrebné upozorniť na tri typy posunov, ktoré sú azda sekundárnym prejavom význačnejších hlbinných fenoménov:

1. Početnejšie posuny smeru S—J (a to až 5 km) na priečných zlomoch v západných jadrových pohoriach, akými sú napr. lošonský posun uprostred subtatranských príkrovov Malých Karpát (Maheľ, 1987) alebo diviacky posun uprostred tatrika a hlavne kryštalinika v Strážovských vrchoch (Maheľ, 1984). Regionálnejší rozsah a význam majú posuny v revúckom zlomovom systéme. Do tejto skupiny patrí i považský zlom pri západnom okraji Považského Inovca.

2. Zhruba smer S—J vykazujú i novozistené posuny v bradlovom pásme, napr. kvašovský posun na strednom Považí, viac-menej paralelný s púchovskou sigmoidou. Analogické posuny zohrávajú zrejme významnú úlohu pri vklínení manínskej jednotky do bradlového pásma v kulisovitej stavbe tohto pásma. Nápadný je tu smer blízky k priebehu pomerne vzdialenej párnicej sigmoidy utatej

tiež ľavým posunom.

3. Tektonické ufatie štruktúr pribradlovej zóny formovaných hlavne sledom pribradlového paleogénu v úseku Žilina — Zázrivá zlomom — posunom smeru ZJZ—VSV, ktorý nápadne korešponduje so zmenou priebehu bradlového pásma zo smeru SV do ZV.

Posuny smeru S—J (SSZ—JJV) a Z—V (ZJZ—VSV) predstavujú párový systém, ktorý naznačuje genetickú súvislosť s formovaním karpatského oblúka, resp. s pohybom na rozhraní megablokov Karpát (azda na rozhraní hlbinného styku medzi centrálnokarpatským blokom a vonkajším blokom — Českým masívom (?).

Osobitným problémom je známe zbiehanie sa hlavne pozdĺžnych zlomov do uzlov, napr. do vernárskeho a besnického uzla (Maheľ, 1957), pretože v literatúre sa takéto prejavy dávajú do súvisu s rozsiahlejšími horizontálnymi posunmi. Priebeh pozdĺžnych zlomových línií, hlavne prešmykového charakteru, ale i poklesov, ba i posunov (lína Darnó) vo východnej časti centrálnych Karpát smeru SZ—JV alebo JZ—SV naznačuje existenciu takéhoto tektonického uzla východne od hornádskeho zlomu. Žeby išlo o vykľiňovanie niektorých štruktúrnych elementov centrálnych Karpát a hlavne vnútorných Karpát ako prejav segmentácie alpíd?

Dávno známe križovanie sa viacerých zlomov v miestach priamych výstupov minerálnych, hlavne termálnych vôd, ale i v rudných rajónoch si tiež zaslúži pozornosť. Častejšie sa jedná o uzly viacerých zlomových systémov, a tak treba prehodnotiť i rozloženie zemského tepla a iné hlbinné fenomény.

Riešenie vyššie uvedených, ale i ďalších problémov súvisiacich hlavne s genetickou klasifikáciou zlomových porúch je naliehavé hlavne pre zostavovanie máp zlomových porúch z jednotlivých rajónov Karpát, ale i pre interpretáciu geofyzikálnych

podkladov a kozmických snímok. Vypuklejšie sa iste prejaví pri zostavovaní takej prepotrebnej komplexnej mapy zlomov československých Karpát a moderného registra zlomov.

Vyššie načrtnuté problémy sa stali akútnymi pri syntetickom spracovaní problematiky najmä v knihe Geologická stavba československých Karpát (Maheľ, 1986). Bez ich doriešenia bude obťažné zostaviť všeobecnejšie akceptovateľný, vedecky podložený geodynamický model. Dúfame, že sa tieto kľúčové problémy stanú predmetom vedeckých diskusií, samostatných štúdií i komplexne koncipovaných výskumných úloh v najbližších rokoch.

Literatúra

- Andrusov, D. 1938: Geologie Slovenska. Sbor. pro Vys. Slov. a Podkarp. Rusi (Praha).
- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, SAV, 188 s.
- Balla, Z. 1985: The Carpathian loop and the Pannonian basin: A kinematic analysis. *Geophys. Trans. (Budapest)*, 30, 313—353.
- Birkenmajer, K. 1976: The Carpathian orogen and plate tectonics. *Publ. Inst. geoph. Pol. Acad. Sci.*, A-2 (101), 43—53.
- Bujnovský, A., Polák, M. 1985: Mesozoic Lithostratigraphical units of the Veľká Fatra Mts. In: *Proceeding reports of the XIIIth Congress of KBGA, Poland-Cracow*.
- Cambel, B. 1954: Geologicko-petrografické problémy SV časti kryštalinika Malých Karpát. *Geol. Práce, Zoš.*, 36, 3—74.
- Cambel, B. 1976: Probleme der metamorphose und Stratigraphie des Kristallins der Westkarpaten mit Hinsicht auf die Forschungen in dem Bereich der Kleinen Karpaten. *Geol. Sbor. Geol. carpath.*, 27, 1, 103—116.
- Cambel, B., Bagdasarjan, G. P., Velselskij, I., Gukasjan, K. Ch. 1979: Novye dannye oppredelenija vozrasta porod Slovakii Rb-Sr i K/Ar metodami i vozmožnosti ich interpretacii. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 30, 1, 45—60.
- Debelmas, J., Sandulescu, M. 1987: Transformante nordpennique et problemes de correlation palinspastique entre les Alpes et les Carpathes. *Bull. Soc. géol. France*, III, 2, 403—408.

- Fusán, O., Ibrmajer, J., Plančár, J., Slávik, J., Smíšek, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. *Západ. Karpaty*, 15, s. 173.
- Grecula, P. 1982: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Miner. slov. Monogr., Bratislava, Alfa*, 263 s.
- Grecula, P., Roth, Z. 1976: Kinematický model Západných Karpát. In: *Zbor. geol. prác, Smolenice*, 26—27.
- Grecula, P., Varga, I. 1979: Variscan and Pre-variscan events in Western Carpathians represented along a geotraverse. *Miner. slov.*, 11, 289—297.
- Hovorka, D., Ivan, P., Spišiak, J. 1984: Nappe with the amphibolites facies metamorphites in the Inner Western Carpathians—its position, origin and interpretation. *Miner. slov.*, 11, 73—86.
- Janků, J., Pospíšil, L., Vass, D. 1984: Príspevok diaľkového prieskumu Zeme k poznaniu stavby Západných Karpát (západný úsek). *Miner. slov.*, 16, 121—137.
- Kahan, Š. 1969: Eine neue Ansicht über die geologischen Aufbau des Kristallinikums der West-Tatra. *Acta geol. geograph. Univ. Comen.*, 18, 19—78.
- Kantor, J., Rybár, M. 1979: Radiometric ages and polyphasic character of Gemeride granites. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 4, 30, 433—448.
- Klinec, A. 1976: Geologická mapa východnej časti Nízkyh Tatier a Slovenského rudohoria 1:50 000. *Bratislava, GÚDŠ*.
- Klinec, A. 1979: Geologické profily z niektorých oblastí Západných Karpát. In: *Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, 167—176.
- Klinec, A. 1985: Geologická mapa Nízkyh Tatier — kryštalinikum západnej časti — M=1:50 000. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Klinec, A., Macek, J., Davidová, Š., Kamenický, L. 1980: Rochovský granit v styčnej zóne gemeríd s veporidami. *Geol. Práce, Spr.*, 7, 4, 103—112.
- Korikovskij, S. P., Cambel, B., Mikloš, J., Janak, P. 1984: Metamorfizmus kristallinikuma Malých Karpát: etapy, zonalnosť, svjaz s granitoidami. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 4, 437—462.
- Kovács, S. 1980: Paleogeographical significance of the Triassic Hallstatt limestone facies in the North-Alpine facies — region (Korreferaturn critic). *Földt. Közl. (Budapest)*, 11, 3—4, 360—381.
- Kováč, A., Svingor, E., Grecula, P. 1979: Nové údaje o veku gemeridných granitov. *Miner. slov.*, 11, 71—77.
- Kozur, H., Mock, R. 1987: Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten (Vorläufige Mitteilung). *Geol. Paläont. Mittell. (Innsbruck)*, 14, 12, 1—97.
- Kullmanová, A., Gašpariková, V., 1982: Vrchnokriedové sedimenty v severnej časti pohoria Považský Inovec. *Geol. Práce, Spr.*, 78, 85—95.
- Maheľ, M. 1957: Geológia Stratsenskej hornatiny. *Geol. Práce, Zoš.*, 48, 1—200.
- Maheľ, M. 1973: Tectonic map of the Carpathian Balcan mountain system and adjacent areas. *Bratislava, GÚDŠ, UNESCO, Praha, Kartografia*.
- Maheľ, M. 1978: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. *Západ. Karpaty, Geol.*, 4, 1—165.
- Maheľ, M. 1980: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. *Miner. slov.*, 12, 193—207.
- Maheľ, M. 1981: Island character of Klippen Belt; Vahicum continuation of southern Penninicum in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 3, 293—305.
- Maheľ, M. 1981: Heritage and its bearers in geological development of the Alpides. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 2, 163—172.
- Maheľ, M. 1982: Types of nappes in West Carpathians — their genesis. In: *Alpine structural elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir Orogene Zone. Bratislava, SAV*, 9—42.
- Maheľ, M. 1983: Beziehung Westkarpaten — Ostalpen — Position des Übergangs-Abchnittes-Deviner Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 34, 2, 131—149.
- Maheľ, M. 1984: Typy kôry a geosynklinála, význam modelu v syntéze stavby Západných Karpát. In: *Zemská kôra a jej vzťah k ner. surovinám. Bratislava, GÚDŠ*, 9—18.
- Maheľ, M. 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. *Bratislava, GÚDŠ*, 221 s.
- Maheľ, M. 1985: Neskoroalpínska tektonika Strážovských vrchov a jej širší význam. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 10, 7—37.
- Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. *Paleoalpínske jednotky 1. Bratislava, Veda*, 500 s.
- Maheľ, M. 1987: The West Carpathians — example of crust dissection. *Abstrakty, Bratislava, Dom techniky*.
- Matějka, A., Andrusov, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie central, et des régions avoisinantes. *Praha, Knihovna Stát. geol. Úst.*, 13, A, 19—163.
- Michalík, J. 1984: Some remarks on developmental and structural interpretation of the northwestern part of the northwestern of the Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 4, 489—504.
- Mišík, M. 1979: Pienidy Klippen Belt and the global tectonics model. In: *Czechoslovak geology and Global tectonics. Bratislava*.

- va, Veda, SAV, 78—89.
- Mišík, M., Jablonský, J., Mock, R., Sýkora, M. 1981: Konglomerate mit exotischen Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten — paläogeographische und tektonische Interpretation. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 37, 5—55.
- Mock, R. 1980: Triassic of the West Carpathians. *Soc. Europ. Conodont. Symp. Guidebook Abb. geol. Bundesanst. (Wien)*, 35, 69—98.
- Mock, R. 1987: Meliatska jednotka — relikt oceánskeho dna Tethys v novom modeli vývoja Západných Karpát. [Kand. dizertačná práca.] *Manuskript — PF UK Bratislava*.
- Plašienka, D. 1983: Kinematický obraz niektorých štruktúr severného veporika vo vzťahu k formovaniu krížňanského prikrovu. *Miner. slov.*, 15, 217—231.
- Plašienka, D. 1987: Litologicko-sedimentologický a paleotektonický charakter borinskej jednotky v Malých Karpatoch. *Miner. slov.*, 19, 217—230.
- Reichwalder, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Západ. Karpaty*, 18, 99—141.
- Reichwalder, P. 1982: Structural characteristic of root zone of some nappes in innermost parts of West Carpathians. In: *Alpine structural elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir orogene zone. Bratislava, SAV*, 43—56.
- Rozložník, L. 1978: Vzťah alpínskej metamorfózy k sideritovej formácii v gemeridách. *Miner. slov.*, 10, 311—320.
- Rozložník, L., Slavkovský, J. 1979: Geologická stavba styku gemerika s pásom Čiernej hory ilustrované geologickým profilom od Zlatej Idky po vrch Bujanová. In: *Tektonické profily ZK. Bratislava, GÚDS*, 193—198.
- Salaj, J., Priechodská, Z. 1987: Porovnanie gosauských vývojov senónu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny a Severných Vápencových Alp. *Miner. slov.*, 19, 481—497.
- Siegl, K. 1978: Faults in the Contact Area of the Dumbier and Kraklova Crystalline Complexes (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 29, 1, 147—160.
- Snopko, L. 1967: Význam drobnotektonických prvkov pre riešenie geologických otázok paleozoika gemerid. *Zbor. geol. Vied, Rad ZK, zv. 8, Bratislava*, 7—50.
- Šefara, J., Pospíšil, M., Šutora, A., Bodnár, J., Bielik, M., Velich, R., Kurkin, M., Mikuška, J. 1985: Odkrytá gravimetrická mapa vnútorných Západných Karpát. In: *Geofyzikální model litosféry. Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Uhlig, V. 1903: Bau und Bild der Karpaten. *Bau u. Bild Österreichs (Wien-Leipzig)*, 651—911.
- Uhlig, V. 1907: Über die Tektonik der Karpaten. *Sitz. Akad. Wiss., Mat. Nat. Kl. (Wien)*, 116, 1.
- Wein, Gy. 1978: Alpine Type Tectogenesis of the Carpathian Basin (in Hung.). *Ann. Rep. Hung. Geol. Inst.*, 245—256.

Fundamental problems of the structure of the West Carpathians from the view of the geodynamic model. I. Central and Inner Carpathians

Compilation of a complex geodynamic model in the West Carpathians is the directive of the development trend in geology. Its compilation requires the solution of several circles of questions, mostly treated, but also often interpreted controversially.

Pre-Alpine development and structural development

With its compilation the view of pre-Alpine complexes, mostly understood as a passive element of the Alpine structure. For this purpose it is necessary to know the protoliths of metamorphites, the extent of types and dissection of crust, the character of its reduction by Hercynian folding, including the

extent of Hercynian nappes proved in the Gemericum (Grecula, 1982; Grecula, Varga, 1979) and signalized in the Veporicum (Klinec, 1976) and Vysoké Tatry Mts. (Kahan, 1969). It is also necessary to take into consideration the structure-building role of Hercynian granitoids.

Zones of intense crust reduction

In the West Carpathians there are zones, which display distinct Alpine S_2 -cleavage of more regional character with steeper dips to the interior, moreover, with manifestations of mass mobilization and penetrations of granite intrusions. They are distributed at the southern margins of the Gemericum, Vepori-

cum and Tatricum, each, however, with several particularities. May they be considered as particular zones of paleo-Alpine accretion?

Alpine granites

Close genetic relations of granitoid bodies distributed along the mentioned reduction zones make radiometric, often controversial data doubtful when also the structural character speaks in favour of the Alpine age.

Tectonotypes

Even ten tectonotypes in the West Carpathians speak in favour of dissection of the West Carpathian system. Each tectonotype-group of nappes related genetically, is a reflection of different crust quality and different conditions of formation of the structural character. Through more knowledge of the genesis of tectonotypes, mainly the degree of deformation type, is leading the way to clearing up of crust reduction processes. The fundamental tectonotypes are: the system of Flysch Belt nappes with their root zones (Beskydicum); the Klippen Belt, Tatricum, Veporicum (including the Križna nappe), Gemicum, Meliaticum, Silicicum — Bükkicum and tectonotype of Mecsek. A problem are, however, genetic relations between the individual tectonotypes or their subordinate elements. For instance, of the Magura nappe in the frame of the Beskydicum, relations of the Gemicum, Meliaticum and Silicicum etc. A particularly relevant question is the character of the basement of the Tatricum. We consider as such one the Vahicum, but so far without knowledge of its structural character. It is necessary to put into connection with its subduction the wave-like movements apparent in the Križna nappe with an uncommonly great amount of recumbent folds and digitations, but also formation of flysch depressions before the fronts of originating paleo-Alpine nappes.

Particularities of structure of the individual areas

Knowledge of the particularities makes possible a more complex view of structure development and variety, but also of crust dissection and in its consequences of some peculiar features of the West Carpathian segment in the frame of the Alpides. Most

particularities are in the terminal areas (Malé Karpaty Mts., East Slovakian area, mainly the basement of the East Slovakian lowland), which result from approaching the adjacent segment, connected with segmentation of the Alpides. Many particularities are shown in each core mountains. In the Gemicum closer knowledge of the importance of ultrabasic bodies deserves particular attention.

The problem of the Vahicum

With distinguishing of the Vahicum with oceanic or paraoceanic crust type the change of view of relation of the Central Carpathians to the Klippen Belt and exotic ridge, but also of the structure of the Tatricum itself and mainly its basement with supposed new units is connected. Owing to the evidence of bodies of ultrabasics in the basement of the Neogene of the East Slovakian lowland the question of the extent of the Vahicum and of new views of relation of the Central West Carpathians and East Carpathians arises.

Inner flysch geosyncline

With distinguishing of the Vahicum the view genetic relations of flysch sequences in the Periklippen zone (Klape and Manín units), but also of the Tatricum, Križna nappes changes essentially. The former are the heir of the subducted Vahicum oceanic trough, the latter the fore-deep formed during continuing subduction of the Vahicum before the fronts of the paleo-Alpine nappes. In the Albian the originated dissected flysch geosyncline (situated south of the Oravicum zone) differs essentially from the outer flysch geosyncline formed north of the Oravicum. Mainly lithotypes of carbonate (and not greywacke) flysch, great facies variability of flysch lithotypes and their differences in the individual periods and areas are characteristic of it; distinct changes to turns in the course of development reflecting tectogenesis of the Central Carpathians. Thus the Periklippen flysch geosyncline is linked genetically with the Central Carpathians and Vahicum and its tectonic elements represent an accretion wedge, which alone is perhaps an evidence of subduction of the Vahicum oceanic crust. Linking of the Vahicum with the Penninicum is indirectly proved also by connection of the Periklippen zone with the system

of the East Alpine flysch basins, genetically tied with the Southern Penninicum and Oberostalpin. The Cretaceous-Paleogene sequences of the Myjavská pahorkatina upland are a connecting region in this regard.

Meliaticum

Discovering of always newer bodies of ultrabasic rocks in the Inner but also Central Carpathians enforces the idea of distribution of the Meliaticum in the basement of the Central Carpathian nappes and so of connection with the Vahicum. The occurrences of the members known from the Meliaticum at the surface are in form of protrusions slices stretched tectonically along deep faults (Mock, 1987). A more critical attitude to this problem enforces answers to such problems as are: the existence of sequences transitional between the Meliata and Silica type and structural linking of the Meliaticum units and Silicicum elements; clearing up to the differences in the paleotectonic type of the Triassic of the Meliaticum and Penninicum.

Faults, their geochemical importance

The frequency of faults in the West Carpathians, rare for the Alpides also expressed by abundant depressions and neovolcanic

centres), is obviously connected with several particularities of the West Carpathian segment, such as: the heterogeneity of crust, position at the margin of the Hungarian "massif", but also arc shape. More knowledge of three structural types of fault lines from the viewpoint of the geodynamic model is particularly topical, as follows:

1. Uplifts to the interior, which especially distinctly affect the Klippen Belt, but partly also the Central and Inner Carpathians and represent the inner wing of the fan-pendant of north-vergent neo-Alpine overthrust planes and uplifts of the Outer Carpathians. In some way they link the Outer Carpathians with the Inner into one orogenic system.

2. Horizontal strike-slip faults of N-S (NNW-SSE), especially abundant in the Middle Váh valley, which together with W-E (WSW-ENE) strike-slip faults represent a paired system, obviously linked genetically with movements at the boundary of megablocks.

3. Converging of longitudinal faults in knots and the manifestations of converging of the main structural elements in the terminal parts of the West Carpathian system are perhaps connected with formation of the Carpathian arc, position of the West Carpathians in the Alpine-Carpathian system.