

DISKUSIA

**Fatranský, nie šiprunský; nový pohľad
na tektonické členenie a stavbu tatrid**

(5 obr. v texte)

MICHAL MAHEĽ*

**Фатранский, а не шипрунский; новые взгляды на тектоническое деление
и геологическое строение Татрид**

В работе дано новое разделение татрид на фатрикум (северная часть) и татрикум (южная часть). Во время юры и нижнего мела фатранский пояс был представлен заостровным трогом, который к северу соединялся с членистым островным поясом (основной осадочный бассейн приустьевского пояса), главным образом с его кисуцким тренчем.

Частью южного порога, из которого образовался татрикум, были Высокие Татры. Высотатранский пояс несуществовал как самостоятельный палеогеографический пояс татрид. Шипрунский локальный трог был частью фатранского трога. Не так как до сих пор объяснялось как локальная впадина в центре геосинклинального пояса татрид.

На глубине татрикум надвинуто над фатрикум. В результате этого получилось сложное строение с лежащими складками и локальными покровами в дюмберском массиве, Высоких Татрах и в Трибчи.

**Fatric and not Šiprún; a new view onto the tectonic subdivision
and structure of the Tatrides**

A new subdivision of the Tatrides is suggested into two different paleogeographical and structural units. These are the northern called Fatric belt and the southern Tatric one. During the Jurassic and Lower Cretaceous, the paleogeographic zone of the Tatrides represented a back-island trough communicating with a dissected belt of islands on its northern border, the latter representing the main sedimentation area of the Klippen belt units (especially its Kysuca trench).

From paleogeographical point of view, the High Tatra was part of a more southernly situated ridge. Tatric units originated from this ridge and therefore the High Tatra zone did not create a particular northern paleogeographical zone of the Tatrides during the Mesozoic. The Šiprún trough of local extent formed only part of the larger Fatric one. Contrary to previous interpretations, this local trough has not been situated inside of the geanticlinal zone representing now the Tatrides.

The Tatric unit is overthrust onto the Fatric one in its deeper parts.

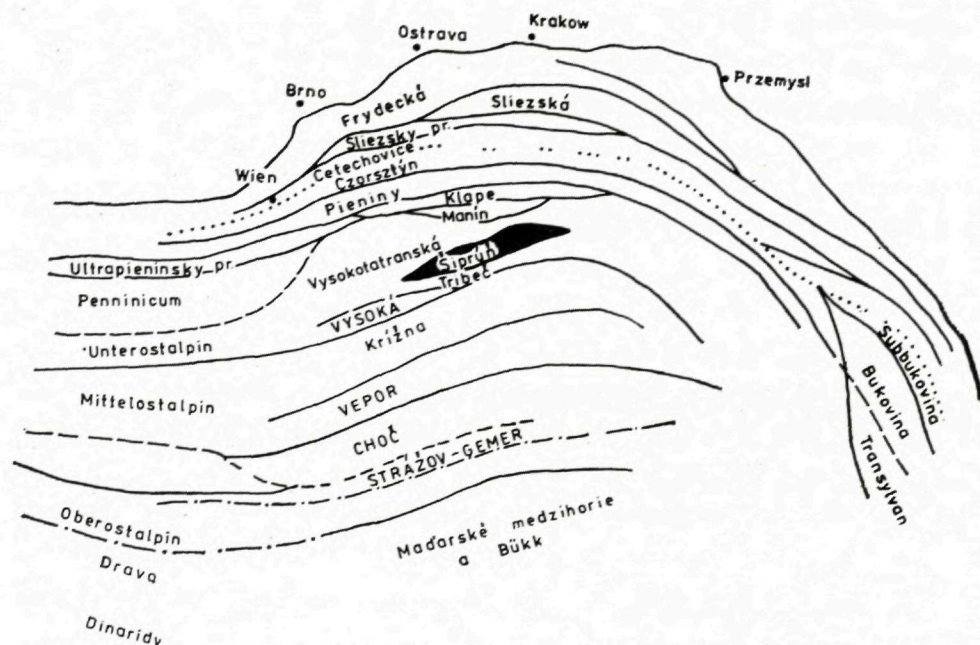
* Akademik Michal Maheľ, Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

As consequence of this overthrust, the complicated structure with recumbent folds and local nappe structures in the High Tatra Mts., Dumbier massif and Tribeč Mts. originated. The composite structure of the Tatrides manifesting repeated folding of its Mesozoic and crystalline members with overthrusts oriented northwesterly is due to its overthrusting onto the Penninic. The Alpine model prevails in the structure as far as the Jastrabie fault in the SW part of the Western Carpathians. Eastward from this fault the Carpathians have their own West Carpathian structure.

Termín šiprunský do našej literatúry zaviedol A. Matějka (1930). Označil ním jurské, spodnokriedové až strednokriedové členy Veľkej Fatry a Malej Fatry chápané ako príkrov presunutý pod tlakom Ďumbierskeho príkrovu z pásma rozloženého južne od Ľubochnianskej zóny. Zaraďovali sa doň tatridné členy s jurskými faciami (hlavne fleckenmerglová a rádiolarity) blízkymi križňanským, t. j. hlbokovodným. V rámci tatridných sérií (v tom čase lepšie známych, prevažne geantiklinálneho charakteru a s prevahou plytkovodných členov jury) išlo o osobitosť, ktorá viedla k predstave o hlbokovodnej brázde uprostred širokého geantiklinálneho tatridného pásma. V päťdesiatych rokoch (J. Bystričný 1956) sa vo Veľkej Fatre a v Malej Fatre preukázala priama stratigrafická nadväznosť týchto sekvencií šiprunského príkrovu na triasové členy bezprostredného obalu kryštálických jadier. To v prvom rade vyvrátilo predstavu o existencii príkrovu a stratigrafický diapazón šiprunskej série sa stratigraficky rozšíril a doplnil. Podrobné výskumy v Strážovskej hornatine, Považskom Inovci, Malých Karpatoch a čiastočne aj v Žiari ukázali na veľký rozsah sérií analogických šiprunskej a pomerne veľkú variabilnosť v litológii jurských členov. Tak sa vyčlenila osobitná skupina sérií s prevažne euxinským typom jury, ktorá sa nazvala najprv západoslovenskou skupinou (pracovný termín M. Maheľ 1960) a najnovšie fatranským typom tatridných jednotiek (M. Maheľ 1974). Pritom sme vzhľadom na osobitosti v každom pohorí vyčlenili litologické sekvencie tohto typu ako osobitné série a v ich názvoch sme použili atribút odvodený od mena príslušného pohoria, teda malokarpatská, inovecká, malomagurská, žiarska a analogicky aj malofatranská a veľkofatranská série (rozdiely medzi poslednými dvoma nie sú veľké). Pri každej z týchto sérií sme zdôraznili jej osobitosti, charakteristické znaky (M. Maheľ 1967). Vcelku však ide o jeden paleotektonický typ s prevahou hlbokomorských facií euxinského typu. Paleotektonickým charakterom sa všetky série fatranského typu od skupiny tatridných sérií s plytkovodnými členmi jury a spodnej kriedy (vysokofatranská, Ďumbierska, tribečská) odlišujú. Pre ne sme zaviedli názov tatranský typ, resp. tatranská tektonogrupa rovnako ako napr. fatranská). Tak sa s Tektonickou mapou KBGA a jej vysvetlivkami (M. Maheľ 1973, 1974) dostal názov fatranský na označenie tatridných sérií s hlbokovodnými členmi jury a spodnej kriedy na medzinárodnú platformu.

Aj napriek zmenám v chápaní regionálneho rozpätia litologicko-stratigrafického obsahu pôvodnej šiprunskej série a výrazným zmenám v náhľade na tektonické postavenie (po likvidácii šiprunského príkrovu) zostávala väčšina geológov v podstate pri vžitej paleogeografickej predstave z tridsiatych rokov, ktorá sa opierala o také významné diela, akým je nesporne Geológia československých Karpát II (D. Andrusov 1959) a posledné tektonické syntetické dielo D. Andrusova Grundriss... (1968). Šiprunské pásmo sa v paleogeo-

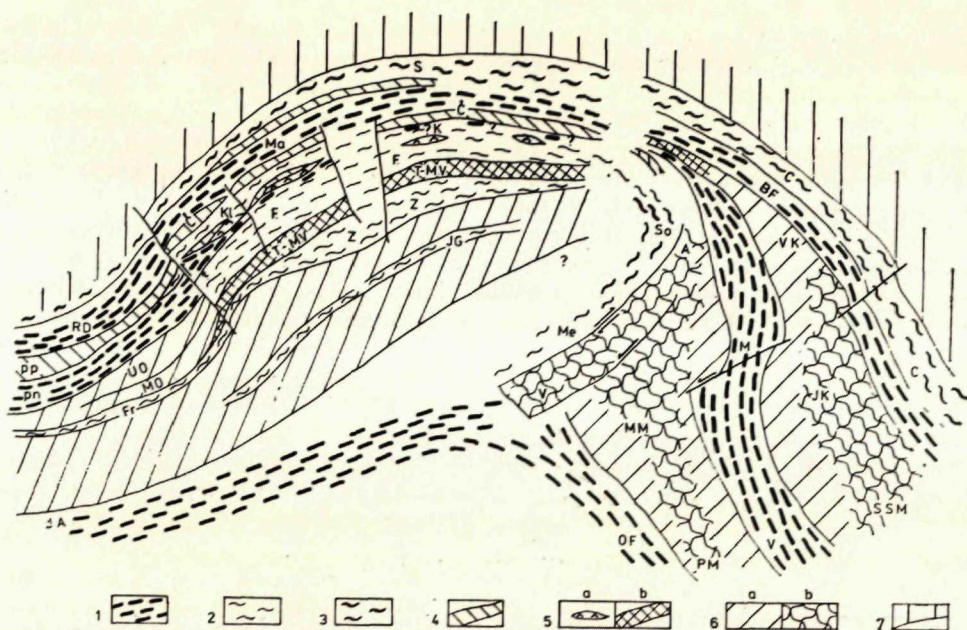
grafickom obraze označuje ako úzka hlbokomorská brázda uprostred tatrid (má v podstate lokálny, nie celokarpatský rozsah; obr. 1). Rovnaký charakter mu pripisovala aj práca určená pre X. zjazd KBGA (D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán 1973). Naše výskumy, opreté o výsledky hlbších vrtov v Strážovskej hornatine a v Humenských vrchoch, teda v oblastiach od seba vzdialených, nás viedli k názoru o existencii celokarpatského trógu s „čiernou“ jurou, a to v severnej časti pásma tatrid až po bradlové pásmo (M. Maheľ 1975). Túto predstavu výraznejšie vyjadruje paleogeografický obraz (M. Maheľ 1978; pozri obr. 2), a to aj vďaka začleneniu manínskeho čiastkového príkrovu do krížňanského príkrovu vyššieho radu. Zdôrazňujem, že nejde o lokálnu brázdú uprostred širokého geantiklinálneho pásma, lež o rozsiahlu intraoceanickú depresiu, teda tróg pri vnútornom okraji bradlového pásma.



Obr. 1. Paleogeografická schema triasu a jury podľa D. Andrusova (1978)

Fig. 1. Paleogeographical scheme of the Triassic and Jurassic according to D. Andrusov 1978

Čierna jura (na Zakarpatskej Ukrajine ju zastihli vrty južne od bradlového pásma) je pravdepodobne súčasťou tohto trógu. Paleogeografické a paleotektonické postavenie fatranského trógu sa teda od chápania úzkej šiprúnskej brázdy intrageantiklinálneho charakteru zásadne odlišuje. Podstatne širšie litologicko-stratigrafické rozpätie pôvodnej šiprúnskej série, väčšia obsahová pestrosť, celokarpatské rozšírenie, a hlavne celkom nové štruktúrne postavenie i nové paleogeografické a paleotektonické rozčlenenie tatrid v celokarpatskom i v šir-



Obr. 2. Palinspastický obraz Karpát koncom jury a začiatkom spodnej kriedy (M. Maheľ 1979)

1 — trógy s oceánickým (sčasti paraoceánickým typom kôry), 2 — trógy s paraoceánickým typom kôry, 3 — trógy s tenšou kontinentálnou kôrou, 4 — kordiléry — súčasť ostrovných zón, a — s aktívnou vulkanickou činnosťou, 5 — mobilné, členité intraoceánické prahy, 6 — široké intraoceánické prahy, a — stabilné, 7 — kontinentálny šelf, a — mobilný

Sedimentačné oblasti:

S — sliezska, C — Ceahlau, RD — rhenodanubický flyš, Ma — magurská, BF — „čierny flyš“, PP — intrapenninský prah, C — czorsztyňská, K — pieninsko-ky-sucká, Kl — klapská, Pn — penninikum (južná zóna), F — fatrikum, Fr — Frankenfels, UO — Unterostalpin, MO — Mittelostalpin, T — M — V — tatrikum — Manín — Vysoká, Z — Zliechov, JG — južné gemeridy, SO — solnocký tróg, Me — Mecsek, M — Mureš, V — vardarská zóna, OF — ofiolitová zóna, VK — vnútorné dacidy, JK — getikum — danubikum, A — Apusenské vrchy, V — Villany, PM — pelagónsky masív

Fig. 2. Palinspastic picture of the Carpathians to the end of the Jurassic and at the beginning of the Lower Cretaceous M. Maheľ, 1979

1. Troughs with oceanic (partly paraoceanic) type of crust; 2. Troughs with paraoceanic type of crust; 3. Troughs with thinner continental crust; 4. Cordillera — part of island zones, a) with volcanic activity; 5. Mobile, dissected intraoceanic ridges; 6. Wide intraoceanic ridges a) stable; 7. Continental shelf a) mobile.

Sedimentation areas:

S — Silesian; C — Ceahlau; RD — Rhenodanubian flysch; Ma — Magura; BF — „Black Flysch“, PP — Intrapenninic ridge; C — Czorsztyń; K — Pienninic-Kysuca; Kl — Klape; Pn — Penninicum (southern zone); F — Fatric; Fr — Frankenfels; UO — Unterostalpin; M — Mittelostalpin; T — M — V — Tatric — Manín — Vysoká; Z — Zliechov; JG — South Gemerides; SO — Szolnok trough; Me — Mecsek; M — Mureš; V — Vardar Zone; OF — Ophiolite Zone; VK — Inner Dacides; JK — Geticum — Danubicum; A — Apuseni; V — Villany; PM — Pelagonian massif.

šom rámci si priam vyžadujú, aby mal vyčlenený tróg nový názov. Ak som už skôr zaviedol názov fatranský typ (M. Maheľ 1973, 1974) na označenie paleotektonického typu celej skupiny sérií príbuzných pôvodnej šiprunskej sérii, rozširujem ho aj na paleotektonické pásmo — tróg, v ktorom sa tieto série usadili. Názov fatranský sa mi vidí vhodný aj zo slovotvorného hľadiska. Je utvorený od názvov pohorí, v ktorých vystupuje (Veľká Fatra a Malá Fatra) a z ktorých sa tento typ sérií po prvýkrát konštatoval. Rovnako pre druhú skupinu sérií a pre druhý paleotektonický typ s prahovým plytkovodným charakterom facií pokladám za príliehavý atribút tatranský, lebo ich hlavné zástupcovia (vysokotatranská a Ľumbierska séria) vystupujú vo Vysokých Tatrách a Nízkych Tatrách. Tatranským nazývam intraoceanický prah, z ktorého série tatranského typu pochádzajú. Rozkladal sa južne od fatranského trógu. Obidva názvy (fatranský i tatranský) sú si adekvátne v obsahovom i formálnom (jazykovom) zmysle.

Používať naďalej názov šiprunský v tektonickom, ako aj v paleogeografickom zmysle by viedlo k zmätku v našej terminológii. Názov s atribútom šiprunský môže mať aké-také opodstatnenie len vo veľmi úzkom rámci, a to pri obalovej sérii Veľkej Fatry, príp. aj Malej Fatry. Ale aj v týchto pohoriach sa pod názvom šiprunská séria chápala len vrchná časť obalového mezozoika. Rozhodne sa však názov šiprunská séria nehodí pre paleotektonicky analogickú sériu v Žiari, v Malej Magure alebo v Považskom Inovci. V týchto pohoriach rovnako ako v Malých Karpatoch majú obalové série v porovnaní s obalovými sériami Veľkej a Malej Fatry celý rad výrazných osobitostí a odlišností (bližšie pozri M. Maheľ 1967). Používať na ich označenie názov šiprunská séria by znamenalo krok späť, krok negujúci stav našich dnešných poznatkov. Rozdiely v obsahu obalových sérií sú vo Veľkej Fatre i v Malej Fatre, a to nielen v jure, lež aj v triase. Ale v každom prípade sa (M. Polák 1978) svojimi vrchnoliasovými a doggersko-malmskými členmi najviac blížila zliechovskému prehlbeninovému (trógovému) typu krížňanskej jednotky. V našej palinspastickej schéme (M. Maheľ 1978) to vysvetľujeme existenciou priečnej depresie pozdĺž revúckeho prielomu, tzv. revúckej priečnej depresie, ktorá spája fatranský tróg so zliechovským.

Nový názor na paleogeografické členenie tatrid mení aj náhľad na tektonické vzťahy v rámci tatrid, na vzťah tatrid k bradlovému pásmu a jeho postavenie, ako aj názor na nadväznosť paleotektonických jednotiek Západných Karpát na Východné Alpy a Východné Karpaty.

V novom členení tatrid zaraďujeme Vysoké Tatry ako hlavného predstaviteľa tzv. vysokotatranského pásma do tohože pásma ako Ľumbiersky masív, teda ako súčasť intraoceanického prahu rozloženého medzi fatranským a zliechovským trógom.

Zaradením vysokotatranského pásma do južnej zóny tatrid sa vysvetľuje laterálne zastupovanie vysokotatranskej jednotky čiastkovým príkrovom Havrana, ale aj obsahová, a tým aj paleotektonická príbuznosť, prejavujúca sa v jednotke Havrana viacerými znakmi spoločnými s vysokotatranskou sériou, ako je rozmanitosť typov dolomitizácie strednotriasových vápencov, prítomnosť pieskencov spodného liasu (pizanské) a mocných organodetritických vápencov spodnej kriedy (muránske).

Rozčlenením tatrid na fatranskú zónu (fatrikum) a tatranskú (tatrikum) sa stávajú jasnejšími paleogeografické vzťahy tatrid ku krížňanskému príkrovu

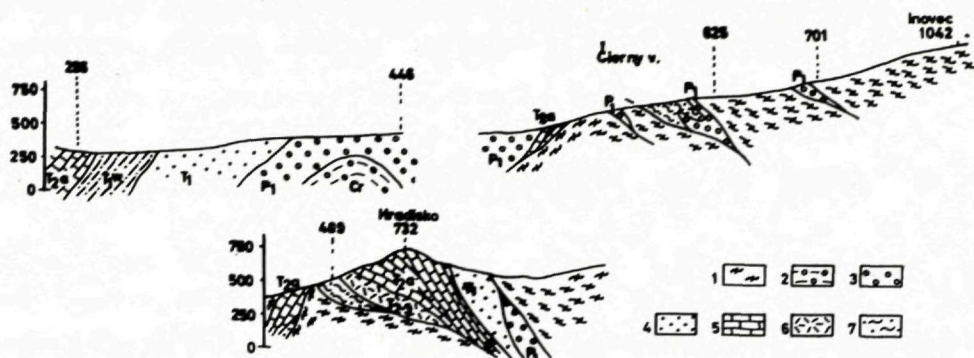
i k bradlovému pásu. Severné časti krížňanského príkrovu s vývinom jury a spodnej kriedy vysokého typu rovnako ako manínsky príkrov pochádzajú z južného svahu tohože prahu, na ktorom sa v jeho severnejších častiach utvárali jednotky tatrika. Tým sa v rade jadrových pohorí stávajú pochopiteľnými vzťahy medzi obalovým mezozoikom a krížňanským príkrovom. Ako príklad uvádzam obalovú šupinu Kadlubka (s vývinom blízkym vysokej jednotke) rozloženú pod bázou vysokého príkrovu.

Aj tektonický štýl obalového mezozoika, sčasti aj kryštalinika Tatier je podobný ako v Ľumbierskom masíve a v Trábeči. Popri intenzívnom prevrášnení a zošupinovatení obalových sérií je výrazné zvrásnenie a zaklínenie členov mezozoika uprostred kryštalinika; tektonické rozčlenenie kryštalinika do pozdĺžnych na seba nasunutých krýh s výraznými prejavmi alpínskeho prepracovania. Nie je zriedkavosťou účasť hrubších más kryštalinika na tvorbe ležatých vrás a šupín a menších príkrovov. Tektonické prepracovanie, postihnuvšie nielen mezozoické série, ale aj kryštalinikum, je pravdepodobne prejavom hlbšieho presunu tatrika na severnejšie fatranské pásmo. Ale nejde o rozsiahly príkrov z južných zón (v chápaní B. Leška 1977) presunutý cez veporidy aj gemeridy, ale zväčša o paraautochtónny prejav.

Vo Veľkej Fatre, Malej Fatre, Žiari a v Strážovskej hornatine majú obalové série fatranského typu oveľa jednoduchšiu stavbu, v podstate monoklinálnu. Pritom je nápadné, že ani kryštalické jadrá týchto pohorí nevykazujú intenzívnejšie alpínske prepracovanie (s výnimkou okrajových priestorov). Uprostred kryštalických jadier nie sú hlbšie zavrásnené a tektonicky vklínené mezozoické členy, a to ani spodnotriasové kremence. Pokiaľ vystupujú v oblasti Fatranského Kriváňa a západne od neho, nadväzujú bezprostredne na obalový lem a podľa dnešných poznatkov vytvárajú výplň plochých rozovretých synklinál uprostred kryštalinika. Mierne prevrášnenie stykovej plochy kryštalinika a obalovej jednotky naznačuje aj erózne okno kryštalinika vo Vrátnej doline.

Odlišný tektonický štýl majú obalové série fatranského typu v Považskom Inovci a v Malých Karpatoch, teda južne od jastrabianskeho zlomu, v tzv. dunajskom bloku (v zmysle O. Fusána (1972). V obidvoch pohoriach sa obalová séria rozkladá pri vonkajšom (severozápadnom) okraji kryštalického jadra a vo viacerých pruhoch uprostred kryštalinika. V Považskom Inovci sú uprostred pararúl, migmatitov, svorov a fylonitov paralelne s výraznou alpínskou bridličnatosťou s úklonmi na JV (obr. 3) rozložené viaceré šošovky a synklinálne pruhy hlboko zaklesnutého permu aj mezozoika. Pri severozápadnom okraji vidieť prechod od týchto hlbinných štruktúr cez ležaté subhorizontálne vrásy do povrchového štýlu normálneho obalu so sklonom mezozoických členov zvyčajných v obalových sériách, t. j. na severozápad. Severnejšie na okraji Strážovských vrchov vo vrte v Soblahove SM 1 zastihol v podloží manínskeho príkrovu aj šupiny obalového mezozoika. V pribradlovej oblasti od Trenčína po Bzince vystupujú uprostred prevrášnenej a sčasti zošupinovatenej čelnej časti krížňanského príkrovu šupiny keupru, rétu (typu tomanovských vrstiev), ojedinele aj jury a spodnej kriedy (inoveckej série). Ležaté vrásy, šupiny vo vrchných častiach obalovej jednotky, sčasti tektonicky včlenené do čelných častí krížňanského príkrovu, to všetko spolu s alpínskym prepracovaním kryštalinika vedie k úvahe o odlišnosti tektonickej pozície Považského Inovca v porovnaní so Suchým a Malou Magurou (Strážovské vrchy), príp. s Ľubochnianskym masívom (Veľká Fatra) a s Malou Fatrou. Tektonický štýl obalového

mezozoika, mladšieho paleozoika a kryštalinika Považského Inovca je dosť podobný pomerom v Ďumbierskom masíve. Analogická situácia je aj v Malých Karpatoch, kde sa komplikácia stavby prejavuje nielen zvrásnením mezozoických členov uprostred kryštalinika, nenormálnym stykom jurských členov



Obr. 3. Geologické profily v severnej časti Považského Inovca v okolí Selca; prevrásnenie mezozoika s kryštalinikom

1 — metamorfity — staršie paleozoikum (?), 2 — zlepenice, fylity — karbón, 3 — breccie, pestré bridlice — perm, 4 — kremence — spodný trias, 5 — vápence — stredný trias, 6 — dolomity — stredný — vrchný trias; 7 — tmavé bridlice, zlepenice — rét

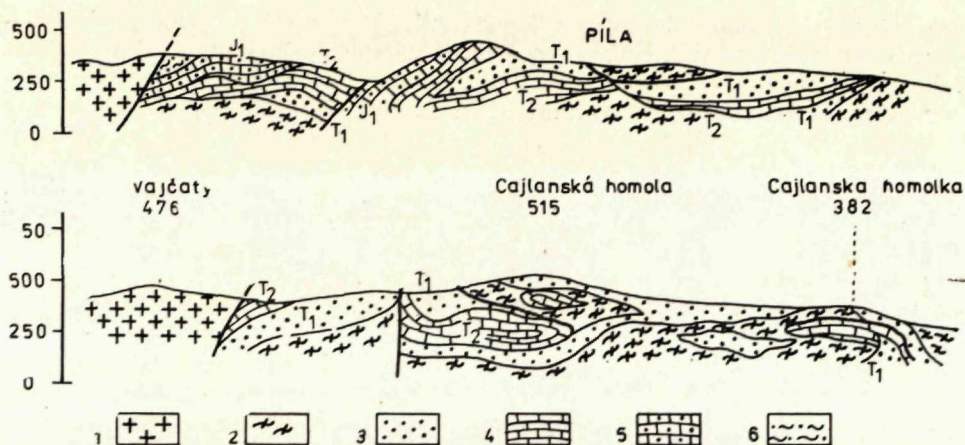
Fig. 3. Geological profiles in the northern part of the Považský Inovec Mts. near Selec; refolding of the Mesozoic with the crystalline

1. Metamorphites — Early Paleozoic ?; 2. conglomerates, phyllites — Carboniferous; 3. breccias, variegated shales — Permian; 4. quartzites — Lower Triassic; 5. limestones — Middle Triassic; 6. dolomites — Middle-Upper Triassic; 7. dark-coloured shales, conglomerates — Rhaetian

s kryštalinikom (juhozápadný cíp v oblasti Borinka — Kuchyňa), ale aj preukázanými ležatými vrásami mezozoika a staropaleozoických fylitov a svorov (oblasť cajlianskeho zlomu západne od Pezinka a píľanskeho zlomu pri Pile (M. Maheľ 1979; obr. 4).

Ako vidieť, aj keď sú Malé Karpaty a Považský Inovec typom obalového mezozoika blízke pohoriam, v ktorých obalovú jednotku predstavuje fatranský typ (s hlbokomorskou obalovou jednotkou), majú podobnú stavbu ako tatridné pohoria s obalovým mezozoikom tatranského typu s plytkovodnými faciami jury a spodnej kriedy. Príčiny tektonických rozdielov v jadrových pohoriach nie sú teda v prvom rade v paleotektonickom type obalového mezozoika, ale v rozdielnej intenzite vrásnenia, ktoré postihlo nielen mezozoikum, ale aj jeho podložie, kryštalinikum. Zložitá tektonická stavba obalového mezozoika (s ležatými vrásami i menšími príkrovovými šupinami) a alpinske prepracovanie aspoň vrchných častí kryštalinika sú azda odrazom hlbšie rozložených presunov cez severnejšie rozložené jednotky.

Vo Vysokých Tatrách a v Ďumbierskom masíve by išlo o násun tatranského pásma na vnútorné časti fatranskej zóny, v prípade Považského Inovca, a naj-



Obr. 4. Geologické profily z kryštalinického jadra Malých Karpát; prevrášnenie mezozoika s kryštalinikom (M. Maheľ 1978)

1 — granodiorit — karbón, 2 — metamorfity — staršie paleozoikum; 3 — kremence — spodný trias, 4 — vápence s polohami dolomitov — stredný trias, 5 — čiastočne rohovcové vápence, vápence — lias; 6 — tmavé bridlice, silicity — dogger

Fig. 4. Geological profiles through the crystalline core of the Malé Karpaty Mts., refolding of the Mesozoic with the crystalline M. Maheľ 1978

1. Garnodiorite — Carboniferous; 2. metamorphites — Early Paleozoic; 3. quartzites — Lowes Triassic; 4. limestones with layers of dolomites — Middle Triassic; 5. limestones, partly cherty — Liassic; 6. dark coloured shales, silicites — Dogger

mä Malých Karpát o násun až na vonkajšie okraje fatranského pásma, sčasti pohltené a podsunuté, azda s typom kôry blízkym ofiolitovému penininskému typu. V naznačenej tektonickej interpretácii možno hádam limburgity vo vysokotatranskej sérii v masíve Osobitej chápať ako okrajové časti ofiolitových komplexov, okrajové prejavy magmatizmu na susednom prahu. Väčšie presuny v Považskom Inovci a v Malých Karpatoch zrejme súvisia s približovaním sa k modelu Východných Álp.

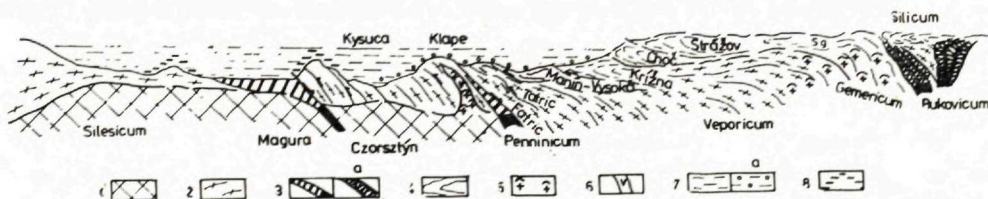
Sotva je náhodné, že sa geofyzikálne preukázaný výrazný skok v hrúbke kôry, ktorý sa stotožňuje s peripieninským lineamentom, južne od jastrabianskeho bloku (v dunajskom bloku) postupne od bradlového pásma odkláňa, aj keď ho sledoval po celej jeho dĺžke od východu. A v úseku Malých Karpát, teda s približovaním sa k Východným Alpám, tento rozostup rozhrania v hrúbke kôry a bradlového pásma dosahuje až 30—45 km. Nebudeme ďaleko od pravdy, keď tento poznatok, rovnako ako zastúpenie mocnejšej vrchnej kriedy a paleocénu gosauského typu v pribradlovej oblasti v dunajskom bloku, zaradíme medzi znaky zblížujúce Západné Karpaty s Východnými Alpami, aj keď samotné tatridy sú najpresvedčivejším dokladom rozdielov v stavbe oboch susedných segmentov alpíd.

Pri posudzovaní autochtónnosti tatrid, a to fatranského i tatranského pásma, treba brať do úvahy existenciu tektonického okna rechnitzerskej série pri východnom okraji Álp. V najvýchodnejšom cípe Álp je cez penninikum presu-

nutý unterostalpín (analogon našich tatrid) i oberostalpín. Tento alpský model treba pripustiť aj v západnom cípe Karpát až po jastrabiansky priečny zlom, a to aj pri úvahe o laterálnom vysunutí karpatského oblúka na SZ (M. Maheľ 1974) pozdĺž systému posunov juhozápadne od Malých Karpát. V západnom bloku Západných Karpát, so zastupovaním vrchnej kriedy a paleocénu gosauského typu v pribradlovej oblasti (vývinový znak Álp), treba počítať s výraznejším presunom tatrid cez penninikum sčasti mladším ako paleocén (azda savským). Severovýchodne od jastrabianského zlomu, kde je skok v hrúbke kôry súbežný s priebehom bradlového pásma a kde fatranský typ obalových sérií a sprievodné kryštalinikum nevykazujú intenzívnejšie prevrásnenie, platí hádam karpatský model stavby, pravdepodobne bez penninika v podloží tatrid, azda s výnimkou úzkej pribradlovej zóny.

Zaradenie manínskeho príkrovu — s albom — cenomanom blízkym klapskej sérii bradlového pásma — ako čiastkovej čelnej časti križňanského kmeňového príkrovu (M. Maheľ 1978) spolu s dynamickejšim pohľadom na vývoj stavby Karpát nastoľuje otázku presunov a skrátenia tatrid už od konca albu. K takémuto uzáveru zvädzajú doterajšie poznatky o stratigrafickom rozpätí najmladších flyšových členov paleoalpínskeho cyklu v tatridách. V sériách tatranského typu a v Malých Karpatoch je najmladším členom cenomanský flyš. V sériách fatranského typu sa cenoman ani najvrchnejší alb nepreukázali. Podľa toho predpokladám skrátenie sedimentačného priestoru tatrid už od vrchného albu, s prípadným podsunom severnejšej fatranskej časti charakterizovanej tenšou sialickou kôrou (v severnejšej okrajovej časti miestami azda aj ofiolitovou). To znamená, že sa v cenomane sedimentačná oblasť tatranského prahu a priľahlého zliechovského trógu priblížila, alebo dokonca so sedimentačnou oblasťou bradlového pásma priamo susedila (obr. 5).

V novom paleogeografickom chápaní je fatranský tróg zaostrovným morom



Obr. 5. Schéma vývoja kôry v Západných Karpatoch koncom albu a v spodnom cenomane (M. Maheľ 1979)

1 — vrchný plášť, 2 — žulovorulový „sloj“, 3 — subdukčné zóny, a — oceanickej — paraoceanickej kôry, b — s vysokotlakovou a nízkotermálnou metamorfózou, 4 — prieniky granitov, 5 — presunuté jednotky, 6 — výraznejší vulkanizmus (kyslý — bázický) ostrovnej zóny, 7 — flyš, a — wildflyš, 8 — kryptoflyš, pelity a sliene

Fig. 5 Scheme of crust development in the West Carpathians to the end of the Albanian and in the Lower Cenomanian M. Maheľ, 1979

1. Upper mantle; 2. Granite — gneiss layer; 3. Subduction zones of oceanic — paraoceanic crust, a) occurrences of high — pressure and low-temperature metamorphism; 4. Granite penetrations; 5. Overthrust units; 6. More distinct volcanism (acid-basic) of the island zone; 7. Flysch, a) wildflysch; 8. Cryptoflysch to pelites, marls

oddeleným od magurského oceána ostrovnou zónou predstavovanou bradlovým pásmom (spodná etáž magurského príkrovu, hlavne jeho čiastkových jednotiek račianskej a bystrickej v jure a spodnej kriede). Chápanie bradlového pásma ako členitého ostrovného oblúka zdôvodňujem laterálnou faciálnou premenlivosťou s hójnymi, tzv. prechodnými sériami medzi prahovou czorsztynskou a prehlbeninovou pieninskou, ale aj medzi pieninskou a klapskou. Jurské členy klapskej série sa usadili pravdepodobne v okrajovej časti vulkanického „exotického“ pienidného valu. Nápadná blízkosť facií jury a spodnej kriedy malofatranskej a pieninskej série naznačuje prepojenie medzi pieninským trenčom a fatranským trógom. Rozmedzujúci val bol zrejme členitý, príp. sa prejavoval len v obmedzených časových intervaloch. Chápanie bradlového pásma ako ostrovného oblúka umožňuje vysvetliť aj základ oblúkovitosti Západných Karpát (znak charakteristický pre ostrovné oblúky), ale i zložitost zdanlivo (v detailoch) chaotickej stavby pri rovnakých základných znakoch vývoja aj stavby.

Nová paleogeografická predstava uľahčuje riešiť „nadväznosť“ západokarpatskej geosynklinály na Východné Alpy. Fatranský tróg sa napája na južné penninikum, ktoré vystupuje neďaleko od Západných Karpát v rechnitzskej sérii. Pritom treba mať na zreteli, že spomenuté obalové série fatranského typu vystupujúce na povrch sú reprezentantmi len južnej, zrejme plytkovodnejšej časti fatranského trógu. Jeho severné časti, pravdepodobne charakterom bližšie penninskému (s ofiolitmi) oceanickému typu, sú sčasti prekryté subfatranskými príkrovmi, sčasti v stykovej časti bradlovým pásmom ulomené a prekryté vnútornejšími elementmi tatríd, resp. pohltené pri subdukcii a vrásnení.

Severné penninikum nadväzuje na spodnú etáž magurského príkrovu. Logickým pokračovaním alebo ekvivalentným analógom bradlového pásma vo Východných Alpách je ultrapenninský chrbát (F. Trauth 1934), resp. intrapenninský prah. Jednotky Falknis a Sulzfluh (R. Oberhauser 1968, R. Trümpy 1970) rovnako ako bradlové pásmo vytvárajú geantiklinálnu zónu či kordiléru rozčleňujúcu penninikum na severné, reprezentované flyšovým pásmom (v Západných Karpatoch hlavne magurským príkrovom), a južné (reprezentované v Západných Karpatoch fatranským trógom).

Smerom na východ je pokračovaním magurského trógu predovšetkým jednotka „čierneho“ flyša, s mocnými diabázmi a čiastočne Ceahlau, ktorým sa severný oceán „rozširuje“ rovnako, ako ho v Západných Karpatoch rozširuje sliezka krieda. Pri vnútornejších paleogeografických jednotkách nastala vo východoslovenských Karpatoch bifurkácia. Južnejšou vetvou fatranského pásma by mohol byť solnocký tróg, severnejším pokračovaním (resp. kulisovitým zastupovaním) murešský tróg (zóna Metaliferes; obr. 2).

Doručené 16. 1. 1979

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1959: Geológia československých Karpát II. Bratislava, Vyd. SAV. 375 s.
 Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, SAV. 188 S.
 Bystrický, J. 1956: Príspevok ku geológii Veľkej a Malej Fatry. Niekoľko poznámok o obalových sériách. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 6, s. 80—85.

- Fusán, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zbor. geol. vied, rad ZK, 15, s. 173.
- Leško, B. et al. 1977: Je penninikum prítomné v Západných Karpatoch na východnom Slovensku. (Poznámky ku geológii východného Slovenska.) Mineralia slov., 9, s. 221—233.
- Maheľ, M. 1960: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika Centrálnych Karpát. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 21, s. 5—28.
- Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Západní Karpaty 1. Praha, Ústř. úst. geol. 486 s.
- Maheľ, M. (edit.) 1973: Tectonic map of the Carpathian Balkan mountain system and adjacent areas. Geol. ústav D. Štúra Bratislava — UNESCO — Kartografia Praha.
- Maheľ, M. 1974: Introductory articles in Maheľ et al. Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Explanations to the Tectonic map of the Carpathian-Balkan regions and their foreland. Bratislava, Geol. ústav D. Štúra, p. 9—49.
- Maheľ, M. 1978: Manínska jednotka — čiastkový príkrov skupiny križňanského príkrovu. Mineralia slov., 10, s. 289—309.
- Maheľ, M.: Nové tektonické profily z rôznych tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát. In: Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, Geol. ústav D. Štúra (v tlači).
- Matějka, A. 1930: O nové tektonické jednotce v centrálních Karpatech československých. Věst. Stát. geol. úst. ČSR, 6.
- Oberhauser, R. 1968: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik in der Paläogeographie während der Oberkreide und des Paläogens im Ostalpen-raum. Jb. geol. B-A, Dd 111 (Wien), S. 115—145.
- Polák, M. 1978: Jura tatrid Malej a Veľkej Fatry (litológia a paleogeografia). Geol. práce, Spr. (Bratislava), 70, s. 91—114.
- Trauth, F. 1934: Geologische Studien in dem westlichen niederösterreichischen Voralpen. An. Akad. Wiss. m. ntl. 71 (Wien), s. 92—99.
- Trümpy, R. et al. 1970: Aperçu général sur la Géologie des grisons. C. R. Soc. géol. France, p. 330—364.

Sedimentačné oblasti:

Fatric and not Šiprúň; a new view onto the tectonic subdivision and structure of the Tatrides

MICHAL MAHEĽ

In the paleogeographical picture of the West Carpathians the Šiprúň zone was designated as a narrow deep-sea trough amidst the Tatrides, in essentials of local and not of throughout-Carpathian character (Fig. 1) D. Andrusov 1968, D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán 1973). Our investigations, based on the study of envelope groups in the Žiar, Strážovská hornatina, Považský Inovec and Malé Karpaty Mts. and on the results of deeper drillings in the Strážovská hornatina and Humenské pohorie Mts., so in areas distant from each other, have led us to the opinion of the existence of a trough throughout the Carpathians with "black" Jurassic in the northern part of the Tatrides at the inner margin of the Klippen Belt (M. Maheľ 1975). This idea is expressed more distinctly in the paleogeographical picture (M. Maheľ 1978; Fig. 2), also owing to assignment of the Manín partial nappe to the primary Križna nappe (M. Maheľ 1978).

When I introduced already earlier the term Fatric (M. Maheľ 1973, 1974) for the paleotectonic type of the whole complex of groups akin to the original Šiprúň group, I extend it also for the paleotectonic zone — trough, in which

these groups deposited. The proper term *Fatric* seems to me suitable also from etymological standpoint. It is derived from the names of mountain ranges, in which it occurs (*Veľká* and *Malá Fatra* Mts.) and where this type of groups was even established first. I equally consider the term *Tatric* as appropriate for the second complex of groups and the second paleotectonic type with ridge, shallow-water type of facies because their main representatives are found in the *High Tatra* and *Low Tatra*. As *Tatric* I call the intraoceanic ridge, from which the groups of *Tatric* type are derived. It was situated south of the *Fatra* trough. Both terms *Fatric* and *Tatric* are adequate in relation to each other in content and etymological sense.

Further application of the term *Šiprún* in tectonic as well as paleogeographical sense would contribute to confusion in our terminology.

The envelope groups of *Fatra* type in the *Veľká* and *Malá Fatra*, which in the essential part were formerly ranged as the *Šiprún* nappe (A. Matějka 1930), are closest to the *Zliechov* trough type of the *Krížna* nappe in their Upper Liassic and Dogger-Malmian members. In our palinspastic scheme (M. Maheľ 1978) we explain it by the existence of a transversal depression along the *Revúca* fault gap — along the so called *Revúca* transversal depression, which connects the *Fatra* trough with the *Zliechov* trough.

In the new division of the *Tatrides* we assign the *High Tatra*, earlier considered as the main representative of the so called northernmost *High-Tatric* zone, to the southern zone together with the *Ďumbier* massif, thus as part of an intraoceanic ridge located between the *Fatra* trough and *Zliechov* trough.

With assignment of the *High Tatric* zone to the southern zone of the *Tatrides* also lateral replacement of the *High Tatric* unit by the *Havran* unit in the *Belanské Tatry* Mts. but also content and thus paleotectonical relationship becomes understandable. It has namely been known since long ago that the lower partial nappe of the *Krížna* nappe, called the *Havran* nappe, has some facial members close to the *High Tatric* group in development, mainly diversity of dolomitization types of Middle Triassic limestones, the presence of Lower Liassic sandstones (*Pizana* sandstones) and of thick Lower Cretaceous organodetrital limestones (*Murán* limestones).

With division of the *Tatrides* into the *Fatric* zone — *Fatric* and *Tatric* zone — *Tatric* paleogeographical relations of the *Tatrides* to the *Krížna* nappe but also to the *Klippen Belt* become more clearer. The northern parts of the *Krížna* nappe with development of the Jurassic and Lower Cretaceous of *Vysoká* type, equally as the *Manín* nappe, are derived from the southern slope of the same ridge, on which the *Tatric* units formed in its northern parts. So in many *Core* mountains relations between the envelope Mesozoic and *Krížna* nappe are getting more understandable. As an example I mention the envelope slice of *Kadlubek*, with a development close to the *Vysoká* unit situated below the base of the *Vysoká* nappe.

The tectonic style of the envelope Mesozoic and partly also of the crystalline of the *High Tatra* is similar as in the *Ďumbier* massif and *Tribeč* Mts. This *Tatric* zone of the *Tatrides* displays more distinct tectonic reworking not only of Mesozoic groups but also of the crystalline with probable overthrusting on the more northern *Fatric* zone. Besides intense refolding and slicing of the envelope groups, folding and wedging in of Mesozoic members amidst the crystalline, tectonic dissection of the crystalline into longitudinal slices thrust

over one another with distinct manifestations of Alpine reworking, are very conspicuous. Participation of thicker crystalline masses in formation of recumbent folds and slices and smaller nappes is not rare. There is, however, not an extensive nappe derived from the southern zones in the conception of B. Leško (1977), thrust over the Veporides, even over the Gemerides but mostly a paraautochthonous manifestation.

In the Veľká Fatra, Malá Fatra, Žiar and Strážovská hornatina Mts. the envelope groups of Fatra type display an essentially simpler structure, mainly monoclinall. It is conspicuous that the crystalline cores of these mountain ranges do not display more intense Alpine reworking (with the exception of marginal areas). Amidst the crystalline cores are no deeper folded in and tectonically wedged in Mesozoic members, even no Lower Triassic quartzites.

The envelope groups of Fatra type in the Považský Inovec and Malé Karpaty Mts., thus south of the Jastrabie fault in the so called Danube block in the sense of Fusán (O. Fusán 1972), display a different tectonic style. In both the mountain ranges the Mesozoic envelope group is located at the outer (northwestern) margin of the crystalline core but also in several strips amidst the crystalline. In the Považský Inovec Mts., amidst paragneisses, migmatites, mica-schists and phyllonites, parallelly with distinct Alpine schistosity (dipping southeast), are lying several lenticles, several synclinal strips of deeply sunken Permian and Mesozoic. At the northwestern margin a transition from these deep structures through recumbent subhorizontal folds to the surficial style is visible. The tectonic style is quite similar to that in the Dumbier massif.

An analogous situation is also in the Malé Karpaty Mts. where complications of the structure are shown not only in folding in of Mesozoic members amidst the crystalline, tectonic contact of Jurassic members with the crystalline (southwestern end in the area of Borinka — Kuchyňa) but also in proved recumbent folds of Mesozoic and Early Paleozoic phyllites and mica schists (M. Maheľ 1979). As visible, the Malé Karpaty and Považský Inovec Mts. (Fig. 3, 4) although with a type of envelope Mesozoic close to that of mountain ranges where the envelope unit is represented by the Fatra type, display a structure similar as in mountain ranges with envelope Mesozoic of Tatric type. The causes of tectonic difference are thus not in the paleotectonic type of the envelope Mesozoic.

The complicated tectonic structure of the envelope Mesozoic, also Alpine reworking at least of a part of the crystalline, are perhaps reflection of deeper overthrusts on the more northern units. In the case of the High Tatra and Dumbier massif there would be overthrusting of the Tatric zone on the inner parts of the Fatric zone, in the case of the Považský Inovec and mainly of the Malé Karpaty Mts. overthrusting even on the outer margins of the Fatric zone, partly downsucked and underthrust perhaps with a type of crust similar to the Penninic type.

When considering autochthony or allochthony of the Tatrídes, the existence of the tectonic inlier of the Rechnitzer Serie at the eastern margin of the Alps is necessary to take into account. At the easternmost end of the Alps the Unterostalpin (analogue of our Tatrídes) and Oberostalpin are overthrust on the Penninic. This Alpine model should be admitted also at the western end of the Carpathians as far as the Jastrabie fault. In this western

block of the West Carpathians with replacement of the Upper Cretaceous and Paleocene of Gosau type in the peri-klippen area (feature of development of the Alps) more distinct overthrust of the Tatrídes on the Penninic partly later than the Paleocene (perhaps Savian), should be taken into account. North-east of the Jastrabie fault where the throw in crust thickness is parallel with the course of the Klippen Belt and where the Fatric type of envelope groups and the accompanying crystalline do not display more intense refolding, the Carpathian model is perhaps valid probably without the Penninic in the basement of the Tatrídes, possibly with the exception of the narrow Peri-klippen zone.

Overthrusting and underthrusting of the Tatrídes could have taken place already to the end of the Upper Albian and in the Cenomanian as indicated by lacking Upper Albian and Cenomanian in groups of Fatric type. It implies that in the Cenomanian the sedimentation area of the Fatric ridge, Manín zone and adjacent Zliechov trough came nearer or perhaps was directly contiguous to the sedimentation area of the Klippen Belt. (Fig. 5).

In the new paleogeographical conception the Fatric trough represented a back-arc sea, was separated by an island zone, represented by the Klippen Belt, from the Magura ocean — lower structural stage (the Jurassic and Lower Cretaceous) of the Magura unit, mainly the Rača and Bystrica subunits. The conception of the Klippen Belt as a dissected island arc I substantiate by lateral facial variability with abundant so called transitional groups between the ridge, Czorsztyn and trench Kysuca — Pieniny, also between the Pieniny and Kłape groups. The Jurassic members of the Kłape group possibly deposited in the marginal part of the volcanic "exotic" Pienid ridge. Resemblance of Jurassic and Lower Cretaceous facies of the Malá Fatra and Pieniny groups is conspicuous. Between the Pieniny trench and Fatric trough obviously communications existed, the dividing ridge was dissected or manifested in limited intervals of time only. The conception of the Klippen Belt as island arc makes possible to explain also the principles of the arc-shape of the West Carpathians, a feature characteristic of island arcs.

The new paleogeographical idea facilitates to solve "linking" of the West Carpathian geosyncline with the Eastern Alps. It links the Fatric trough with the Southern Penninic, which occurs not far away from the West Carpathians in the Rechnitzer inlier. It is necessary to take into account that the mentioned envelope groups of Fatric type which are cropping out, represent the southern, obviously more shallow-water part of the Fatric trough. Its northern parts, probably closer to the Penninic (with ophiolites) oceanic type in their character, are partly covered with the Subfatric nappes, partly, in the part bordering with the Klippen Belt, broken up and covered with more inner elements of the Tatrídes and downsucked with subduction.

The northern Penninic is linked with the lower part of the Magura nappe. A logical continuation or equivalent analogue of the Klippen Belt in the Eastern Alps is the Ultrapenninic ridge (F. Trauth 1938) or Intrapenninic ridge. The Falknis and Sulzfluh units (R. Oberhauser 1968, R. Trümpy 1970), equally as the Klippen Belt, form a geanticlinal zone or cordiller dissecting the Penninic into the northern and the southern branches.

The continuation of the Magura trough towards the east is mainly the Black Flysch unit with thick diabases and partly the Ceahlau unit, in which the northern ocean "widens" equally as in the Silesian Cretaceous of the West

Carpathians. In the more inner paleogeographical units bifurcation takes place in the East Carpathians. The southern branch of the Fatric zone could be the Szolnok trough, the northern continuation (or en echelon replacement) the Mures trough (Metaliferes zone).

Preložil I. Pevný

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Juraj Tözsér — Michal Kaličiak: **Neovulkanity Maďarska a s nimi spätá metalogenéza** (Košice 12. 12. 1978)

Produkty miocénneho magmatizmu v Maďarsku zastupuje široká škála petrografických a petrochemických typov.

Z kyslých vulkanitov sú najrozšírenejšie ich explozívne fácie pokrývajúce rozsiahle plochy. Vek tohto acidného vulkanizmu je eggenburg — vyššia časť sarmatu a podľa súčasných poznatkov nemá z metalogenetického hľadiska nijaký význam.

Produkty neogénneho intermediárneho vulkanizmu nemajú regionálne rozšírenie, ale sa koncentrujú okolo významných vulkanicko-tektonických uzlov vytvorených križovaním sa význačných tektonických zón smeru SV—JZ a SZ—JV s hlbinným dosahom a budujú v súčasnosti izolované vulkanické celky (Tokajské vrchy, Matra, Cserhát, Börzsöny a Dunazug).

V poslednom desaťročí sa v miestach týchto vulkanicko-tektonických uzlov identifikovali rozsiahle vulkanoplutonické aparáty, ktoré v období báden — sarmat produkovali v podstatnej miere intermediárne vulkanické horniny širšej petrografickej a petrochemickej variácie. S vývojovými etapami týchto aparátov sa v súčasnosti spájajú metalogenetické procesy v jednotlivých pohoriach.

V Tokajských vrchoch, situovaných na križovaní hlbinného zlomu Kulcs — Záhreb so zlomovým pásmom smeru SZ—JV, sa v oblasti Telkibánya identifikovala kolapsovaná kalderová štruktúra so zložitým vulkanotektonickým vývojom sprevádzaným metalogenetickými procesmi. Výsledkom týchto procesov je polymetalická žilno-žilníková a impregnačná mineralizácia lokalizovaná v subvulkanickom telese intermediárneho zloženia, ktoré sa spája s bádenským magmatizmom. Druhým typom, ktorý je výsledkom týchto procesov, je drahokovová žilno-žilníková mineralizácia (vtrúseniny Au, Ag v kremeňovej žilovine s hojným pyritom a lokálnymi malými šošovkami polymetalov) v sarmatských andezitoch. Ďalšie výskyty epigenetickej mineralizácie v Tokajských vrchoch nemajú praktický význam (rumelka pri Sárospataku, zlato pri Rudabányáske atď.).

Pohorie Börzsöny, ktorého súčasťou z vulkanickej stránky je aj pohorie Dunazug, leží na križovaní významných zlomových línií smeru SSV—JJZ, stotožňovaných s krupinským zlomovým systémom, a smeru SZ—JV (tzv. pilišský zlomový systém). V miestach maximálnych vulkanotektonických procesov bol v bádene činný rozsiahly paleovulkán, ktorého centrálnu časť v oblasti Veľkého Börzsönyu dnes predstavuje kaldera. Metalogenetické procesy, ktoré v tejto oblasti nedosiahli väčší rozsah, sa spájajú s vývojovými štádiami kaldery. Ich produktom je mezotermálny pyrotín, pyrit, arzenopyrit, sfalerit, chalkopyrit, bizmut, ďalej zlato a nižšie termálny galenit, sfalerit, pyrit a chalkopyrit. V ostatnom období sa prešetrovala centrálna časť kaldery z hľadiska možnej prítomnosti Cu-porfýrovej mineralizácie. Potvrdila sa prítomnosť subvulkanického telesa dioritového porfýritu v centrálnych častiach kaldery v 600—800 m hĺbke pod alterovaným stratovulkanickým komplexom s nevýraznou pyritovou, pyrotínovou a chalkopyritovou žilníkovou-impregnačnou mineralizáciou. V nadložnom stratovulkanickom komplexe sa zistilo niekoľko nevýrazných žilných štruktúr s polymetalickou mineralizáciou.

Vulkanické pohorie Matra sa viaže na zlomový systém Darnó a jeho križenie so zlomami smeru SZ—JV. Jeho východná časť (vlastné pohorie Matra) má stratovulkanický štýl stavby, západnú časť (Cserhát) budujú subvulkanické telesá.