

GEOLOGICKÉ PRÁCE

220

(L1)

SPRÁVY 47

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
BRATISLAVA 1969

REDAKČNÁ RADA:

Dr. Edita Brestanská, dr. Oto Fusán, dr. Jozef Gubač, ing. Eugen Kullman,
prof. dr. Miroslav Kuthan, ing. Ján Slávik, dr. Laurenc Snopko, dr. Ondrej Samue
(predseda redakčnej rady)

VEDECKÝ REDAKTOR:

Dr. Ondrej Samuel, CSc.

13190



20. kčs

1086/69

OBSAH — CONTENTS — INHALT

1. Maheľ M.: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch — — Faults and their Rôle in the Mesozoic of the Inner Carpathians	7
2. Zoubek V.: K problému klasifikácie zlomů a jejich grafického znázornění — — Zum Problem der Klassifikation und graphischen Darstellung der Brüche .	31
3. Rozložník L.: K problematike štúdia zlomov — Problems of the Faults Study	35
4. Kubíny D.: Hlbinné zlomy Západných Karpát — Die tief angelegten Brüche der Westkarpaten	45
5. Snopko — Reichwalder — Ivanička — Lamoš: Zlomová tektonika v paleo- zoiku Spišsko-gemerského rudohoria — Zur Bruchtektonik im Paleozoikum des Zips—Gömörer Erzgebirges	51
6. Pecho J.: Tektonika severného okraja gemeríd — Tectonics of the Gemerides North Margin	65
7. Greuľa P.: Prešmykové línie v oblasti Mníška n/Hn. a ich vzťah k rudným ložiskám — Fault Lines from Mníšek n/Hn. and their Relationship to the Ore Deposits.	71
8. Gregor T.: Zlomy v južnej a juhozápadnej časti gemeríd a ich vzťah k zrudne- niu — Faults of the S and SW Part of the Gemerides and their Relationship to the Mineralization	79
9. Konečný S.: Mikrotektonika vo vzťahu k zlomovým deformáciám — Relation- ship of the Microtectonics to the Fault Deformations	87
10. Menčík E.: O některých tektonických problémech v magurské skupině flyše — — Tectonics of the Magura Group on the Territory of Czechoslovakia	91
11. Menčík E.: Tektonika jablunkovské brázdy v moravskoslezských Beskydech — Tectonics of the Jablunkov Furrow in the Moravo-Silesian Beskids	129
12. Leško B. — Slávik J.: Tektonika vihorlatskej oblasti — Tectonics of the Vihorlat Region	133

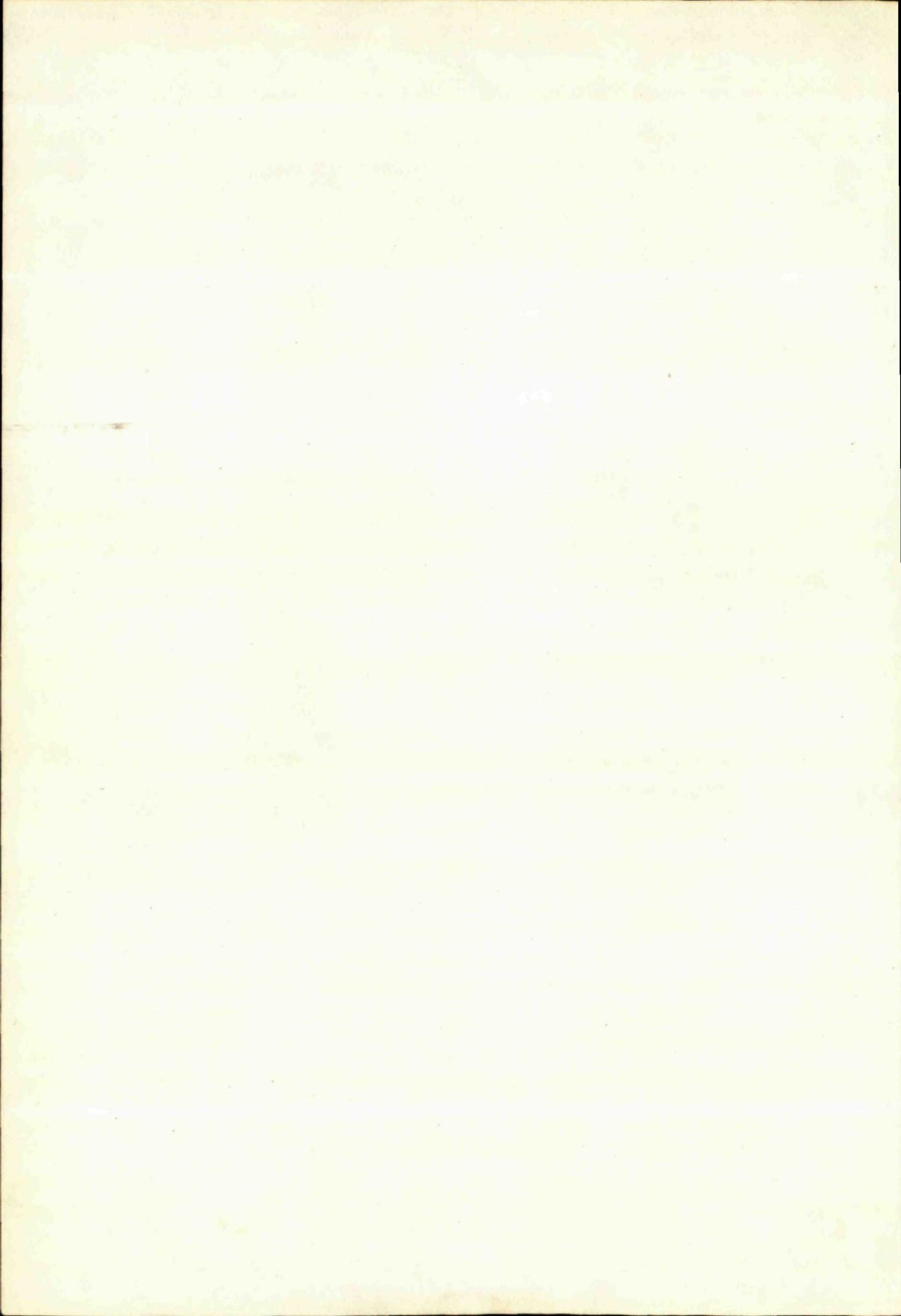
13. Adam Z.: Poznámky k zlomové tektonice ve ždánické jednotce a Vídeňské pánvi — Bemerkungen zur Bruchtektonik in der Ždánice-Einheit und im Wiener Becken	151
14. Špička V.: K problému neogenní zlomové tektoniky Záp. Karpat na základě výzkumu ve Vídeňské pánvi — Zur Frage der neogenen Bruchtektonik von Westkarpaten auf Grund der Studien im Wiener Becken.	155
15. Vass D.: Zlomy Ipeľskej kotliny neogénnych panví — Identifizierung der Brüche im Ipeľ — Kessel	161
16. Čverčeko J. — Rudinec R.: Klasifikácia zlomov vo východoslovenskom neogéne — Zur Klassifikation der Störungen im ostslowakischen neogenen Becken	169
17. Kocák A. — Mořkovský M.: Příspěvek geofyziky k objasnění zlomové tektoniky východoslovenské neogenní pávne — Beitrag der Geophysik zur Klärung der Bruchtektonik im ostslowakischen Neogenbecken	175

ÚVODNÁ POZNÁMKA — NOTE — BEMERKUNG

V tomto čísle Geologických prác, Správy uvádzame príspevky o problémoch tektonického členenia Západných Karpát, ako aj vývoja zlomovej tektoniky v tejto oblasti. Prevažná väčšina tu uvádzaných prác bola prednesená v publikovanom, alebo čiastočne pozmenenom znení na špeciálnej tektonickej konferencii, ktorá sa uskutočnila v Tatranskej Lomnici roku 1967 za účasti popredných československých geológov z najrozmanitejších odborných pracovísk a vysokých škôl, a ktorú viedol prof. Dr. Michal Mahel, DrSc., člen-korešpondent ČSAV a SAV, pracovník Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave.

The present issue of the Geologické práce—Správy the papers on the problems of the tectonic division of the West-Carpathians and of the development of the fault tectonics in this area, are presented. The predominant number of these papers have already been presented on the special tectonic conference in Tatranská Lomnica in 1967, with the participation of the outstanding Czechoslovak geologists from various institutions and universities. The conference was led by Prof. Dr. Michal Mahel DrSc., correspondent-member of the CASci. and SASci., working in the Štúr's Geological Institute in Bratislava.

In dieser Nummer von Geologické práce, Správy werden Beiträge über die Probleme der tektonischen Gliederung der Westkarpaten, wie auch über die Entwicklung der Bruchtektonik in diesem Raume veröffentlicht. Die meisten Beiträge wurden entweder im publizierten oder teilweise veränderten Wortlaut auf einer speziellen Konferenz über die Tektonik der Westkarpaten vorgetragen, die in Tatranská Lomnica im Jahre 1967 veranstaltet wurde. An dieser Konferenz haben zahlreiche tschechoslowakischen Geologen aus verschiedensten Institutionen und Hochschulen teilgenommen. Sie wurde von Dr. Michal Mahel, korrespondierendes Mitglied der Tschechoslowakischen und der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Mitarbeiter des Geologischen Institutes D. Štúr's zu Bratislava, geleitet.



MICHAL MAHEL

ZLOMY A ICH ÚLOHA POČAS MEZOZOIKA VO VNÚTORNÝCH KARPATOCH

Západné Karpaty patria k takým segmentom alpsko-karpatskej sústavy ktoré oplývajú množstvom zlomových porúch. Markantne sa prejavujú morfológicky členitým charakterom, ale i hojnosťou a pestrosťou minerálnych prameňov a rudných žíl. Väčšina autorov ešte aj podnes zastáva názor, že vznik týchto zlomov súvisí s dotváraním karpatskej sústavy, teda s poslednou (neogénnou) vývinovou periódou. Vedúca úloha plastických deformácií s ďalekosiahlymi horizontálnymi presunmi odpúťavala pozornosť od zlomových porúch. Uplatnil sa tu zrejme vplyv alpskej literatúry, kde funkcia zlomov na stavbe hlavne Východných Álp je podstatne menšia ako vo vnútorných Karpatoch.

Aj pri *smerovej pestrosti* hlavnú úlohu hrajú zlomy štyroch systémov: SV; SZ; SJ a VZ, resp. smery s nimi zblížené. Ide v podstate o dva párové, na seba viac-menej kolmé systémy, v podstate zhodné so smermi zlomov v susedných kratónoch, napr. v Českom masíve, prípadne v Maďarskom stredohorí. Ide zrejme o systémy regionálneho snáď planetárneho významu (práve preto snáď by bolo najúčelnejšie tieto smery zlomov bližšie nepomenovať, ale označiť ako severovýchodný či siredský, severozápadný či murešský*, poludníkový a rovnobežkový smer). Všimnime si teraz bližšie jednotlivé systémy, predovšetkým postavenie zlomov v rôznych tektonických štýloch a ich funkciu v predkenozoických etapách. Pri analýze sa teda opierame o tektonické elementy staroalpínske (kriedové) a o komplexy mezozoika, sčasti tiež o staršie predmezozoické útvary.

*v zmysle Stilleho (1953)

Pozdĺžne zlomy

Západné Karpaty ako pásmové pohorie majú výrazné pozdĺžne štruktúrne elementy: tektonické jednotky i štruktúrne formy (antiklinály, synklinály). Súčasťou tektonického štýlu sú zlomy, obmedzujúce tieto tektonické elementy. Sú s nimi do určitej miery zviazané.

Charakteristická pre Západné Karpaty sa pri tom javí smerová nejednotnosť pozdĺžnych tektonických prvkov, vyplývajúca z poloblúkovitej formy. V západnej časti staroalpínske prvky — tektonické jednotky a tektonické formy i pozdĺžne zlomy — majú SV smer, popaleogénne S—J, prípadne SSZ—SSV; v strednej časti prvky staro- i mladoalpínske majú rovnobežkový smer (V—Z), v najvýchodnejšej časti smer SZ. Ako vidieť, každý hlavný smer uplatňuje sa v inej časti (prípadne aj v inej dobe) s rozličnou intenzitou.

Pri klasifikácii pozdĺžnych zlomov možno postupovať *podľa radového významu* tektonických jednotiek a foriem, ale i *podľa ich tektonického štýlu*. Volím tento druhý postup, lebo typ zlomu je pri tom výraznejší.

a) V tektonickej mape výrazne sa vynímajú prešmyky regionálneho charakteru, SV smeru v kryštaliniku, ktoré oddeľujú čiastkové jednotky veporského kryštalinika, napr. *pohorelská*, najčastejšie strmo upadajúca porucha. Keďže tieto poruchy oddeľujú od seba zóny, resp. subzóny s odlišnou stratigrafickou-litologickou náplňou, možno súdiť, že predstavujú staré hlbinné zlomy, obnovené alpínskou tektonikou (Máška—Zoubek 1960).

Analogická pohorelskej je *čertovická línia* v úseku, kde oddeľuje kryštalinikum kraklovskej a ľubietovskej zóny. Vo východnej časti (kde kryštalinikum kraklovskej zóny sa stýka priamo s kryštalinikom Ľumbierskym) nadobúda zlom formu subhorizontálneho násunu (Zoubek in Máška—Zoubek a kol. 1960). Podobný typ predstavuje i *ľubenicko-margecanská línia*, oddeľujúca dva typy kryštalinika: gemeridné je nasunuté na veporské. S poruchami tohto typu sa spájajú i veľké príkrovy (Peive 1960—66), čo sa odrazilo aj v našej literatúre. S čertovickou líniou sa spájajú korene križňanského príkrovu, s margecansko—ľubenickou líniou chočského, prípadne chočsko-gemeridného príkrovu (Biely—Fusán 1964).

Prešmyky nižšieho radu rozčleňujú niektoré zóny veporského kryštalinika na rad šupín, napr. v severnej časti kráľovohoľskej (Kubíny 1958), prípadne kraklovskej zóny (Zoubek 1931). Divergencia s popaleogénnymi štruktúrami svedčí o ich predpaleogénnom veku. Sú charakteristické pre tzv. hlbinný tektonický štýl a späté so vznikom kriedových štruktúr kryštalinika.

b) Osobitný typ zlomových porúch predstavujú *prešmyky v paleozoických komplexoch Spišsko-gemerského rudohoria, pri okraji kriedového antiklinória Volovca, na jeho styku s kriedovými synklinóriami, t. j. s južným okrajom severo-*

gemeridného synklinória a so severným okrajom synklinória Juhoslovenského krasu (Maheľ 1953). V západnej časti majú smer SV, k východu stláčajú sa do smeru Z—V, vo východnej časti do SZ—JV smeru. Prebiehajú v zónach intenzívneho tektonického prehnutenia, výrazného vývoja alpínskej bridličnatosti, s ktorou sú v symetrológickom vzťahu (Rozložník 1963). Ich vergencia je výrazne vonkajšia so sklonom 60—70° k J, zväčša v rozmedzí priemerného sklonu bridličnatosti.

Na niektorých úsekoch ide o niekoľko paralelne prebiehajúcich prešmykov; ich úklon sa mení v závislosti od vzťahu k vrásovým štruktúram a ich typ od vzťahu k bridličnatosti i k typu hornín. Tam, kde prešmyky utínajú krídla izoklinálnych vztýčených vrás, siahajú hlbšie a sú stálejšie (napr. v oblasti Jedľovca v Spišsko-gemerskom rudohorí — Greuľa), naopak u plytkých štruktúr (oblasť Zlatej doliny) sú nestále a nesiahajú hlboko. Charakter prešmykov ovplyvnili aj *priečne vrásové štruktúry*; napr. dobšinsko-nižnoslanská severojužná štruktúra ovplyvnila dotváranie a oživenie prešmykov, čo malo význam pre rudonosné procesy (Rozložník 1960). Priečne štruktúry hrali významnú úlohu pri trieštení (virgácii) zlomových porúch. Na ohyboch priečnych štruktúr sú časté *sperené a torzné zlomy*.

Vek okrajových prešmykov je zrejme zhodný s vekom megaštruktúr (synklinória a antiklinória), ktoré obmedzujú; sú totiž výsledkom kompresných pohybov, ktoré formovali kriedové megaštruktúry (severogemeridné i juhogemeridné synklinorium.)

Skúmanie genetického vzťahu prešmykov k bridličnatosti umožňuje poznať relatívny vek a sčasti i proces vzniku týchto zlomových porúch. Dobrým doplnkom v tomto smere je i štúdium žilnej výplne. Najvýznamnejšie žily Spišsko-gemerského rudohoria: Droždiak, Zlatnícká, Grételská, žila Filip, rožňavské žily, luciabanský žilný ťah a pod. sú výplňou takýchto prešmykov.

Najstaršie dislokácie sú v podstate súčasné so vznikom S_1 -plôch (Snopko), t. j. vznikli na začiatku alpínskeho vrásnenia. Sú vyplnené kremeň-fuchsitovou, kremeň-chloritovou a kremeň-hematitovou mineralizáciou. Otázne je, či nejde sčasti o dislokácie hereýnske. Najpočetnejšie sú dislokácie, ktoré vznikli pred S_2 , ktoré dislokácie porušujú. Ich minerálna výplň je siderit-ankerit-kremenná. Do tejto skupiny patria najvýznamnejšie žily Spišsko-gemerského rudohoria. Niektoré dislokácie nasledovali bezprostredne po vzniku priečnej bridličnatosti S_2 ; majú výplň kremeň-sulfidickú (tzv. rejuvenačná mineralizácia); sú situované hlavne pri vnútornej strane okrajových rudonosných pásiem a ďalej uprostred antiklinória Volovca.

Mnohé žily majú minerálnu výplň všetkých uvedených fáz; tektonické línie sa zrejme niekoľkokrát oživovali. Pritom žily jednotlivých fáz sa nie vždy plne prekrývajú, dochádza aj k zmene smeru. Napr. na Rožňavsku (Gregor) sideritové žily v porfyroidoch majú iný priebeh (V—Z až JV—SZ) ako mladšie žily v kremencovo-bridličnatom súvrství, bohaté na sulfidy a baryt (stláčajú sa viac k SV i k J). Aj priestorové rozloženie jednotlivých typov žíl je iné. Proces utvárania zlomových pásiem (tektonický, obdobne ako

zrudňovaci) sa neodohral naraz, ale v niekoľkých fázach s diferenciáciou štruktúrnych prvkov a s rozdielnou tektonickou prípravou i s odlišnou mineralizáciou.

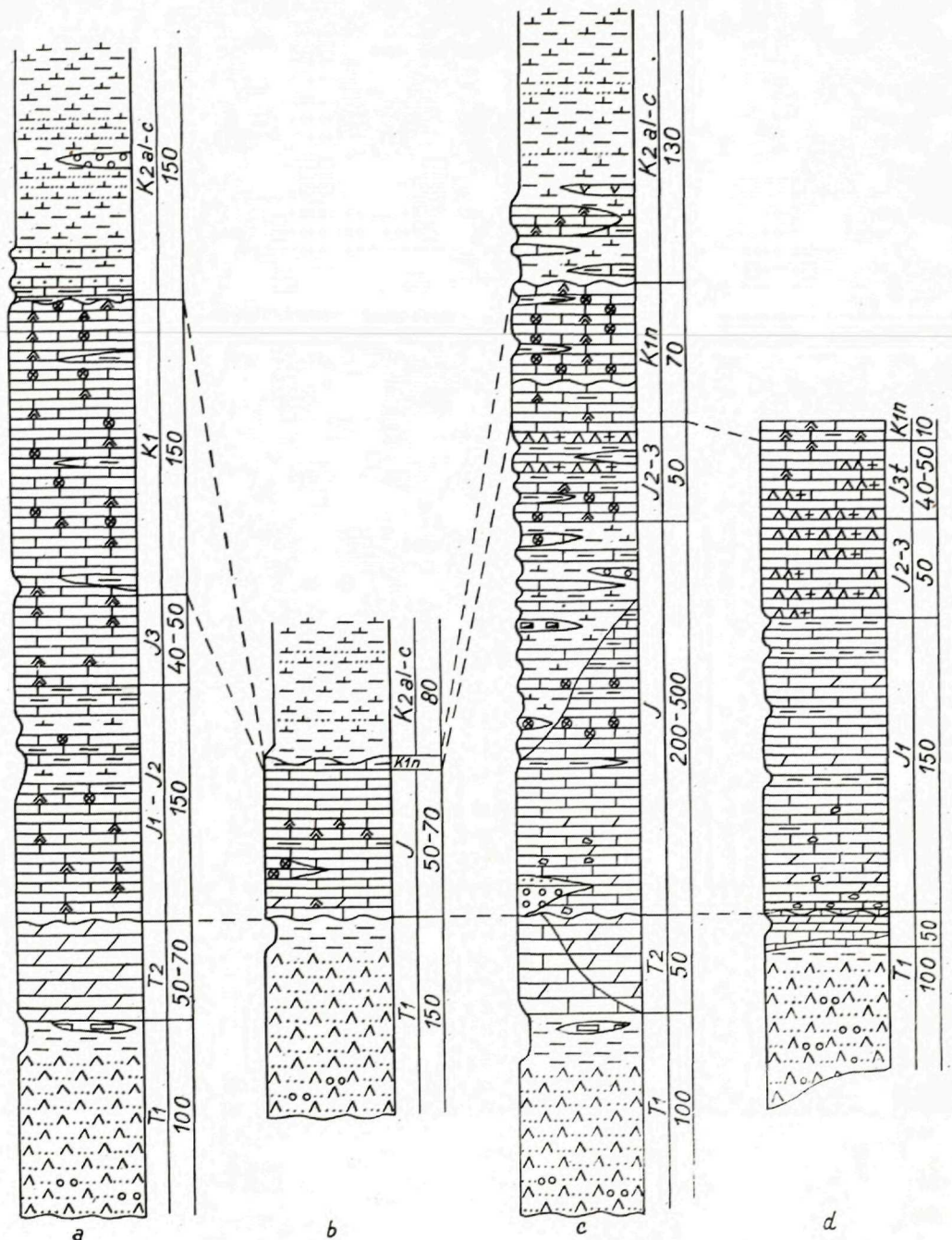
Porušením kryštalického podkladu prešmykmi v spojovacom krídle antiklinória a synklinória sa vytvorili podmienky pre plastickú deformáciu nadožných mladších mezozoických komplexov pri vnútorných okrajových častiach severogemeridného synklinória. Súklonnosť viacerých prešmykov, ktoré vznikli na ramenách vrás, podmieňuje *šupinovitý tektonický štýl*. Častejšie majú ráz vrásových prešmykov. Na styku mezozoických komplexov s kryštalikom možno sledovať zaujímavý prechod z hlbinného tektonického štýlu do povrchového s ponáraním sa mezozoika zasiahnutého metamorfózou pod paleozoikum k JV (Maheľ 1957).

c) Ďalší typ sú pozdĺžne poruchy medzi jednotlivými čiastkovými jednotkami chočského (Nízke Tatry, Malé Karpaty), prípadne križňanského príkrovu (Strážovská hornatina, Inovec, Malé Karpaty).

V zmysle ortodoxného ponímania išlo by vlastne o plochy príkrovov (príp. čiastkový príkrov) vzniklé naložením jednotlivých presunovaných más na seba. Mnohé z nich však sa dotvárali, niektoré azda i vytvorili, až po presune do ich dnešného priestoru (Maheľ 1957, 61). Poruchy sú niekde strmé, prešmykového charakteru, lenže nie k vonkajšku ako v prípade hlbinného tektonického štýlu, ale k vnútrajšku. Laterálne i vertikálne prechádzajú do plochejších násunov. V Strážovskej hornatine utínajú tieto poruchy úzke antiklinály; možno tu hovoriť o vrásových prešmykoch. V Malých Karpatoch i v Strážovskej hornatine (SV) jasne divergujú so štruktúrami popaleogénnymi (SSV; viď tektonická mapa, príl. 1; obr. 1). Domnievame sa, že vznikli až po presune príkrovov za mladších fáz (azda za fázy laramskej), keď sa dotváral štruktúrny charakter presunutých más a to v priestoroch ich nahromadenia.

V posledných rokoch sa zistili dosť presvedčivé dôkazy o staroalpínskom veku juhovergentných prešmykov v Stratenskej hornatine. Prešmyky postihli aj „pestré“ súvrstvie pri Dobšinskej ľadovej jaskyni, ktoré sa považovalo za vrchnokriedové na základe intenzívneho porušenia tektonikou. Našli sa však paleogeografické (iný obsah materiálu a iné rozloženie ako má paleogenné súvrstvie — Maheľ 1967), sedimentologické (iný charakter paleoprúdov — Marschalko 1967), ale i biostratigrafické dôkazy

Obr. 1. Litologicko-stratigrafické kolonky obalovej jednotky Malých Karpát (M. Maheľ) a — vývoj orešanský, b — vývoj „Kadlubka“, c — vývoj borinský, d — vývoj devínsky; jednotlivé vývoje ukazujú rozdiely v obsahu facií a v hrúbke, spôsobenej zlomami. 1 — brekcie, 2 — štrky, zlepenice, 3 — pieskovce, 4 — vápnité pieskovce, 5 — kremence, 6 — flovece, bridlice, 7 — vápnité bridlice, 8 — vápence, 9 — piesčité vápence, 10 — krienoidové, vápence, 11 — sliene, slienité vápence, 12 — dolomity, 13 — radiolarity, spongolity, silicity, rohovce, hľuzy rohovcov, 14 — vložky mangánových rúd, rauwaky, 15 — bázické tufy, 16 — diskordancia.



- | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|-----------|----|-------------|----|-----------|----|-----------|----|-------------|----|-----------|----|-----------|----|-----------|
| 1 | ○ ○ | 2 | ○ ○ ○ ○ ○ ○ | 3 | · · · · · | 4 | — — — — — | 5 | △ △ △ △ △ △ | 6 | — — — — — | 7 | — — — — — | 8 | — — — — — |
| 9 | — — — — — | 10 | ○ ○ ○ ○ ○ | 11 | — — — — — | 12 | — — — — — | 13 | △ △ + △ | 14 | □ □ | 15 | ∨ ∨ ∨ | 16 | ~ |

(obsah peľových zŕn vrchnokriedovo-paleocénneho veku — Snopková), ktoré poukazujú na starší, predstrednoocénny vek. Za tektonický dôkaz o staroalpínskom pôvode prešmykov možno považovať i naloženie mladších mladoalpínskych poklesov (bližšie o tom v ďalšom).

Kým v západnej časti vnútorných Karpát prešmyky tohto typu majú SV smer, v strednej časti, v Nízkych a Vysokých Tatrách, analogické kriedové štruktúry majú smer V—Z, v najvýchodnejšej časti čs. Karpát, v Humenskom pohorí a v Čiernej Hore smer SZ. Za analogické prešmyky považujem juhovergentné zlomy, utínajúce jednotlivé kryhy Slovenského krasu — oblasti vzdialené od intenzívnych prejavov popaleogénneho vrásnenia. Priebeh týchto línií s vrásovými štruktúrami kriedovými, ohyb k JV vo východnej časti, a oddelenie krých s odlišnou mezozoickou náplňou naznačujú, že mohli vzniknúť za mladších fáz kriedového vrásnenia.

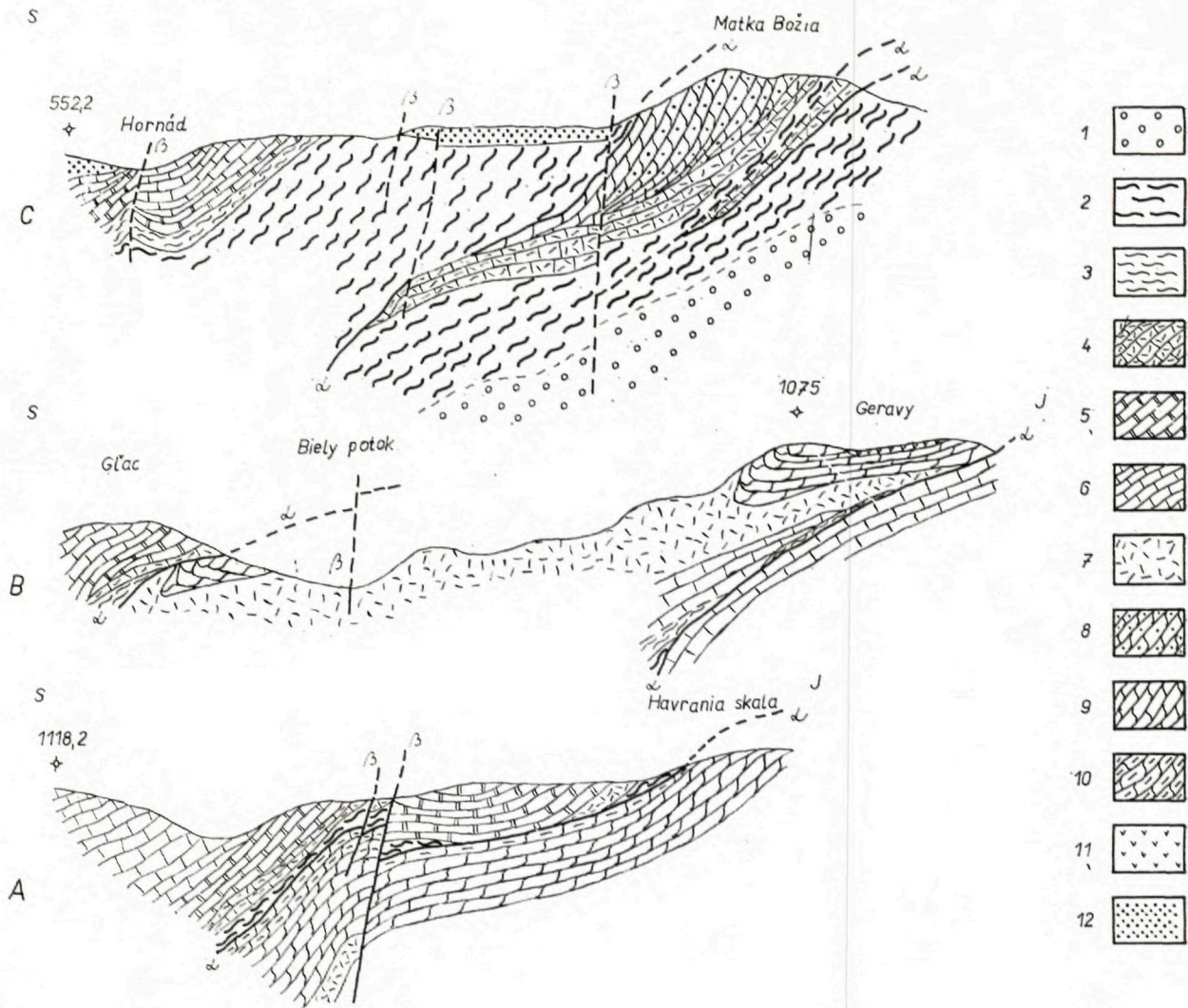
Tieto závery sú v rozpore s doterajším názorom, podľa ktorého všetky vergencie významnejších vrás ako i zlomov k juhu sú popaleogénne.

d) Osobitný typ so svojským zložitým charakterom a vývojom predstavuje muránska línia (muránsko-divínska; Zoubek), ktorá je morfologetektonicky tak výrazná, že mnohí ju považujú za typickú mladú poruchu poklesového charakteru (Andrusov 1965). Predsa v niektorých úsekoch sú prejavy tejto poruchy zjavné už počas kriedového vrásnenia (divínsky úsek). Zložitý charakter tejto poruchy je zvlášť výrazný vo vernárskej časti. Po celej dĺžke Stratenskej hornatiny oddeľuje od seba dve hlavné štruktúry, ale i dve série: stratenskú a vernársku. Pri tom ide vlastne o strmo uklonený prešmyk (80—90° k J), súbežný s čiastkovou jednotkou, budovanou vernárskou sériou — vernárskym pruhom, ako aj s osou štruktúr stratenskej série. Tektonický štýl obstarávajú na severnej strane prevažne vrchnotriasové dolomity vernárskej série, upadajúce pod uhlom 65—80° k J a detailne zvrásnené werfenské vrstvy

Obr. 2. Geologické profily z JV časti Stratenskej hornatiny (M. Mahtel, 1967).

Vysvetlivky: 1. severogemeridný perm; 2. bridličnato-pieskovcové súvrstvie — spodný trias; 3. slieňovcové súvrstvie — vrchný kampil; 4. tmavé dolomity — anis; 5. svetlé vápence — stredný trias; 7. dolomity — ladin-karn; 8. tmavé rohovcové vápence — nór; 9. svetlé vápence — nór; 10. svetlé vápence — rét; 11. bridličnato-vápencové súvrstvie — lias; 12. centrálnokarpatský paleogén; α — prešmyky vzniklé laramským vrásnením; β — mladé zlomy neogénneho veku; a) profil v oblasti Lipovca; b) profil v Tomášovskej Belej; c) profil v priestore Lešnice.

Geological Profiles of the SE Part of the Stratenská hornatina Mts. (M. Mahtel, 1967). Explanations: 1. North-Gemeride Permian; 2. Shale-sandstone complex — Lower Triassic; 3. Marlstone complex-Upper Campilian; 5. Dark-coloured dolomites — Anisian; 7. Light-coloured limestones-Middle Triassic; 8. Dark-coloured cherty limestones-Norian; 9. Light-coloured limestones-Norian; 10. Light-coloured limestones-Rhaeti; 11. Shale-limestone complex-Liassic; 12. Central Carpathian Paleogene; α — Uplifts originated by the Laramide folding; β — Young faults of Neogene age; a) Profile in the area of Lipovec; b) Profile in Tomášovská Belá; c) Profile in the area of Lešnica.



stratenskej série (drobné vrásky s premenlivým sklonom a smerom). V severnej časti, v susedstve Spišskej kotliny na starší prešmyk sú naložené popaleogénne poklesy. Muránska línia je zrejme porucha stará, v rôznych úsekoch diferencovane zmladzovaná, meniac pritom aj typ poruchy. Z toho vyplýval aj jej pestrý morfológický charakter a genetická mnohorakosť typu poruchy.

Domnievam sa, že muránska porucha má rovnaký vývoj v alpínskej etape ako radove nižšia *porucha smičianska* v Stratenskej hornatine, oddeľujúca dve hlavné štruktúry vývinom odlišné, Glacu zo SZ a Matky Božej — Geravy z JV. V oblasti Lipovca v západnej časti má charakter prešmyku k JV, k vnútrohorskému; utína úzku antiklinálu, budovanú spodným triasom a anisom. Smerom k V má výrazne charakter násunu, smerom k Tomášovskej doline (v najvýchodnejšej časti) sa mení opäť v prešmyk. Severnejšie, v priestore Lešnice starší prešmyk porušujú 2 paralelné popaleogénne zlomy, poklesy, zasahujúce do Spišskej kotliny (obr. 2 na str. 13).

Opisované typy prešmykov pozdĺžne obmedzujú kriedové štruktúry; sú s nimi geneticky späté. Sú výsledkom hlavne kriedovej periódy vrásnenia. Niektoré z nich sú však zamaskované naloženými mladými poruchami poklesového typu (muránska línia, pozdĺžne zlomy v Stratenskej hornatine).

V priestoroch karpatského oblúka, kde kriedové štruktúry sú smerove totožné s popaleogénnymi, teda obidva typy štruktúr sa prekrývajú, bývajú prešmyky (niekde i poklesy) neogénne najčastejšie naložené na kriedové prešmyky — napr. podtatranská porucha. Gorek (1967) na základe veku mylonitových zón považuje ju dokonca za predmezozoickú. V severnej časti pri okraji ružbašského mezozoického ostrova porucha diagonálne utína osi štruktúr mezozoika (Maheľ 1967); v tomto úseku možno predpokladať, že mladá porucha je naložená na starý zlom koso utínajúci v smere V—Z.

S kriedovým vrásnením, s jeho najmladšou fázou, je spätý i vznik poklesov, ktoré predurčili rozloženie priestorov sedimentácie v eocéne; v západnej časti majú SV smer. V Žilinskej kotline vidno stočenie smeru na V—Z, vo východnej časti vnútorných Karpát je smer SZ.

K smerným pozdĺžnym staroalpínskym poruchám treba rátať i zlom SV smeru, *obmedzujúci kriedovú brachyantiklinálu sklenoteplického ostrova*. Geneticky s ním súvisí intrúzia granodioritového telesa (banatity) v hodrušskej klenbe (Rozložník 1968). Aj intrúzie kyslých granitov v antiklinóriu Volovca v Spiško-gemerskom rudohorí naznačujú miestami (oblasť Hnilčíka — Snopko) možnosť genetickej väzby s pozdĺžnymi poruchami.

Uvedené typy pozdĺžnych porúch vo vnútorných Karpatoch sú zrejme geneticky späté s kriedovými štruktúrami; aj rozloženie jednotlivých litologickostratigrafických i tektonických jednotiek je viazané na jednotlivé kriedové štruktúry. Inými slovami, niektoré jednotky sú charakteristické pre tú-ktorú

kriedovú štruktúru; severogemeridné mezozoikum pre severogemeridné synklinórium, južný prahový typ krížnanskej jednotky pre hronské synklinórium. Vzťah medzi pozdĺžnymi zlomami a rozložením litologicko-stratigrafických jednotiek je bezosporný; naznačuje to, že pôvod zlomov je už starší. Pravda, existencia a hlavne rozloženie pozdĺžnych zlomov už počas vývojových štádií vnútrokarpatskej geosynklinály sú zložitejšie.

Priame dôkazy o existencii zlomov pozdĺžne členiacich karpatskú geosynklinálu v jej triasovo-spodnokriedovom sedimentačnom období boli vytvorením príkrovov zväčša buď zničené (u príkrovových jednotiek), alebo zakryté nasunutými príkrovmi (u obalových jednotiek). Napriek tomu pre riešenie veku zlomov máme rad nepriamych dôkazov.

Prešmyky často oddeľujú komplexy patriace rôznym sériám, prípadne vývinom, a to i v rámci tejže jednotky. V niektorých prípadoch ide dokonca o komplexy paleogeograficky antagonistické, napr. priehlbín (zliechovská séria; kordilierové — vysocká, belanská a pod.) v krížnanskej jednotke. To naznačuje, že niektoré prešmyky mali svojho predchodcu v starších synsedimentačných dislokáciách, snáď poklesového rázu; lenže pri kompresii došlo k zmenám priestoru ich rozloženia.

Veľké zmeny hrúbok i zmeny facií permu a spodného triasu pri okrajoch severogemeridnej a juhogemeridnej synklinály naznačujú zlomové obmedzenie týchto sedimentačných priestorov, oddelených prahovou oblasťou (Maheľ 1953, 1957). Pri severnom okraji juhogemeridného synklinória (Slovenský kras) hrúbka týchto útvarov dosahuje len desiatky metrov, južne od zlomového pásma cez tisíc m. Pri južnom okraji severogemeridného synklinória vedľa zmien v hrúbke permu a spodného triasu sú nápadné i faciálne odlišnosti permu i rozdiely vo vzájomnom vzťahu obidvoch členov. Pre okrajovú časť je totiž charakteristický mocnejší vývoj zlepcov a brekcií v perme; litologická hranica oproti spodnému triasu je zjavná. Severnejšie je celý komplex mocnejší, pelitickejší, bez zjavnej litologickej hranice na rozhraní perm-spodný trias.

Znakmi existencie pozdĺžnych (karpatských) zlomov v perme, v štádiu zrodu geosynklinály, sú melafýrové telesá typu lineárnej erupcie, známe z Malých Karpát i Nízkych Tatier.

Optimálny vývoj a rozloženie vulkanických hornín v okolí rožňavskej línie svedčí o existencii starej poruchy, uplatňujúcej sa počas mezozoika, ale už aj v paleozoiku, rovnako ako rozloženie facií závislých od tektonického nekludu (napr. biohermy v karbóne Spišsko-gemerského rudohoria).

Vidíme teda, že mnohé z pozdĺžnych prešmykov sú staršieho založenia a ovplyvňovali vývoj geosynklinály už pred kriedovým vrásnením ako poruchy poklesového charakteru. Pri oblúkovitom rozmiestnení prešmykov

v kriede, podmieňujúcim vykľutím Západných Karpát je objasnenie smeru pozdĺžnych zlomov vo vývojových obdobiach geosynklinály dost obťažné. Významným príspevkom sú v tom smere najnovšie poznatky Marschalku (in Marschalko-Pulec 1968) z lantzských vrstiev krížňanskej jednotky, ktorých sedimentačný priestor v záp. časti má SV smer, v oblasti Tatier V—Z.

Povšimnutia hodné z tohto aspektu je i to, že JZ—SV zlomy sa uplatňovali pri vývoji „predkarpatského“ mezozoika pri JZ pokračovaní Karpát, t. j. v obalovom mezozoiku Českého masívu, prekrytom neogénou molasou a flyšovými prikrovmi (zlom mailbergerský, steinabrunnský a wollmannsberský; Kapounek—Kröl—Papp—Turnovský 1967). Neskoršie počas neogénu boli reaktivované a zvýraznené. I rozloženie mezozoika v západnej časti Maďarského stredohoria svedčí o SV priebehu jeho sedimentačných priestorov (Horusitzky 1961). Dominujúci Z—V priebeh rozloženia sedimentačných priestorov vyzdvihovalý Budayom—Špičkom (1967) práve v západnej časti vnútorných Karpát, sa mi javí dost problematický tým skôr, že i v paleogéne, o ktorý sa autori najviac opierajú, sedimentačný priestor neprebíhal v Z—V smere, ale oblukovite (SV—VZ—SZ; Marschalko 1968). Dost spoľahlivým ukazovateľom priebehu sedimentačných priestorov sú obalové série.

Dost ilustratívne v tomto smere sú vedľa seba rozložené jadrové pohoria Inovec a Tribec, obidve v starších obdobiach rozpoltené viac-menej jednotnou poruchovou zónou hradocko-skýcovskou smeru takmer V—Z, už predmezozoického založenia. Ich obalové série sú však paleogeograficky veľmi odlišné. V južnej časti Inoveca je inovecká séria s fáciami jury euxinského typu, blízkymi severnému — orešanskému vývinu malokarpatskej série (prepojenie sedimentačného priestoru zhruba v smere JZ—SV je logickejšie); tribečská séria, charakteristická pre južnú časť Tribča, má členy jury paleogeograficky podstatne odlišné — kordilierového typu.

Východo-západný smer jednotiek je charakteristický pre strednú časť vnútorných Karpát, hlavne pre Vysoké Tatry. V západnej časti (ako v ďalšom uvádzam) zohrali významnú úlohu v členitosti sedimentačného priestoru v období mezozoika priečne zlomy smeru SZ (až Z—V) a S—J, ktoré sa významne podieľali na rozdrobení blokov, a teda i na členitosti sedimentačných priestorov jednotiek viazaných na dnešné pásmo jadrových pohorí.

Priečne zlomy.

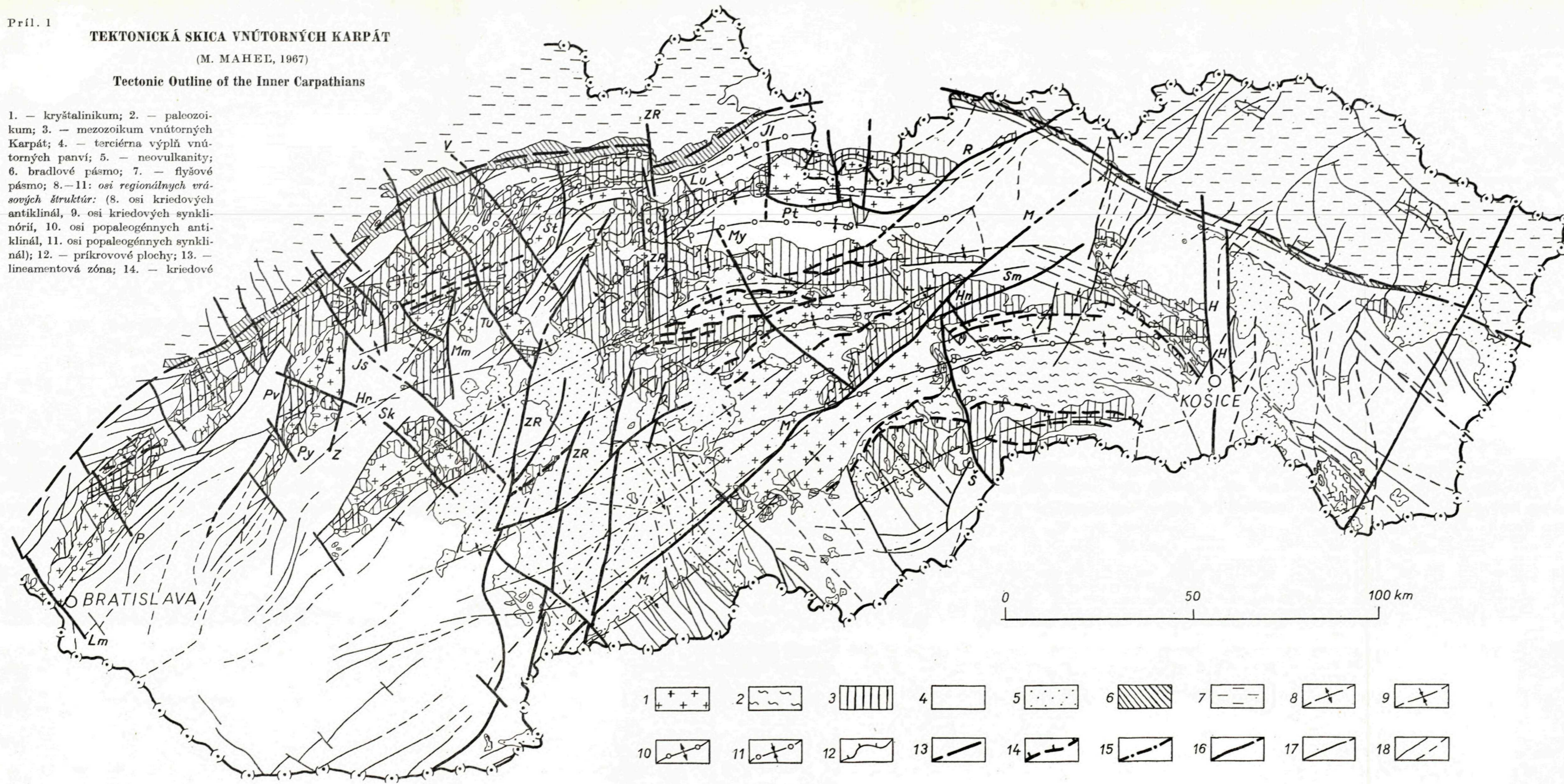
Priečne až kolmo na tektonické štruktúry prebiehajúce zlomy majú v podstate 3 hlavné smery: SZ, SJ a SV; v každej skupine možno rozlíšiť (podľa významu v stavbe) *niekoľko kategórií*. V našej práci budeme sa zaoberať zlomami presahujúcimi rámec Západných Karpát — zlomy I. kategórie, a zlomami, ktoré výraznejšie ovplyvnili vývoj západokarpatských jednotiek — zlomy II. kategórie.

TEKTONICKÁ SKICA VNÚTORNÝCH KARPÁT

(M. MAHEL, 1967)

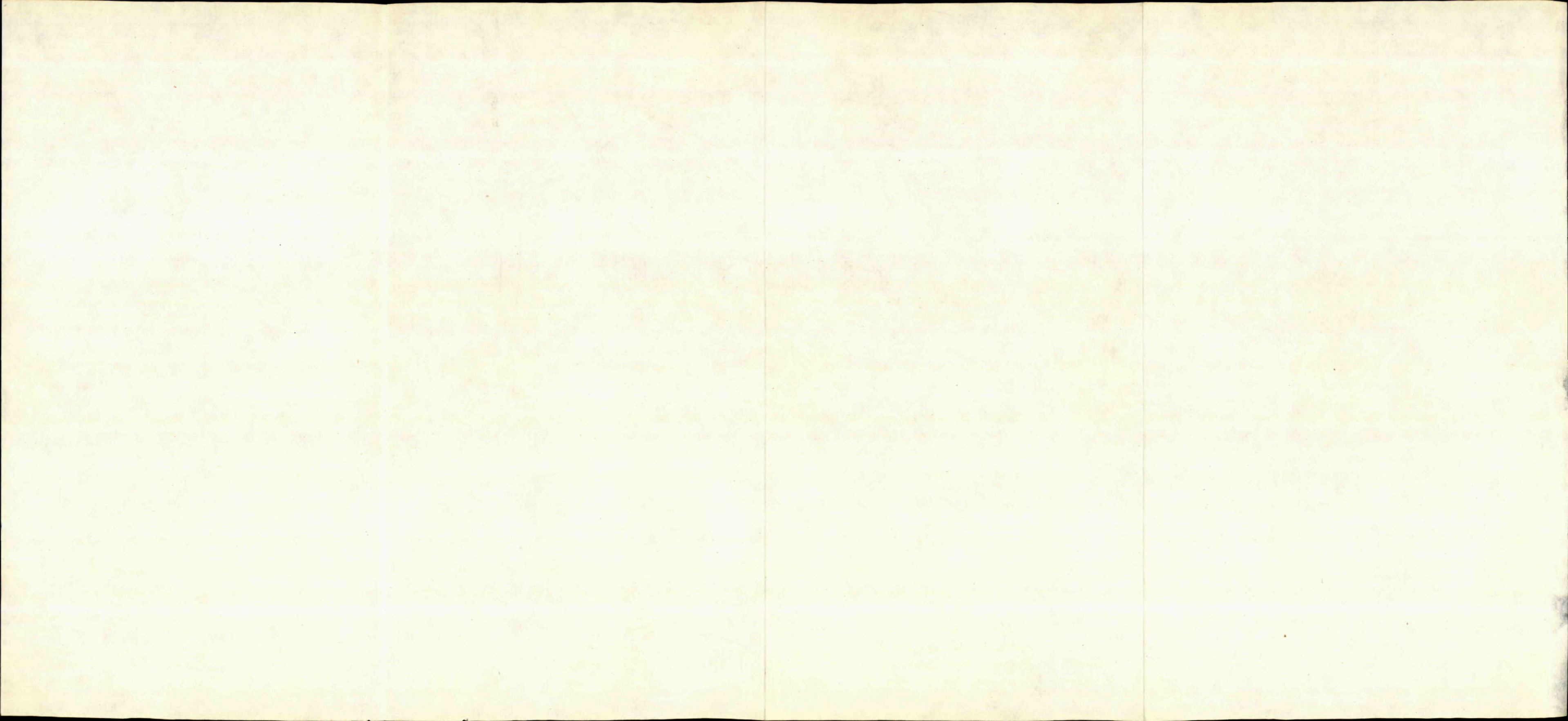
Tectonic Outline of the Inner Carpathians

1. — kryštalinikum; 2. — paleozoikum; 3. — mezozoikum vnútorných Karpát; 4. — terciérna výplň vnútorných panví; 5. — neovulkanity; 6. bradlové pásmo; 7. — flyšové pásmo; 8.—11: osi regionálnych vrásňových štruktúr: (8. osi kriedových antiklinál, 9. osi kriedových synklinórií, 10. osi popaleogénnych antiklinál, 11. osi popaleogénnych synklinál); 12. — príkrovové plochy; 13. — lineamentová zóna; 14. — kriedové



prešmyky; 15. — staré tektonické línie — cesty výstupu kriedových granitoidov; 16. významnejšie zlomy, resp. zlomové pásma, prejavujúce sa už v mezozoiku, zväčša neskôr rejuvenizované: *Lm*. — lamačský, *P* — pílanský, *Hr* — hrádocký, *Sk* — skýcovský, *Py* — piešťanský, *Js* — jastrabianský, *Tu* — tužinský, *V* — valčiansky, *My* — mýtniansky, *Lu* — lučiansky, *Hn* — hnilecký, *ZR* — zázrivsko-revúcke pásmo, *H* — hornádske pásmo, *Š* — štítnický zlom, *St* — strečniansky zlom, *Mm* — malomagurský, *Z* — závadský, *Pv* — považský, *Jl* — jalovecký, *M* — muránsky, *Sm* — smižiansky, *Pt* — podtatranský, *R* — ružbašský; 17. — významnejšie terciérne zlomy (staršie založenie nepreukázané); 18. — zlomy lokálneho významu a predpokladané zlomy.

1. Crystalline; 2. Paleozoic; 3. Mesozoic of the Inner Carpathians; 4. Tertiary filling of the inner basins; 5. Neovolcanites; 6. Klippen Belt; 7. Flysch-Belt; 8.—11. axes of regional folded structures: 8. axes of Cretaceous anticlines, 9. axes of Cretaceous synclinoria, 10. axes of Post-Paleogene anticlines, 11. axes of Post-Paleogene synclines; 12. Nappe planes; 13. Lineament zone; 14. Cretaceous upthrusts; 15. old (mesozoic) tectonic dislocations—ways of the ascent of Cretaceous granitoids; 16. important faults or fault zones, manifested also in the Mesozoic, mostly later rejuvenized: *Lm* — Lamač-fault, — *P* — Pila-fault, *Hr* — Hrádok-fault, *Sk* — Skýcov-fault, *Py* — Piešťany-fault, *Js* — Jastrabie-fault, *Tu* — Tužina-fault, *V* — Valča-fault, *M* — Mýto-fault, *Lu* — Lúčky-fault, *Hn* — Hnilec-fault, *ZR* — Zázrivá-Revúca Zone, *H* — Hornád-Zone, *Š* — Štítnik-fault, *St* — Strečno-fault, *Mm* — Malá Magura fault, *Z* — Zavada-fault, *Pv* — Považie-fault, *Jl* — Jalovec-fault, *M* — Muráň-fault, *Sm* — Smižany-fault, *Pt* — Subtatra-fault, *R* — Ružbachy-fault, *L* — Lamač-fault. 17. important Tertiary faults (older foundation unproved); 18. faults of local importance and supposed faults.



Do prvej kategórie zlomov (SZ smeru) patrí *okrajová sústava zlomov*, oddeľujúca západokarpatský segment od Východných Álp, ktorej existencia bola už dávnejšie známa. Staré založenie tejto sústavy je však preukázané až po novšom spracovaní geológie Malých Karpát, ktoré sa považovali za akési spojivo Álp a Karpát; všeobecne sa vyzdvihovali spoločné znaky stavby, obsah sústav, hoci existujú medzi nimi aj mnohé rozdiely morfoloģicko-tektonické, štruktúrno-tektonické i stratigraficko-litologické. Koncové časti oboch sústav sa totiž líšia vplyvom popaleogénnej tektoniky, tektonickým vzťahom k flyšovému pásnu, tektonickými jednotkami, niektorými faciami, ale i celými sériami paleozoika, mezozoika a paleogénu. Malé Karpaty majú v podstate všetky základné znaky jadrového pohoria (kotlinovú výplň s centrálnokarpatským paleogénom, charakter neogénnej klenbohrasti, tri základné skupiny mezozoických jednotiek: obalová, križňanská, chočská; rozsiahle žulové masívy v kryštalickej jadre). Naproti tomu najvýchodnejší úsek Álp má všetky základné znaky Východných Álp. Také základné rozdiely, ktoré nás oprávňujú v tomto prípade hovoriť o odlišných segmentoch — východoalpском a západokarpatskom, sú bez existencie poruchového pásma starého založenia (už predmezozoického) sotva vysvetliteľné. Ide zrejme o široké poruchové pásmo, sčasti prikrýté výplňou Viedenskej panvy. Anomálny štruktúrny charakter pezinsko-perneckého kryštalinika, SZ priebeh jeho vrás, šupín i bridličnatosti, t. j. pre západnú časť vnútorných Karpát neobvyklý, zato zhodný so smermi tektonických štruktúr a línií v Českom masíve naznačuje ich určitú genetickú návaznosť. Priečne poruchy druhého radu (lamačská a pílanská), sledujúce tieto štruktúry kryštalinika, považujem za severné okrajové časti širokého poruchového pásma, viazaného na gravimetricky sa prejavujúci prah (Buday — Dudek — Ibrmajer 1967), oddeľujúci Východné Alpy od Západných Karpát.

Lamačský zlom je doprevádzaný neogénnou depresiou. Rozdielny vývin jury i rozdiely v zastúpení triasových členov (devínsky na juh od zlomu: pomerne mocné masy triasových dolomitov a vápencov, osobitná fácia sivých vápencov dogeru a malmu; borinský na severe: mocné borinské vápence a mariatské bridlice liasu, tmavé rohovecové vápence dogeru) ukazuje, že ide o zlom starý, uplatňujúci sa i v období sedimentácie obalovej série. Monoklinálna stavba obalovej jednotky južne od lamačského zlomu ostro kontrastuje so zložitými tektonickými vzťahmi mezozoika a kryštalinika v severnejšom úseku (severne od zlomu).

Aj *pílanský zlom*, doprevádzaný radom paralelných zlomov, je zvýraznený rozdielnou stavbou kryh. Široký pruh mezozoika S od zlomu zamieňajú na jeho južnej strane tri užšie synklinálne pruhy. Počas mezozoika ovplyvnil tento zlom rozloženie, resp. diferenciaciu obalovej série: na vývin orešanský (bez

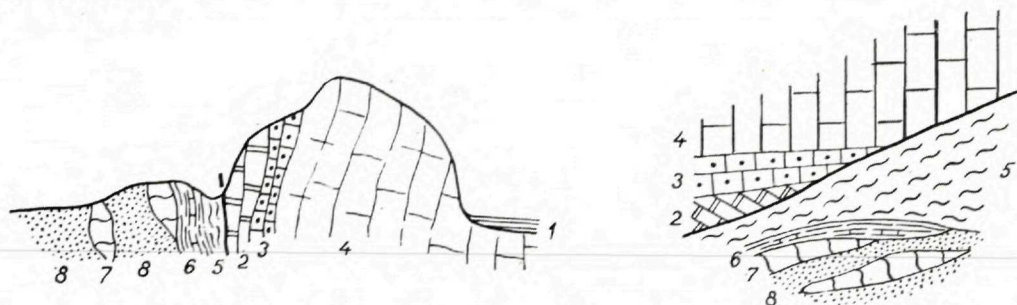
borinských vápencov, s rohovcovými vápencami a slienitými vápencami v liase) na sever od zlomu a borinský na juh od neho (bez rohovcových vápencov, ale s borinskou fáciou, aj s dolomitmi a mariatalskými vrstvami).

Pílanský zlom sa však prejavuje i odlišným štruktúrnym typom príkrovových jednotiek v oboch kryhách. Pri formovaní a dotváraní tektonického štýlu krížňanskej jednotky i chočského príkrovu podmienil vznik krýh, s podkladom rozdielne vplývajúcim na formovanie detailných štruktúr. V západnej časti je zrejмый zdvih severnej kryhy, vo východnej časti zdvih južnej kryhy. So sústavou pílanských zlomov súvisí aj zmena smeru mezozoických (kriedových) štruktúr (VSV na sever od zlomu, SV—JZ južne od neho). Odlišný vývin obalovej série a jej tektonického štýlu v jednotlivých kryhách i rozdiely v stavbe krížňanskeho a chočského príkrovu pri pílanskom zlome naznačujú jeho funkciu už počas mezozoika; jeho paralelný priebeh s osou paleozoických štruktúr svedčí pre predmezozoické založenie.

Výrazné zlomy SZ smeru starého založenia sú v Inovci: *hradocký* a *piešťanský*; prvý sa uplatňoval už počas paleozoika. Zvlášť zreteľný je pri Z okraji Inovca v Hradockej doline; v detailoch je komplikovaný. Na ňom sa nápadne mení rozloženie mezozoika, vytráca sa obalová série a objavujú sa šošovky série vysokého typu, inde južnejšie neznáme. Podstatne sa zužuje krížňanská jednotka; kým v južnej kryhe sú jej komplexy mohutné, na S od zlomu sa redukujú na rad šošoviek. Do značnej miery to platí aj o chočskom príkrove. Zhruba s priebehom tohto zlomu sa kryje i rozhranie dvoch odlišných celkov kryštalinika, Severne od zlomu sú vyvinuté hlavne svory, doprevádzané mocnými komplexami karbónu a permu, južnejšie vystupuje prevažne žulové jadro. Obdobné postavenie vzhľadom k rozloženiu kryštalinika a mladšieho paleozoika má i skýcovský zlom, rozdeľujúci v Tribči dve časti odlišnej stavbou: severnú — masy Razdielu a južnú — tribečko-zoborskú. Aj v tomto prípade rozdiely sú v štruktúrnom pláne oboch kryh. V severnej časti sú zastúpené vedľa obalovej jednotky svojského typu (zvláštny typ triasu — razdielska série) i krížňanská jednotka a chočský príkrov. Kryštalinikum zastupujú svory a žuly. Južne od zlomu je mohutne vyvinutá obalová série odlišného charakteru — tzv. tribečská série, zasiahnutá metamorfózou, ale bez krížňanskeho a chočského príkrovu, s kryštalinikom zastúpeným žulami.

Aj *piešťanský zlom* prebieha naprieč mezozoickými štruktúrami. Na jeho križovaní s okrajovým považským zlomom, lemujúcim západný okraj hrasti Inovca, vyvierajú piešťanské akrototermý. Staré založenie zlomu podopiera odlišný vývin jury obalovej série v oboch kryhách: na juhu južný typ s pestrou jurou, na severe typický euxinský typ inoveckej série. V zmysle štruktúrnom zlom sa prejavuje nábehom k sygmoide, rozložením členov obalovej série a hlavne v odlišnom štruktúrnom charaktere krížňanskej jednotky. Pokra-

čováním tohto zlomu na západe je zrejme niektorý zo zlomov prebiehajúcich cez Čachtické pohorie; výrazne sa prejavujú v stupňovitom rozložení bradlového pásma.



Obr. 3. Geologický profil a mapka bradlového vršku Beckov (M. MaheI) 1 - alúvium rieky Váhu, 2 - 4 chočský príkrov: 2 - tmavošedé vápence (spodný anis); 3 - hľuznaté rohovcové vápence; 4 - svetlé masívne vápence; 5 - 8 beckovská séria: 5 - bridličnatý komplex alb-cenomanu, 6 - slieňovcový komplex neokomu; 7 - ružové, sčasti hľuznaté vápence malmu; 8 - karpatský keuper.

Geological section and sketch of the Beckov rock-cliff. 1 - alluvium of the Váh river; 2-4 Choč unit: 2 - dark grey limestone - Lower Anisian; 3 - flaggy cherty limestone, 4 - massive grey limestone; 5 - 8 Beckov subunit: 5 - shale complex - Albian - Cenomanian; 6 - marlstone-limestone complex - Neocomian; 7 - pink, in part nodular limestone - Malm; 8 - Carpathian Keuper

Rozhranie gravimetricky odlišných oblastí: severnej, význačnej výraznými zápornými anomáliami, málo diferencovanej, a južnej, charakterizovanej prevažne kladnými anomáliami, sa spája s poruchou starého založenia v priestore Trenčín - Bánovská kotlina - SV okraj Tribča (Buday - Dudek - Ibrmajer 1967); nazvem ju *jastrabianský zlom*. Na jej uplatnenie už v období mezozoika poukazuje zásadne odlišný štýl stavby v dvoch kryhách: nakopenie mezozoických jednotiek v Strážovskej hornatine až po južný okraj a mohutný vývoj kryštallického jadra s malým podielom mezozoika v severnej časti Inovca.

Rozdiely v stavbe obidvoch kryh prejavujú sa u všetkých jednotiek. Pre severnú kryhu v Strážovskej hornatine je príznačná mocná obalová séria s euxinským typom jury, značná hrúbka, veľký priestorový rozsah i veľká pestrosť križňanskej jednotky; zvlášť mohutný je vývin zliechovskej série a alb-cenomanu. Značný rozsah zaberá i manínska jednotka. V chočskom príkrove sú prítomné série s podielom svetlých vápencov, i série typu čiernovážskeho (s prevahou dolomitov) a bielovážskeho typu (s lunzskými vrstvami a reiflinskými vápencami).

S tým kontrastuje kryha severného Inovca s mohutným kryštallickým jadrom, doprevádzaným mocným karbónom a permom. V obalovej sérii jurské členy tvorí kordilierový, križňanská jednotka je rudimentárne zastúpená a členy zliechovskej série len pri okrajoch bradlového pásma, i to nepatrne. Manínska jednotka je úzko spätá s bradlovým pásmom; v príkrove chočskom chýbajú série „spodnejšie“, zastupuje ho

nedzovská séria s prevahou svetlých vápencov. Pozoruhodné je nepomerne výraznejšie alpinské prepracovanie kryštalinika južnejšieho bloku (v Tribči i v Inovei), čím sa blíži veporskému kryštaliniku.

V Strážovskej hornatine zlomy SZ smeru sú výraznejšie pri západnom okraji blízko bradlového pásma. Na úzkom, morfológicky významnom bradlovom pásme, sa pochopiteľne zlomy prejavujú veľmi markantne, a to nielen priestorovým posunom, ale i ovplyvnením obsahu. Napr. zlom vlársky oddeľuje severnejší úsek bradlového pásma s rozsiahlymi bradlami, hlavne czorsztyńskými (skupina Vršateca) i kysuckými. Južne od zlomu prevládajú členy bradlového obalu; šírka bradlového pásma je podstatne menšia. Ďalší zlom, oddeľujúci výrazné segmenty bradlového pásma, sa štruktúrne prejavuje v púchovskej sigmoide i vysunutím menších bradiel ďaleko k severu pri Zarietči. Smerom k východu pokračuje zlom na rozhraní dvoch úsekov manínskej jednotky — budkovského a manínskeho, ďalej na JV až VJV popri južnom okraji paleogénnej Pružinskej kotliny; ako starý zlom prejavuje sa v zmenách štruktúrneho členenia križňanskej jednotky i v stavbe obalovej jednotky, ktorá južne od zlomu má jednoduchú monoklinálnu stavbu, v severnej kryhe má pre ňu neobvyklé zdvojenie. Táto porucha — nazývame ju tužinskou — smerom k JV sa napája na zlom, utínajúci západný okraj Žiaru.

Poruchové pásmo hlbinného založenia na čiare Hranice—Bytča, prejavujúce sa vo vývoji flyšového pásma (Roth 1961) má predĺženie popri západnom okraji kryštalinika Malej Fatry (masívu Velkej Lúky). Nepravidelný styk mezozoických komplexov križňanskej jednotky — bez doprovodu členov obalovej série a miestami i bez triasových členov križňanskej jednotky s malo-fatranským kryštalinikom i SZ priebeh mylonitových zón v kryštaliniku — poukazuje na prejav tejto poruchy (nazývame ju zbýňovskou-valčianskou) i v období kriedového vrásnenia. Naznačuje to i stavba antiklinály Skaliek odlišná v dvoch kryhách oddelených týmto zlomom. Do jej smerného pokračovania (SZ—JV) zapadá západný okraj veporid i západný okraj juhoslovenského synklinória a pohoria Bükk.

Staršie zlomové pásmo mýtnianske, smeru SZ—JV, porušuje západnú časť Vepora a Nízke Tatry. Jeho prinajmenej staroalpínsky vek pripomínajú: rozličná stavba jednotlivých kryh mezozoika a zložitá stavba západného cípu Muránskej plošiny, priebeh mylonitových zón v kryštaliniku a naň naväzujúca komplikovaná a nepravidelná stavba kryštalinika, „nekarpatský“ smer breznianskej paleogénnej panvy (založenej zrejme pozdĺž kriedových zlomov), východné utatie jednotky ľubietovského kryštalinika a hronského synklinória, západné ukončenie synklinály Trangošky; ohyb štruktúr dumbierskeho kryštalinika; zmeny v stavbe mezozoických komplexov na severných svahoch Nízkych Tatier (menej zložitá prahovitá stavba oproti kryhe západnej i vý-

chodnej). Pokračovaním tohto pásma k severu je azda zlom lučanský, doprevádzajúci priečnu antiklinálu v Chočskom pohorí.

Príkladom priečného zlomu (pozri obr. 2) s výraznými rozdielmi štruktúrneho charakteru oddelených krýh je *hnilecký zlom* zo Stratenskej hornatiny. Na východe sa nad sebou opakujú až tri šupiny mezozoika, so značným podielom vrchného triasu; južne od zlomu ide o jednotný mohutný komplex stredného triasu. Aj v SZ časti na svahoch Nízkyh Tatier oddeľuje tento zlom dva bloky s odlišnou stavbou. Na zlome začína veľké teleso melafýrovej série, mení sa i vývin stredného triasu.

Zlom y S—J smeru a s ním zblížené

Význam tejto skupiny zlomov pre vývoj a stavbu Karpát je zatiaľ najmenej docenený. Zo zlomov vyššieho radu patrí sem najmä zlomová sústava zázrivsko—revúcka a hornádska. Obidve zohrali významnú úlohu pri neogénnom vulkanizme.

Vznik poruchového pásma tzv. centrálnokarpatského v šírke asi 40 km už za saalskej fázy vrásnenia predpokladá Kubíny (1962), ktorý s ním spája veľké blokové presuny ľubochnianskeho masívu a Žiaru. Ide o predĺženie dunajskej línie (Szalai 1956, 1958) z Maďarského stredohoria do flyšových Karpát (tektonické okno Žiwiec). Existencia tohto zázrivsko—revúckeho pásma vyplýva z nového členenia obalových sérií vnútorných Karpát (Maheľ 1964—67). Pestrý vývin obalových sérií je ďaleko väčší západne od tejto sústavy, kde sú zastúpené série euxinského i kordilierového typu. Východne od tejto revúckej sústavy sú známe len série plytkovodné—kordilierové.

Členitosť sedimentačného priestoru na oboch stranách zlomovej sústavy bola rozdielna; na západe väčšia ako na východe. Je pozoruhodné, že aj dnešná morfolofektonická členitosť je v západnom bloku podstatne väčšia ako v bloku východnom. S touto zlomovou sústavou geneticky súvisí zrejme úzka pozdĺžna antiklinála mezozoika S—J smeru s vergenciou vrás k V (názorne odkrytá vo veľkom odkryve malm-titónu pri hradskej z Ľubochne do Ružomberka). Zázrivská porucha zohrala významnú úlohu i pri vzniku paleogénnych jednotiek. Na nej začína jednotka Oravskej Magury (západnejšie neznáma) s radom štruktúr (Maheľ 1964).

Morfolofektonicky výrazné *zlomové pásmo hornádske* oddeľuje dva bloky stavbou veľmi odlišné: centrálnokarpatský segment od východnejšieho, ktorý má iný typ paleozoika (karbónu—mimokarpatského) a jednoduchšiu štruktúru mezozoika (bez chočského príkrovu, bez zliechovskej série v križňanskej jednotke, bez možnosti oddelenia križňanskej a obalovej jednotky).

Domnievam sa, že starého založenia je i morfolofektonicky výrazný *zlom štítnický*. Mezozoikum na Z od neho má podstatne jednoduchší vývin, faciálne

menej členitý ako vo východnejšej časti Slovenského krasu. Aj stavba paleozoika je podstatne jednoduchšia; chýba napr. rakovecká séria a typický severogemeridný perm. Sú náznaky, že kryštalinikum v tejto časti leží v nevelkej hĺbke, čo znamená, že mocnosť paleozoických komplexov je podstatne menšia ako východne od zlomu. V súvislosti so štítnickým zlomom vynára sa možnosť predpokladať posun východnej kryhy, a teda vysunutie masívu Volovca k S oproti bloku veporidnému. Pri takýchto úvahách však nutno mať na zreteli, že dnešná poloha štítnického zlomu sa nemusí plne kryť s polohou starého zlomu. Pozoruhodný je i jeho SSZ smer.

V tejto súvislosti narazili sme na problém *posunu zlomových línií*, čomu sa u nás zatiaľ nevenovala dostatočná pozornosť. Na niektorých rudných poliach, napr. na rudňanských, sú však známe smerové posuny s kombinovaným pohybom nadložných i podložných častí ložiska v smere horizontálnom i vertikálnom. V týchto prípadoch ide zväčša len o posuny na desiatky metrov. Je logické predpokladať, že pri tangenciálnych tlakoch od J, resp. k JV (s hlbinným dosahom) na líniách S—J smeru, oddeľujúcich jednotlivé bloky, došlo aj k väčším posunom, často kombinovaným s násunmi, kompletizujúc tak zložitý inventár disjunktívnych porúch.

A teraz niekoľko slov k zlomu S—J smeru druhého radu:

Starého založenia je *strečniansky zlom*, oddeľujúci dve divergentné časti megaantiklinály Malej Fatry, líšiace sa od seba zložením kryštalického jadra, typom obalových sérií i štruktúrnym charakterom mezozoických jednotiek. Smerom k S porucha vytvára východné obmedzenie Žilinskej kotliny. Lúčanská časť Malej Fatry, západne od zlomu rozložená, má SSV smer, značný podiel rúl kryštalinického pláštá, tektonicky redukovanú obalovú sériu, mohutný komplex permu v antiklinále Kozla, durčinskú sériu doprevádzajúcu krížňanskú jednotku. Východnejšia krivánska kryha Malej Fatry stáča sa do V—Z smeru. Jej jadro tvoria predovšetkým žuly, ktoré doprevádza výrazná obalová séria — malofatranská — so špecifickými znakmi; krížňanská jednotka nie je doprevádzaná sériou analogickou durčinskej.

Rovnaký S—J smer a pravdepodobne i staré založenie majú i *okrajové zlomy v Strážovskej hornatine*, hlavne *malomagurský* a v Inovci západný *považský* a východný *závadský* (dubodielsko-závadský podľa Kamenického). Priame dôkazy o ich starom založení zatiaľ sú poskromné. U malomagurského zlomu to naznačuje hrúbka paleogénu pri okraji zlomu, pri inoveckom zlome nevšedný styk chočskej jednotky (strmý a priamo s beckovskou sériou), značná redukcia krížňanskej jednotky a bradlovitý štýl stavby v severnom úseku zlomu (obr. 3, str. 19).

Sústavou S—J zlomov, starého založenia, sú rozlámané i Tatry v rad kryh. Geneticky s nimi súvisí nevšedne pestrý vývin obalovej série [podľa Kotań-

ského (1961) až 15 sérií] i dávno známe priečne elevácie Salatína, Končistej a Jahňacieho vrchu a priečne depresie (Goryčkovej a Javorinskej Širokej), ktoré zohrali zvlášť významnú úlohu v rozložení i v štruktúrnom pláne mezozoických jednotiek. Podľa Goreka (1967) založenie mylonitových zón a s nimi spätých tektonických línií je staré, predpermské; mylonity sú vo valúnoch permských zlepenčov. Zvlášť významný v štruktúrnom pláne Západných Tatier je severo-južný zlom (*jalovecký*) starého založenia (Maheľ 1964), utínajúci na západe kryštálického jadra a doprevádzaný nepravidelnou stavbou obalovej série krížňanskej i chočskej jednotky.

Pomer staro a mladoalpinských zlomov

Z nášho prehľadu vyplýva, že všetky štyri základné smery zlomov sa uplatnili v staroalpínskej stavbe i v starších štádiách vývoja západokarpatskej geosynklinály. Jedna časť zlomov má v pomere k staroalpínským tektonickým jednotkám a k antiklinálam a synklinálam priebeh pozdĺžny (zlomy smeru SV a V—Z, časť zlomov smeru SZ); druhá priečny (zlomy smeru S—J, väčšia časť zlomov smeru SZ a malá časť zlomov smeru SV). Všetky základné smery zlomov podieľajú sa však i na mladoalpínskej stavbe, resp. i na formovaní morfoloģických jednotiek — ako zlomy mladé. V mnohých prípadoch ide o zlomy rejuvenizované, prípadne o zlomové zóny obnovené a zvýraznené, prípadne rozšírené na podklade starých zlomov. Pri rejuvenizácii došlo často k zotretiu, prípadne zastretiu charakteru starého zlomu tým, že mladý zlom má sčasti iný zmysel, predstavuje iný typ. Často staroalpínske prešmyky boli prekryté mladoalpínskymi poklesmi (muránska línia), inde naopak prešmyky prekryli poklesy (malomagurský zlom a pod.).

Niektoré zlomy v priebehu času menili svoj vzťah k priebehu štruktúr. Napr. považský a závadský zlom, ako zlomy staroalpínske, prebiehali koso k štruktúram; ako mladoalpínske predstavujú okrajové pozdĺžne zlomy megaantiklinálnej hrasti Inovca. Iné zlomy (hlavne V—Z), napr. podtatranský, v oboch vývinových etapách si zachovali pozdĺžny charakter.

Snáď mladšími štruktúrnymi prvkami v neogéne sú zlomy SSV smeru, vytvorené za mladej štýrskej fázy v oblasti Viedenskej panvy (Špička 1966) súbežné s mladoalpínskymi tektonickými prvkami Malých Karpát. Prejavujú sa i v severozápadnej časti Strážovskej hornatiny.

Napriek početným rozdielom v charaktere a postavení zlomov v štruktúrnom pláne staroalpínskome a mladoalpínskome možno povedať, že základný — blokový (silne rozlámaný) charakter podložia je rovnaký v staroalpínskej a v mladoalpínskej etape, hoci pripustíme v neogéne väčší počet zlomov a ich výraznejšie uplatnenie, ktoré sa v priebehu vývinu geosynklinály mohli meniť. V triase sa zrejme uplatnili prevažne zlomy pozdĺžne, v jure i zlomy

priečne. Mnohé hlavné pozdĺžne (smerné) zlomy poklesového charakteru v období sedimentácie zmenili sa počas periódy vrásnenia v prešmyky a pod.

S náčrtom tejto práce protirečí koncepcia, podľa ktorej zlomy boli v Západných Karpatoch typické len pre posledné vývojové štádiá geosynklinály (Andrusov 1939—67). Hoci u každej geosynklinály, a teda i v Karpatoch v najmladších vývinových štádiách činnosť zlomov je najvýraznejšia, pre karpatský segment je príznačné intenzívne segmentovanie v bloky už i staršími zlomami. Nevidím teda žiadne dôvody pre revíziu svojich názorov z posledných 10 rokov o viazanosti jednotlivých obalových sérií na takéto kryštalické jadro ako to žiadajú Buday—Špička (1937). Väčšia výraznosť v stavbe a tektonická samostatnosť jadrových pohorí počas neogénu, zdôraznená i dvojitou kvalifikáciou štruktúr vnútorných Karpát podľa kritérií štruktúrno-tektonických a morfotektonických (vid. Maheľ 1955) n znamená ešte, že sa kryhy, ohraničené zlomami, nemohli uplatniť ako „prechodcovia dnešných kryštalických jadier a tým prispieť k členitosti, ktorá sa odráža v množstve a pestrosti druhohorných sérií (Maheľ 1959).“ Pestrosť obalových sérií nie je ani tak samozrejmi, ani náhodilá. Zmeny v litologicko-stratigrafickom obsahu obalových sérií korešpondujú so zlomami.*

Riešenie vzťahu obalových sérií a ich členenia i vzťahu krížňanskej a obalových jednotiek, o ktoré sa pokúšajú aj Buday—Špička, si vyžiada ešte ďalších podrobných štúdií regionálnych a metodických. Preto názory, ktoré vyslovujú na základe materiálov z niekoľkých vrto (nepriebežne jadrových), u ktorých často nemožno exaktne určiť príslušnosť k jednotkám vyššieho rádu (napr. k obalovej a krížňanskej) a robí sa tak obyčajne len na základe jediného vedúceho súvrstvia, treba považovať len za určitú hypotézu. Pri tak pestrom vývoji, s akým sa stretávame u obalovej a krížňanskej jednotky, nemožno totiž sa opierať len o zjednodušené kolonky. Veď napr. krížňanská jednotka práve v západnej časti vnútorných Karpát (ktorá je predmetom citovanej práce Budaya a Špičku) zďaleka nie je v zmysle litologicko-stratigrafickom, ani tektonickom všade rovnaká. Preto je prirodzené, že názory na tektonický vzťah obalovej a krížňanskej jednotky, resp. na jej členenie sa menia, upravujú a upresňujú na základe nových faktologických materiálov, ktoré prispievajú k hlbšiemu poznávaniu špecifických lokálnych zvláštností, akými sa vyznačujú aj paleogeografické celky typu zliechovskej, vysockej a veľkobočkej jednotky.

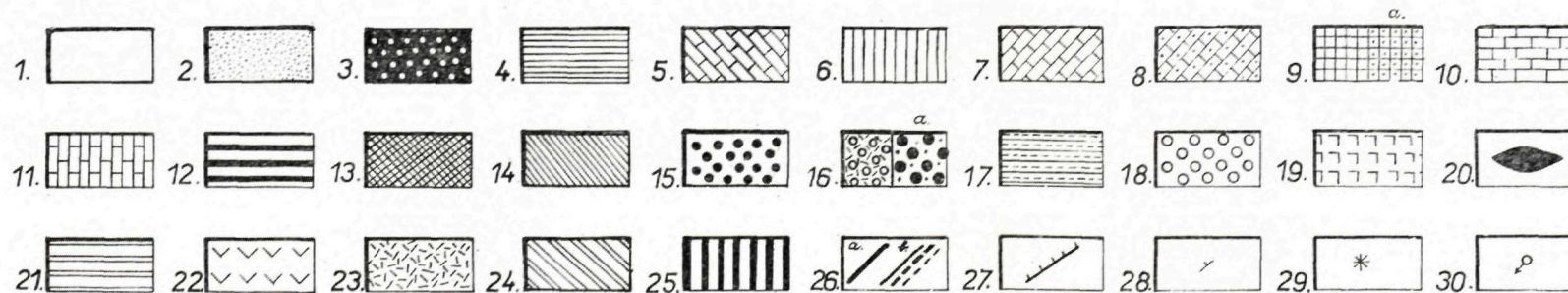
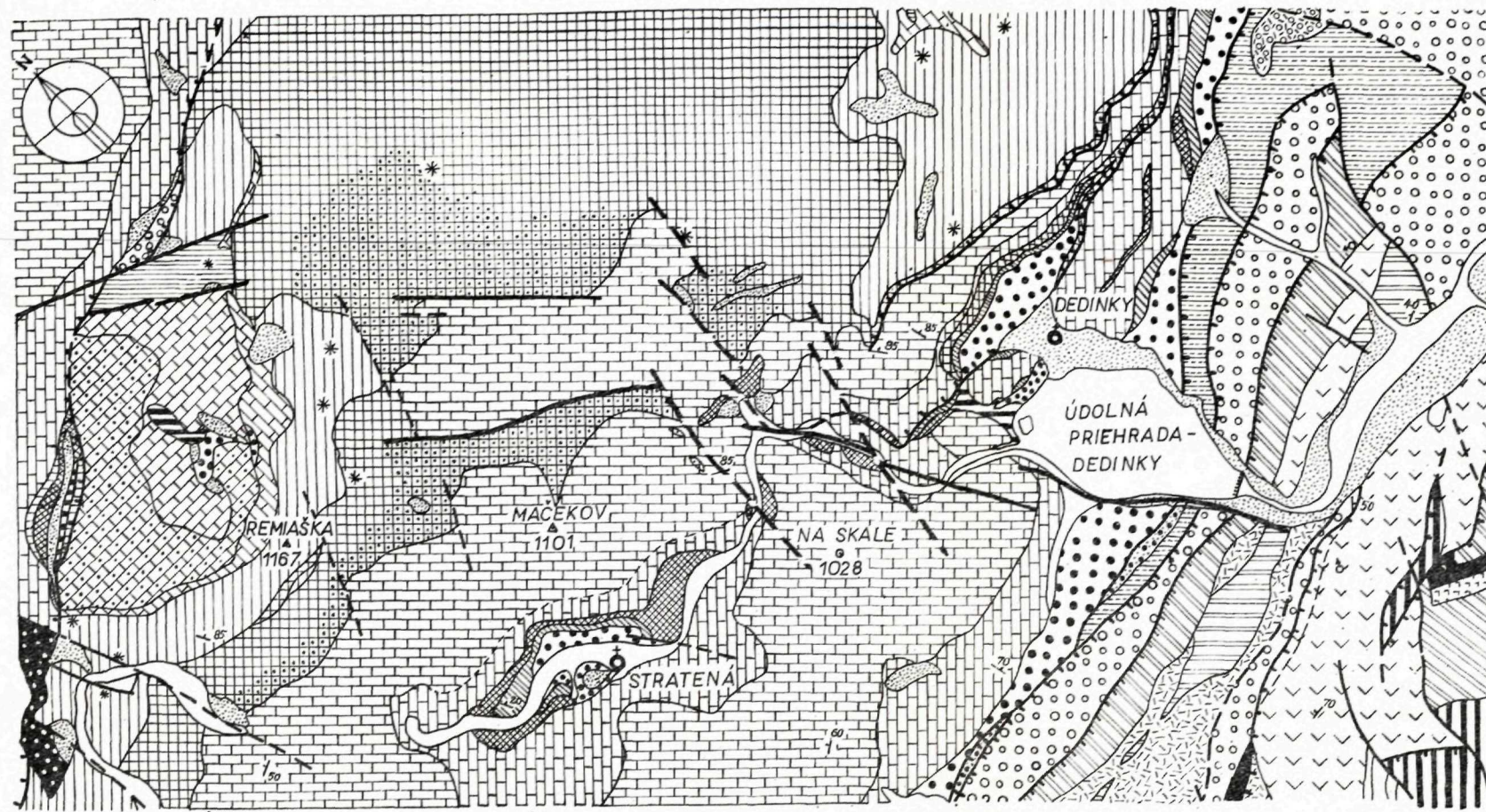
Záver

Analýza niektorých zlomov vo vnútorných Karpatoch dovoľuje vysloviť niekoľko záverov:

1. Západné Karpaty sa vyznačujú veľkým množstvom zlomov 4 základných smerov: SV, SZ, S—J a V—Z. Všetky tieto smery sa uplatnili vo vývoji Západných Karpát už v starších štádiách geosynklinálneho vývoja a zapríčinili vznik pestrej mozaiky početných litologicko-stratigrafických jednotiek. Zmeny sérií a vývinov i faciálne skoky u susedných jednotiek, hlavne u autochtón-

* Názor o špecifickom vývoji obalových sérií v jednotlivých jadrových pohoriach, ba dokonca i u niektorých ich častí (Maheľ 1957—67), zoskupovaných do dvoch skupín (s jurou kordilierovou a s jurou euxinskou) sa zásadne líši od po desaťročí predpokladanej existencie niekoľkých zón rozložených po dĺžke karpatskej sústavy.

(M. MAHEL 1956.)



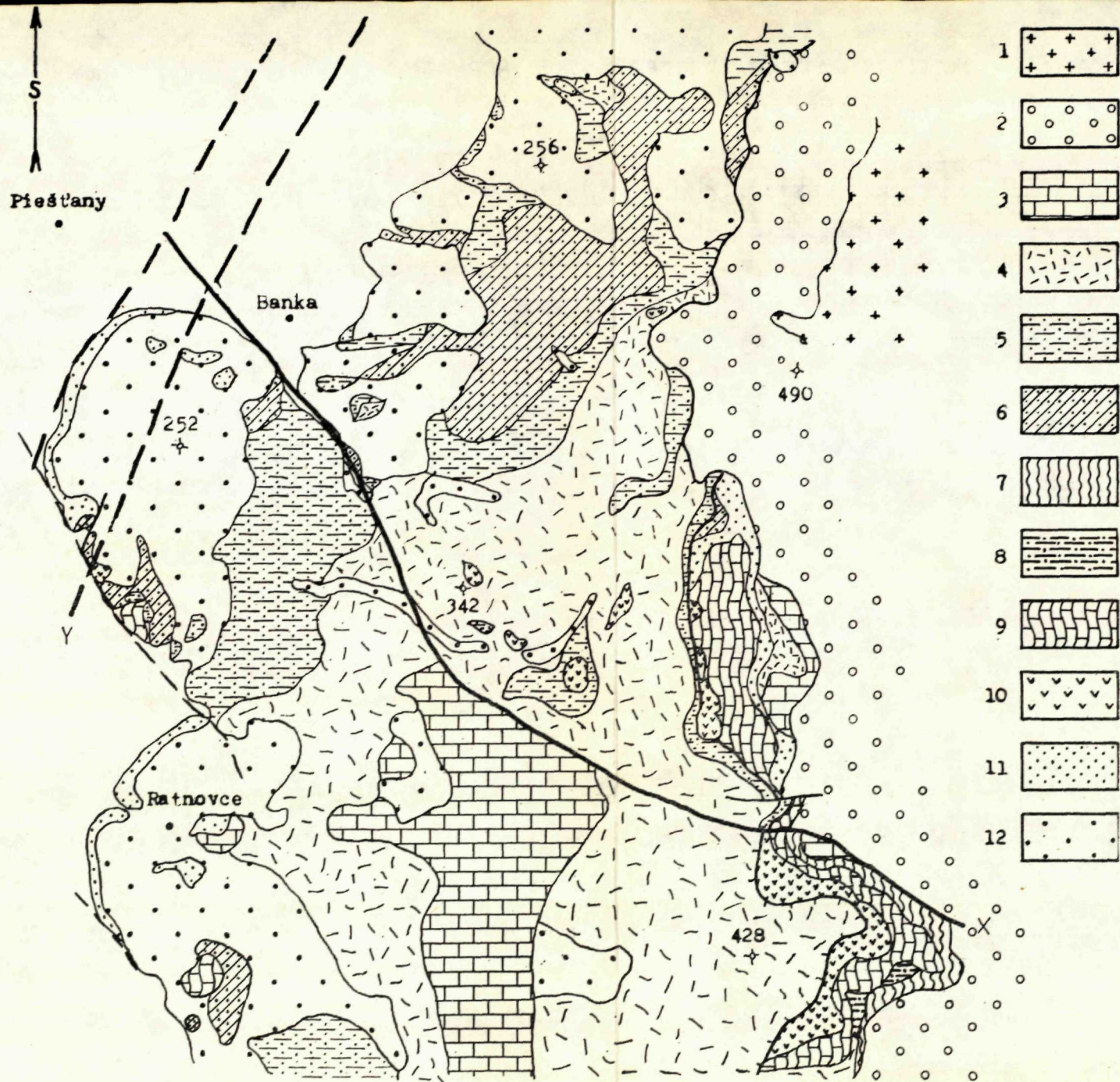
1. alúvium, 2. hlinité a hlinito-kremité svahové sedimenty (delúvium), 3. pieskovce, bridlice — vrchná krieda (paleocén?), 4. lias — čierne bridlice s vložkami tmavých vápencov; 5. vrchná časť nóru (rét?) — sivé a tmavosivé organogénne vápence, 6. nór (miestamivrchný karn) — biele organogénne vápence, 7. stredný trias — tmavosivé vápence, 8. svetlé vápence nieštedého zaradenia, 9. dolomity — sčasti karnské, a — sčasti vrchnoladinské, 10. ladin (miestami vrátane i lýru) — riasové vápence, 11. vrchný anis — sivé až biele vápence, 12. stredný anis — tmavé bridlice, slieňovce,

vložky tmavých vápencov; 13. spodný anis — dolomity (hydasp); 14. vrchný kampil — slienito — vápencové súvrstvie, 15. seis — spodný kampil — bridličnato-pieskovcové súvrstvie, 16. — 18. perm: 16. zlepence a brekie s valúnnymi kremitými porfýrov, 16a. — pieskovce a kremence, 17. pestré bridlice, pieskovce, arkózy a droby, 18. bazálne zlepence a brekie; 19–20. karbón: 19. šedé vápence, dolomitické vápence, 20. šedé pieskovce, piesčité bridlice, tmavé bridlice, miestami sericitické; 21–25. rakovecká séria: 21. kremito-sericitické a sericiticko-chloritické fylity, 22. celistvé jemno-

zrnne dia-bázy, lokálne s diabázovými tufmi a tufitmi, 23. prevažne tufity, v malom zastúpení horniny diabázového charakteru, 24. amfibolity, 25. kremité diority; 26 a — zlom stratenský, b — zlomy lokálneho charakteru; 27. prešmyky a menšie násuny; 28. smery a sklony, 29. lokality skamenelín, 30. výraznejšie pramene.

Geological Map of the Wider Area near the Stratená Fault M. Mahel, 1955.

1. Alluvium; 2. loamy and loamy — siliceous colluvial sediments (deluvia); 3. sandstones, shales — Upper Cretaceous (Paleocene?); 4. Liassic — black shales with dark — coloured limestone intercalations; 5. upper part of the Norian (Rhaetic?) — grey and dark-grey organogenic limestones; 6. Norian (Upper Carnian in places) — white organogenic limestones; 7. Middle Triassic — dark-grey limestones; 8. light-coloured limestones of uncertain position; 9. dolomites — partly Carnian (a) partly Upper Ladinian; 10. Ladinian (including Illyrian places) algal limestones; 11. Upper Anisian — grey to white limestones; 12. Middle Anisian — dark — coloured shales, marlstones, dark-coloured limestone intercalations; 13. Lower Anisian: dolomites — (Hydaspien); 14. Upper Campilian — marly — limestone complex; 15. Seissian — Lower Campilian shale-sandstone complex; 16. — 18. Permian: 16. conglomerates and breccias with quartz porphyry pebbles; 16a. sandstones and quartzites; 17. variegated shales, sandstones, arkoses and greywackes; 18. basal conglomerates and breccias; 19. — 20. Carboniferous: 19. grey limestones, dolomitic limestones; 20. grey sandstones, sandy shales, dark-coloured shales, sericitic in places. 21–25. Rakovec Group: 21. siliceous-sericitic and sericitic-chloritic phyllites; 22. compact, fine-grained diabases, locally with diabase tuffs and tuffites; 23. predominately tuffites, rocks of diabase character in little representation. 24. amphibolites, 25. quartz diorites; 26. a) Stratená — Fault; (b) faults of local character. 27. Upthrusts and smaller thrusts; 28. strike and dip; 29. localities of fossils; 30. important springs.



Príl. 3. Geologická mapa južnej časti Inovca (M. Maheľ 1950).

Vysvetlivky: 1. kryštalínium; 2. spodný trias: kremenové súvrstvie; 3. stredný trias: tmavé vápence; 4. ladin-karn: dolomity; 5. karpatský keuper; 6. karpatský rét; 7. spodný lias: tmavošedé, sčasti kri-noidové vápence; 8. vrchný lias: pestré vápence; 9. neokom: slie-ne a slienité vápen-ce; 10. alb: slieňovce a pieskovce; 11. pliocén. piešťanská formácia; 12. pleistocén: travertíny; x-pieš-anský zlom; y-považský zlom.

Geological Map of the Southern Part of the Inovec (M. Maheľ, 1950).

Explanations: 1. Crystalline; 2. Lower Triassic: quartzite complex; 3. Middle Triassic: dark-coloured limestones; 4. Ladinian-Carnian: dolomites; 5. Carpathian Keuper; 6. Carpathian Rhaetic; 7. Lower Liassic: dark-grey, partly crinoidal limestones; 8. Upper Liassic: variegated limestones; 9. Neocomian: marls and marly limestones; 10. Albian: marlstones and sandstones; 11. Pliocene: Piešťany Formation; 12. Pleistocene: travertines; x - Piešťany Fault; y - Váh Fault.

nych sérií, u krížnanskej jednotky korešpondujú s priebehom mladších zlomov a sú jedným z ukazovateľov toho, že tieto zlomy majú staršie založenie.

2. Zlomy sa široko uplatnili: (a) počas staroalpínskej vrásnivej periódy pri individualizácii tektonických jednotiek vyššieho i nižšieho radu (už aj ako rozhranie sérií odlišných mechanických vlastností); (b) ako disjunkatívne plochy pri násunoch a posunoch tektonických jednotiek a jednotlivých blokov; (c) pri utváraní štruktúrnych foriem hlavne synklinórií a depresíí, v ktorých sa nakopovali presunujúce sa masy; (d) pri dotváraní tektonického štýlu za laramskej fázy a tým pri formovaní priestorov najintenzívnejšej paleogénnej sedimentácie.

V dnešnej stavbe sa staroalpínske zlomy prejavujú na základe štruktúrnych znakov: (a) ako tektonické prešmykové rozhrania kriedových jednotiek; (b) ako rozhrania blokov s odlišným štruktúrnym plánom autochtónnych i príkrových jednotiek, s odlišným počtom prípadne typom štruktúrnych foriem a jednotiek (často jedny jednotky, resp. štruktúry končia na zlome, iné tam začínajú); (c) ako priečne prebiehajúce úzke antiklinály; priečne šošovkové pásma s nezvyklým stykom jednotiek, napr. obalovej s chočskou; (d) zmenou hrúbky a facií synchronných členov.

3. Väčšina základných mladých zlomov má svojho predchodecu v zlomoch staroalpínskych. U mnohých zlomov sa však zmenil aj ich charakter, napr. prešmyky sa zmenili v poklcsy a opačne (charakter sa často menil i v starších vývinových obdobiach), i priestorové postavenie (t. j. niektoré zlomy priečne v pomere ku kriedovým štruktúram stali sa pozdĺžnymi v pomere k štruktúram popaleogénnym). Tektonickým elementom, výraznejšie uplatňujúcim sa až v neogéne, sú predovšetkým zlomy smeru SSV, súbežné s niektorými popaleogénnymi štruktúrnymi formami západnej časti vnútorných Karpát.

Staré založenie väčšiny zlomov vedie k záveru, že *vnútrokarpatská geosynklinála, silne postihnutá týmito zlomami, predstavuje sústavu s hojnosťou blokov malých. Niektoré z nich v starších vývinových štádiách sa uplatnili ako prahy, kordiliery, resp. priehlbiny, a to nielen v smere pozdĺžnom, ale aj priečnom. Ide teda o typ geosynklinály, pripomínajúci archipelág (obr. 1).*

4. Zlomy sú časťou jednotlivých tektonických štýlov, pozdĺžne zlomy ich vedúcim činiteľom. S typom tektonického štýlu — v závislosti na tektonickej zrelosti a prepracovanosti — mení sa i úloha a funkcia zlomov.

U hlbinného tektonického štýlu s alpsky prepracovaným kryštalinikom pozdĺžne zlomy tvoria nielen rozhranie čiastkových jednotiek a šupín, ale podmieňujú i hĺbkové rozloženie mladších členov (vrátane mezozoika). Počet zlomov je priamo úmerný tektonickej prepracovanosti územia; zlomy spravidla sledujú rozhrania horninových komplexov rozdielnej plasticity; majú sklony spravidla 40—50° k JV.

V gemerskom kryštaliniku staroalpínske vrásnenie postihlo epimetamorfované komplexy; pozdĺžne zlomy sú zhruba paralelné s bridličnatosťou S_2 a ich sklony k JV, J a JZ (v závislosti od smeru zlomov, odlišného v jednotlivých častiach poloblúka) sa pohybujú medzi $30-60^\circ$. Sú rozložené pri rozhraní alpínskych megaštruktúr: synklinória severogemeridného a juhogemeridného a antiklinória Volovca. V okrajových častiach mezozoických komplexov podmieňujú šupinovitú stavbu, najčastejšie s väčším sklonom a s vergenciou k vnútrajšku.

V mezozoických komplexoch význačnejšie zlomy sledujú najčastejšie rozhranie komplexov, majúci odlišné mechanické vlastnosti (odlišné faciálne súbory a rozdielna mocnosť). Prešmyky často prechádzajú v násuny a príkrovové plochy. Častá je i genetická návaznosť na regionálne vrásové štruktúry; podmieňuje v takom prípade štýl digitácií. Pri častejších zmenách plasticity komplexov — pozdĺžne zlomy sa podielajú na utváraní štýlu šupinovitého (pri plochejšom uložení komplexov), prípadne šošovkovitého a bradlovitého (pri hlbšom zavrásnení).

Priečne zlomy uplatňujú sa pri vytváraní štruktúrneho plánu: (a) ako plochy posunov (často kombinované s presunmi); (b) ako činitelia pôsobiaci pri utváraní rozdielov v štruktúrnom pláne jednotlivých kryh; (c) ako priečne, úzke i širšie prahy a priekopové priehlbiny, ktoré ovplyvnili rozloženie presunutých mezozoických más.

5. Dnešná stavba vnútorných Karpát sa nám síce javí ako *typicky alpidná s významnou úlohou príkrovov, ktoré sú však naložené a usmernené silne rozbitým podkladom*. Pri premiestňovaní kryh zrejme veľkú úlohu zohrali i posuny, hlavne v hlbších polohách.

6. Nie je akiste náhoda, že väčšina z našich minerálnych prameňov vyviera na zlomoch, ktoré považujeme za zlomy staršieho založenia. Ide zrejme o hlboko siahajúce zlomy, ktorých existencia podmieňuje nevšedné bohatstvo minerálnych vôd Slovenska.

7. *V genetickej súvislosti so zlomami starého založenia rôznych smerov je i poloblúkovitá forma Západných Karpát.*

8. *Množstvo, rozmanitosť zlomov, ich typov a ich úloha vo vývoji a stavbe vnútorných Západných Karpát, ako aj ich diferencované rozmiestnenie podmieňujúce poloblúkovitú stavbu, predstavujú časť špecifických znakov západokarpatského segmentu.*

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska. Praha. — [2] Andrusov D., 1965: Aktuelle Probleme der Karpatentektonik. Zeitschrift d. Deutschen geol. Ges. Bd. 116. — [3] Biely A. — Fusán O., 1965: Beziehung der zentralkarpatischen Decken zu der Čertovice und Lubeník—Margecany Linie. Carpato—Balcan geological Assoc. Reports section of geotect., Sofia. — [4] Bončev E., 1965: Probleme der Lineamenttektonik im östlichen Teil der Balkaninsel. Bull. of the „S. Dimitrov“ Inst. of geology 14. Sofia. — [5] Buday T. — Špička V., 1957: Vliv podloží na stavbu a vývoj mezihorských depresí se zřetelem k poměrům v Podunajské pánvi. SGV, Západné Karpaty, zv. 7. Bratislava. — [6] Buday T. — Dudek A. — Ibrmayer J., 1967: Zpráva o výsledcích geologické interpretace gravimetrické mapy ČSSR v měřítku 1:500 000. Rukopis; Geofond, Praha. — [7] Horusitzky F. 1961: Die triadischen Bildungen Ungarns im Spiegel der Grosstektonik. Annales Inst. geol. Hungarici. Vol. XLIX. fasc. 2. Budapest. — [8] Kapounek J. — Kroll A. — Papp A. — Turnovský K., 1967: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandsokels der Böhmisches Masse. Jahrbuch d. geol. Bundesanstalt, Bd. 110, Wien. — [9] Kőrössi L., 1965: Geologischer Bau der ungarischen Becken. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Bd 116. Hannover. — [10] Kotański Z., 1961: Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchowego w Tatrach. Acta geologica Polonica vol. XI, No 2—3. Warszawa. — [11] Kubíny D., 1962: Geologická pozícia starohorského kryštalinika. Geol. práce, Zošit 62. Bratislava. — [12] Maheľ M., 1957: Die Kerngebirge — ein spezifisches Merkmal der Westkarpaten. Geol. zborník 8. Bratislava. — [13] Maheľ M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geol. práce, Zošit 48. Bratislava. — [14] Maheľ M., 1958: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geol. práce, Zošit 51, Bratislava. — [15] Maheľ M., 1961: Geologická stavba Malých Karpát. Zjazdový sprievodca. Bratislava. — [16] Maheľ M., 1965: Morphotectonic and structural division of West Carpathians. Geol. práce, Zprávy 35. Bratislava. — [17] Maheľ M. & kol., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty 1. Praha. — [18] Marschalko R., 1968: Facies distribution, paleocurrents and paleotectonics of the paleogene Flysch of the Central West Carpathians. Geologický zborník XIX/1. Bratislava. — [19] Marschalko R. — Pulec M., 1967: Sedimentology of the Lunz beds. Geol. sbor. SAV XVIII/2. Bratislava. — [20] Máška M. — Zoubek V. a kol. (in: Buday—Kodym—Maheľ—Máška—Svoboda—Zoubek) 1960. Tektonický vývoj Československa. Praha. — [21] Rozložník L., 1957: Geologické a rudné pomery okolia Dobšinej. Geol. práce, Zprávy 11. Bratislava. — [22] Rozložník L., 1963: The relation between faults and foliation in the shear zone of the Dobšina Vicinity. Geol. práce, Zprávy 28, Bratislava. — [23] Rozložník L., 1967: Fold tectonics of the Štiavnica horst. Geol. práce, Zprávy 44—45, Bratislava. — [24] Snopko L., 1962: Štúdium drobnotektonických prvkov, vzniklých pri metamorfóze paleozoických útvarov v Z časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 61. Bratislava. — [25] Stille H., 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Beihefte zum geol. Jahrbuch. Hannover. — [26] Szalai T., 1956: Tektonisches Schema des vom Donaubogen umfassten Gebietes und der Umgebung von Naszál. Geofizikai közlemények V. Budapest. — [27] Szalai T., 1958: A Kárpátok geotektonikai szintézise. Geofizikai közlemények VII/2. Budapest. — (28) Špička V., 1966: Paleogeografie a tektogeneza Vídeňské panvi a příspěvek k její naftové geologické problematice. Rozpravy ČSAV, roč. 76, seš. 12. Praha. — [29] Zoubek V., 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subtatranské a z on sousedních jižně Podbrezové. Věstník SGÚ, č. 6. Praha.

FAULTS AND THEIR RÔLE IN THE MESOZOIC OF THE INNER CARPATHIANS

The analysis of some faults in the Inner Carpathians makes possible to express several important conclusions:

(1). The West Carpathians are characterized by a great quantity of faults of all fundamental directions (NE, NW, NS, and EW).

(2). All the mentioned fundamental directions were evident in the development of the West Carpathians as early as the older stages of the geosynclinal development and caused great variegatedness with a plenty of lithological-stratigraphical units. The changes of groups and developments and the interruption of facies of adjoining units, mainly in autochthonous groups, correspond to the course of the younger faults and are one of the indicators of the older foundation of these faults.

The faults manifested largely as follows: (a) in the Early Alpine Period in the individualization of the tectonic units of higher and lower order (as the boundary of groups of different mechanical qualities already); (b) As disjunctive planes with thrusting and shifting of the tectonic units and individual blocks; (c) In the formation of structural forms, mainly of synclinoria and depressions, in which the thrusting masses accumulated; (d) In the completion of the tectonic style during the Laramide phase and consequently also in the formation of spaces of the most intense Paleogene sedimentation.

The Early Alpine faults are manifested in the present structure on the basis of structural characters: (a) as tectonic upthrust boundary of the Cretaceous units; (b) as boundaries of blocks with different structural plan of autochthonous and also nappe units with different number or type of structural forms and units (frequently some units or structures end at a fault and others begin); irregularities of linear arrangement in the structure; as transversal narrow anticlines; transversal lenticular zones; uncommon contacts of units that otherwise do not contact, e. g. the Envelope and the Choč—Unit; (c) changes in the thickness of members of the same age.

(3). The most part of the fundamental young faults find their predecessors in the Early Alpine faults. The character of many faults however has changed, e. g. upthrusts into normal faults and vice versa (the character also changed in the older periods of development in many cases) and also the position in space, i. e. some faults, transverse in relation to the Cretaceous structures, became longitudinal in relation to the Post-Paleogene structures. A tectonic element that manifested more distinctly as late as the Neogene are mainly the faults of NNE direction, parallel to some Post—Paleogene structure forms in the western part of the Inner Carpathians.

The old foundation of the most part of faults lead to the conclusion that the Inner-Carpathian geosyncline, heavily affected by the function of faults, represents a type with a plenty of small blocks. Some of them manifested as thresholds or cordilleras in the earlier stages of development. We have there a type of the geosyncline resembling an archipelago.

(4). The faults are a part of the individual tectonic styles, the longitudinal faults their leading factor. With the type of the tectonic style — in dependence on the tectonic mature and reworking — also the rôle and function of the faults is changing.

In the deep tectonic style with the crystalline reworked by the Alpine orogenesis the longitudinal faults not only form the boundary of partial units and slices but also have conditioned the vertical distribution of the younger members (including the Mesozoic).

The abundance of the faults is directly proportional to the tectonic reworking of the territory; the faults usually follow the boundaries of rock complexes of different plasticity; they are usually dipping $40-50^\circ$ to the SE.

In the Gemer crystalline the Early Alpine folding affected the epimetamorphosed complexes, the longitudinal faults are roughly parallel to the schistosity S_2 and are dipping SE, S and SW in dependence on the strike of the faults being different in individual parts of the half-arch and vary within the values $30-60^\circ$. They are situated near the boundary of the Alpine megastructures: the synclinorium (the North-Gemeride and South-Gemeride synclinorium) and the Volovec anticlinorium. In the marginal parts of the Mesozoic complexes they have conditioned a slice structure, mostly with greater dip and inward vergency.

The more important faults in the Mesozoic complexes mostly follow boundaries of complexes of different mechanical qualities (different facial groups of various thickness). The upthrusts frequently pass into overthrusts and nappé planes. Cases of genetic linking to regional folded structures are also abundant; in such a case they have conditioned the contact of digitations. In the case of more frequent changes of the plasticity of complexes the longitudinal faults had a share in the formation of the slice-like (with flatter position of the complexes) or lenticular and klippen-like style (with deeper folding in).

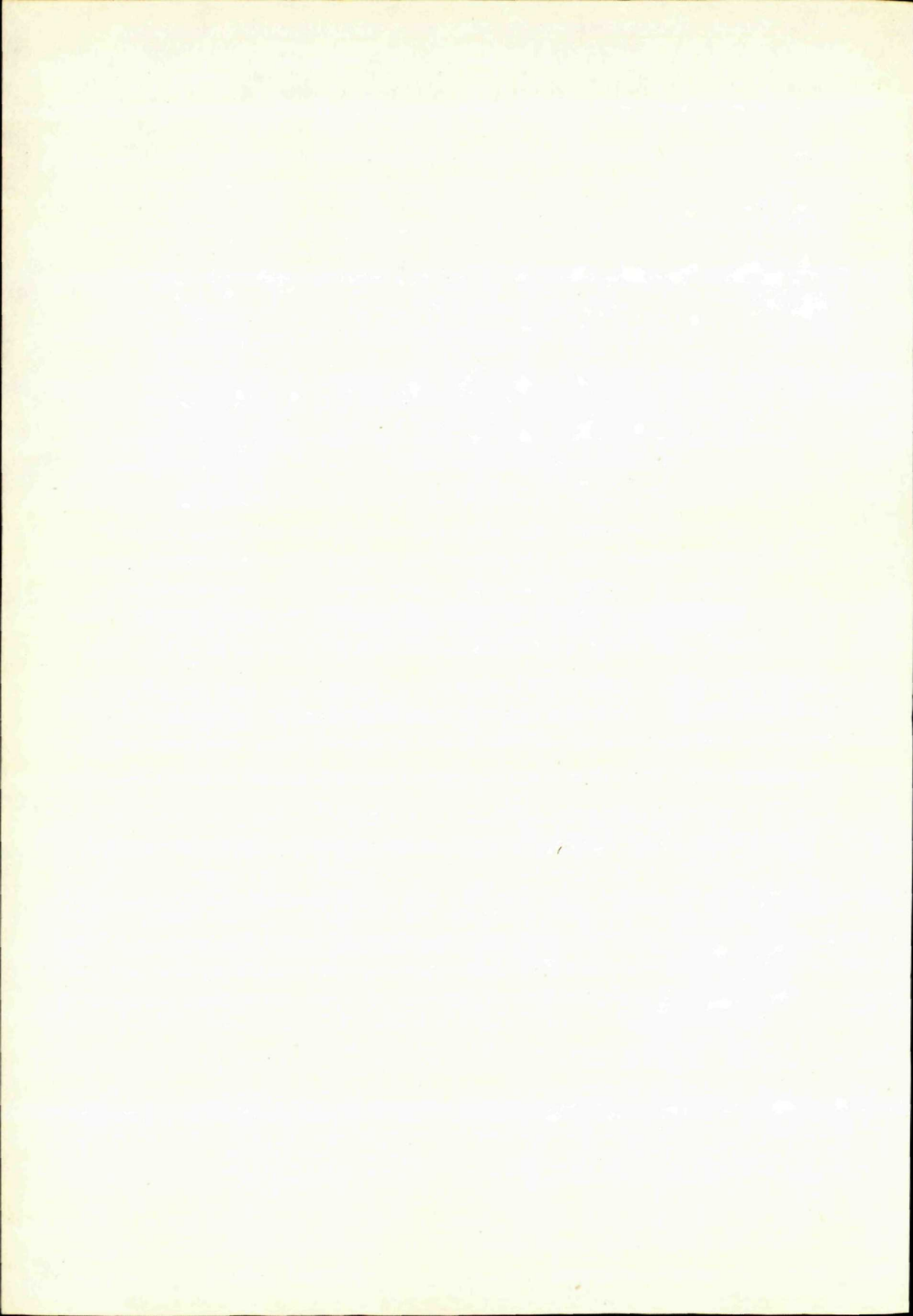
The transverse faults were manifested in the formation of the structural plan either as strike fault planes (frequently combined with overthrusts) or as the factors which acted in the rise of the differences in the structural plan of the individual blocks as transversal, narrow and wider thresholds and grabens which influenced the distribution of the thrust Mesozoic masses.

(5). The present structure of the Inner Carpathians however appears to be a typical Alpine one with a very important rôle of the nappes. Those were however superimposed and directed by a largely broken substratum. In the displacement of blocks the strike faults obviously played an important rôle, mainly in the deeper parts.

(6). It is not by chance that the most part of our mineral springs issue at the faults, we have classified as faults of older foundation. They are evidently deep reaching faults and it is their existence that conditions the uncommon richness of the mineral waters of Slovakia.

(7). The half-arched shape of the West Carpathians is also genetically linked with the faults of old foundation.

(8). The quantity of faults, the diversity of their types and their rôle in the development and structure of the Inner West Carpathians their distribution conditioning the half-arched structure belong among the specific features of the West Carpathian segment.



VLADIMÍR ZOUBEK

K PROBLÉMU KLASIFIKACE ZLOMŮ A JEJICH GRAFICKÉHO ZNÁZORNĚNÍ

Jeden z nejobtížnějších úkolů zhodnocení i grafického znázornění zlomů jsou změny funkce v čase i prostoru, které je možno pozorovat u mnohých z nich.

Změny smyslu pohybů jsou častým zjevem zejména u zlomů radiálních, mohou se však vyskytovat i u zlomů přesmykového charakteru. Morfologickou inverzi lze poměrně snadno zjistit v Českém masivu jakožto oblasti generální elevace, kde mladý sedimentární pokryv je nesouvislý, malého rozsahu a mocností, takže znaky prokazující (relativní) smysl pohybu je zpravidla možno přímo vyčísti z rozšíření jednotlivých strukturních stupňů. Příkladem je chebský prolom s mariánskolázeňským zlomem, kde kra dnes pokleslá, vyznačující se poměrně mocnou neogenní sedimentací a negativním reliefem, jeví ve variském a starším období neklamné známky vzestupu (obnažení hlubinnějších metamorfitů, nedostatek variské molasy). Obdobný úkaz je běžný i v Západních Karpatech: v podloží vkleslin vnitrokarpatkých třetihorních pánví je někdy navrtán krystalinický podklad, zatímco sousední hráštové kry vykazují mohutný vývoj mezozoických sedimentů obalu i příkrovů. Tím je zároveň prokázáno, že dnes pokleslá kra příkopů vykazovala v takových případech opačný, vzestupný pohyb ještě v pokřídovém období. K zjištění a vymezení takových oscilujících ker je tedy v karpatském případě většinou třeba vyhodnocení vrtného a geofyzikálního materiálu; povrchová zjištění nestačí.

Změny smyslu pohybu v prostoru jsou méně časté a v podrobnostech obtížněji řešitelné. Příkladem je muráňsko-divínská linie. V sv. úseku se projevuje v pokřídovém, pravděpodobně laramijském období severní, — muráňská kra nejprve jako subsidenční, jižní kra — kohútská jako elevační. Recentní topografie ve východním úseku muráňsko-divínské linie nasvědčuje subsidenčním

pohybům jižní kry v nejmladším období, tedy pohybům opačného smyslu než ukazují laramijský plán. Podobně i složení krystalinického soklu nasvědčuje elevační povaze severní, kralovoholské kry, subsidenční povaze kry jižní (kohútské), jak v období pohybů povariských resp. posthumně variských, tak v období prevariském: první skutečnost je doložena rozsáhlým obnažením variských granitoidů ve kře kralovoholské, druhá — uchováním mělké krystalinické zony v kohútské kře.

V západním, divínském úseku je mladovariský resp. povariský sedimentární pokryv zachován naopak na jižní kře, zatímco kra severní se jeví výrazně jako elevační jak geologickým složením (jsou obnaženy granity), tak geomorfologickým charakterem. Časové určení subsidenčního pohybu jižní kry je tu ztíženo datováním tuhárské série, jejíž stratigrafická paralelizace stále ještě není opřena zcela spolehlivými, nespornými důkazy. A tak jen s určitou pravděpodobností dospíváme k závěru, že zachování sedimentárního obalu na krystalinickém soklu jižní kry je tu výsledkem kombinovaného účinku její slabší laramijské elevace a intenzivnější neogenní subsidence.

Grafické znázornění opakovaných pohybů nebude technicky proveditelné kladením příslušných barevných linií vedle sebe; potřebné absolutní přesnosti nelze na dnes používaných tiskařských strojích docílit, nehledě k tomu, že snížení přesnosti lokalizace s takovým způsobem nevyhnutelně spojené odporuje základním kartografickým zásadám. Bude tedy třeba vyjádřit v barvě zlomové linie pouze pohyb nejvýraznější, a ostatní pohyby vyjádřit jiným způsobem.

K námětu vyjádřit jednotlivé základní směry tektonických linií geografickým názvem připomínám: je třeba vzít v úvahu, že zlomové systémy severovýchodní, severozápadní i severojižní jsou zjevy daleko většího významu a rozšíření než je karpatská oblast; jsou to zjevy obecně planetární (rozsáhlé literární údaje o tom shrnula v rešeršní práci N. Štovičková). Pro takové měřítko jsou ovšem úzce lokální názvy (např. směr malokarpatský a pod.) nevhodné. Jsou příliš úzce lokální i pro daný úkol týkající se karpatsko-balkánské soustavy. Z tohoto posledního hlediska by snad bylo únosné nejvýše pojmenování podle základních karpatských úseků (např. západokarpatský, východokarpatský . . .), nepokládám to však za naléhavé.

Vedle poruch projevujících se výraznými dislokačními liniemi existují i poruchy odvoditelné z celkové geologické situace, pro něž však příslušná zlomová linie (zlomová zóna) není posud známa. Tak např. tisícimetrová močnost verrukana omezená na úzký pruh v horehronském synklinoriu sousedící bezprostředně s hrástovými krami, které byly v permském období oblastmi odnosu, prokazuje existenci příkopu „Iubietovského prolomu“; s ním souvisí i intenzivní permský vulkanismus, jehož přírodní kanály zřejmě použily hluboko založených zlomových puklin. Výchoz zlomové linie omezující na jihu

tento príkop musí probíhat někde uvnitř krystalinika Tubietovského antiklinoria, přibližně paralelně s jižním ohraničením Tubietovského permu, není však posud zjištěn.

VLADIMÍR ZOUBEK

ZUM PROBLEM DER KLASSIFIKATION DER BRÜCHE UND DEREN GRAPHISCHEN DARSTELLUNG

Die graphische Darstellung der wiederholten Bewegungen ist durch das Zeichnen der entsprechenden Farblinien technisch unüberwindlich; er wird empfohlen

Zu den schwierigsten Aufgaben im Zusammenhang mit der Klassifikation und graphischen Darstellung der Brüche gehört die Darstellung der Veränderungen ihrer Funktion in Zeit und Raum.

Die Änderung des Sinnes der Bewegungen gehört zu den öfteren Erscheinungen besonders bei den Radialbrüchen, kann aber auch bei Überschiebungslinien vorkommen: Eine morphologische Inversion kann man ziemlich leicht in der Böhmisches Masse (als einem Gebiet der generellen Elevation) feststellen, da die junge Sedimentdecke oft nicht zusammenhängend, von kleineren Ausmassen und Mächtigkeiten ist; daher kann man die den (relativen) Sinn der Bewegungen nachweisenden Merkmale direkt von der Verbreitung der Strukturstufen ablesen. Ein solches Beispiel liefert uns der *Cheb-Durchbruch* (mit der Mariánské Lázně-Störung, wo die heutige abgesunkene Scholle mit einer ziemlich mächtigen Neogenfüllung und mit negativem Relief) in der variszischen und älteren Entwicklungsetappe die Anzeichen einer Emporhebung aufweist (Entblösung der tieferen metamorphen Zonen, Mangel an variszischer Molasse).

Eine ähnliche Erscheinung findet sich auch in den Westkarpaten: Im Untergrund der Versenkungen der innerkarpatischen Neogenbecken wird manchmal in den Bohrungen das Kristallinsubstrat erreicht, während in anliegenden Horstschollen eine mächtige Entwicklung der mesozoischen Sedimente (Hülle, oder auch Decken) vorhanden ist. Dadurch ist es gleichzeitig bewiesen, dass die heutige Versenkungsscholle in solchen Fällen eine entgegengesetzte + emporhebende Bewegung noch in der Nachkreidezeit durchgemacht haben muss. Solche oscilierenden Schollen können also in den Westkarpaten meistens nur mit Hilfe der Bohrungen und geophysikalischen Untersuchungen festgestellt und begrenzt werden.

Die Änderungen der Tendenz (des Sinnes) der Bewegungen, die an derselben Bruchfläche erfolgt haben, sind viel seltener. Als ein Beispiel kann die *Muráň-Divín-Linie* genannt werden. Im nordöstlichen Abschnitt erweist sich in der nachkretazischen, wahrscheinlich in der laramischen Etappe die nördliche - Muráň - Scholle vorerst als Subsidenzgebiet, die südliche - Kohút - Scholle als Elevation. Das rezente topographische Bild im östlichen Abschnitt der Muráň-Divín-Linie weist auf subsidente Bewegungen der Südscholle in der jüngsten Zeit hin - also Bewegungen mit entgegengesetztem Sinn gegenüber dem laramischen Plan. Auch die Zusammensetzung des Kristallinsockels deutet auf einen Elevationscharakter der nördlichen - Králová hora - Scholle, und auf einen subsidenten Charakter der südlichen (Kohút-) Scholle hin, und zwar sowohl zur Zeit der nachvariszischen, bzw. posthum variszischen, wie auch der praevariszischen Bewegungen: die erstere Behauptung ist durch eine umfangreiche Entblösung der variszischen Granitoide in der Králová hora-Scholle, die zweite durch das Erhalten des aufliegenden kristallinen Mantels belegt.

In dem westlichen, *Divín*—*Abschnitt* ist hingegen die jungvariszische, bzw. nachvariszische Sedimentdecke in der südlichen Scholle erhalten geblieben, während die nördliche Scholle einen eindeutigen Elevationscharakter — sowohl geologisch (Granite sind entblöst), als auch geomorphologisch — trägt. Die Zeitbestimmung der Subsidenz der südlichen Scholle ist durch die Datierung der Tuhár—Serie erschwert, deren stratigraphische Einstufung noch immer nicht ganz verlässlich und eindeutig belegt ist. Deshalb gelangen wir nur mit bestimmter Wahrscheinlichkeit zur Schlussfolgerung, dass das Erhalten der Sedimenthülle auf dem Kristallinsockel der südlichen Scholle als Ergebnis des kombinierten Einwirkens deren schwächeren Iaramischen Aufhebung und der intensiveren neogenen Absenkung sein kann.

Die graphische Darstellung der wiederholten Bewegungen ist durch das Nebeneinanderzeichnen der entsprechenden Farblinien technisch undurchführbar; es wird empfohlen durch Farbe das Alter der Hauptbewegungen auszudrücken und für die Darstellung der übrigen Bewegungen eine andere Art zu wählen (z. B. die Lettersymbole).

Einige Karpatengeologen haben vorgeschlagen, einzelne Grundrichtungen der tektonischen Linien mit Hilfe der geographischen Lokalnamen zu bezeichnen. Man muss jedoch berücksichtigen, dass die nordöstlichen und nord-südlichen Bruchsysteme durch ihre Verbreitung und Bedeutung weit über die Grenzen des karpatischen Raumes reichen. So erscheinen die lokalen Bezeichnungen (z. B. die kleinkarpatische Richtung u. ä.) sogar für das engere Karpaten-Balkansystem als nicht geeignet. Für das letztere Bereich wäre vielleicht noch die Benennung nach den karpatischen Hauptabschnitten (z. B. westkarpatisch, ostkarpatisch u. a.) annehmbar.

Neben den Störungen, die sich durch prägnante Dislokationslinien äussern, existieren auch Störungen, die man aus der allgemeinen geologischen Situation ableiten kann, deren entsprechende Bruchlinie (Bruchzone) allerdings noch nicht bekannt ist. So z. B. eine tausend Meter Mächtigkeit des Verrucano, das auf einen schmalen Streifen des Hron-Synklinorium begrenzt ist, setzt die Existenz einer Versenkung des „Lubietová-Grabens“ vor; mit diesem hängt auch ein mächtiger Perm-Vulkanismus zusammen, dessen Auswürflinge die tiefreichenden Brüche als Aufstiegswege benützt haben. Der Aufbiss dieser Bruchlinie, die im Süden den Graben begrenzt, sollte etwa inmitten des Kristallins des Lubietová-Antiklinoriums, beinahe parallel mit der südlichen Begrenzung des Lubietová-Perms verlaufen; bisher wurde sie allerdings nicht festgestellt.

*Tschechoslowakische Akademie der
Wissenschaften —
Geologische Anstalt, Praha*

LADISLAV ROZLOŽNÍK

K PROBLEMATIKE ŠTÚDIA ZLOMOV

V poslednom období dostáva sa do popredia záujmov zlomová tektonika nielen u nás, ale i na celom svete, vrátane krajín s vyspelou tradíciou v tomto odbore. Výsledky výskumov v posledných desaťročiach zásadne zmenili pohľad na význam zlomov v orogénoch — zrodilo sa nové odvetvie štruktúrnej geológie, odvetvie o hlbinných zlomoch či *lineamentoch*, ktorým sa pripisuje dirigujúca úloha pri lokalizácii a usmernení orogénnych, magmatogénnych a metalogenetických zón, kontúr kontinentov a oceánov a pod. Podrobná analýza kinematiky a dynamiky vývoja zlomových systémov v poslednom období viedla aj k zmene pohľadu na úlohu posunov; kým skôr sa považovali za podradnejšieho dotvárajúceho činiteľa stavby vrásových pohorí, dnes na rade príkladov poznávame ich významnú, ba až dominantnú úlohu najmä pokiaľ ide o ohyby orogénnych pásiem. Získali sa však aj poznatky o podmienkach vzniku zlomov vôbec a o ich časovom a priestorovom vzťahu k ostatným tektonickým prvkom, vrásam, puklinám atď. Tie si vynucujú revíziu interpretácie štruktúrnych plánov mnohých tzv. klasických území, ktoré slúžia ako modely pri štúdiu zlomovej tektoniky.

Pri analýze zlomovej tektoniky na území Západných Karpát popri javoch špecifických pre naše územia narazíme aj na problémy spoločné pre celú súčasnú svetovú zlomovú tektoniku; na niektoré z nich poukážeme nižšie.

Ako je známe, stavba toho-ktorého územia je daná o. i. pre ňu špecifickým *štruktúrnym plánom*, vyjadreným súborom trvalých deformácií, či inventárom tektonických prvkov, vrátane zlomov. Pri analýze štruktúrneho plánu si pomáhamo tak, že si ju rozložíme na tri čiastkové úlohy: začíname zostrojením tzv. štruktúrneho statického plánu, po ktorom nasleduje kinematický plán a nakoniec dynamický plán.

Zostrojenie *statickej časti štruktúrneho plánu* vychádza z terénneho výskumu a spočíva v zbieraní, registrácii, vymedzovaní a popisovaní tektonických prvkov, v našom prípade zlomov, ako aj ich triedení a rôznom geometrickom konštruovaní takých zlomov, ktoré v teréne nemožno bezprostredne pozorovať. Súčasťou statického plánu je aj skúmanie vzájomných priestorovo-symetrických vzťahov medzi jednotlivými tektonickými prvkami (vzájomný vzťah zlomov, ich vzťah k vrásam, puklinám a pod.).

Kinematický plán zobrazuje pohyby pri tvorbe zlomu, ich smer a veľkosť. Rekonštruujú sa čiastkové stavy v priebehu jednotlivých etáp pohybov od dnešného až po stav pôvodný. *Dynamický plán* vyjadruje veľkosť a smer pôsobenia síl v danom komplexe, ktoré sa podieľali na formovaní štruktúrneho plánu. Kým teda kinematický plán odpovedá na otázku ako zlom, či sústava zlomov vznikli, dynamický plán interpretuje zložitejší problém: prečo daný tektonický systém vznikol.

Statický plán zlomov

Zostrojenie statického štruktúrneho plánu je predovšetkým otázkou preukázateľnosti zlomov. Poznáme niekoľko skupín príznakov, ktorými sa zlomy prezradzajú: napr. príznaky štruktúrne, geofyzikálne, geomorfologické, sedimentačné a magmaticko-metalogénne.

Pravda, kým v jednom prípade určitý príznak je dosť spoľahlivým kritériom pre preukázanie zlomov, v inom môže viesť k omylu. Napr. náhla horizontálna a vertikálna zmena petrografickej či litostratigrafickej povahy komplexov je takýmto bežným kritériom. V rade prípadov však sú tieto kontrasty vyvolané primárnymi procesmi, resp. magmatickou diferenciáciou, alebo stratigrafickou diskordanciou. Z toho plynie, že štruktúrna analýza, ak sa neopiera o poznanie stratigrafického vývoja územia, môže viesť aj k nesprávnym záverom. Ak nejde o primárne príčiny, potom kontrasty a tzv. tektonická amputácia starších štruktúr, resp. skokovité zmeny v pláne izočiar zrkadlových plôch vrás sú významným príznakom existencie zlomov. Treba však poznamenať, že nie každý zlom je doprevádzaný zblížením kedysi vzdialených jednotiek, resp. dislokáciou jednotiek kedysi blízkych. Medzi zlomy geneticky patria totiž aj poruchy, pozdĺž ktorých k pohybov nedošlo, ani nemohlo dôjsť, napr. rozsadliny, švy, vzniknuté ťahovými napätiami. Rozsadliny sa často prezradzajú horninovou, alebo rudno-minerálnou výplňou. Bezpochyby medzi najspoľahlivejšie kritériá patria odkryvy s viditeľnými štruktúrnymi znakmi (brekcie, mylonity). Existuje celý rad kritérií o hodnovernosti tohto ktorého príznaku. Medzi nie vždy jednoznačné príznaky patria i niektoré morfológické znaky, ako riečna sieť, kontrasty reliéfu a pod. Mnohé zlomy sa na povrchu vôbec neprejavujú, lebo sú zakryté pokryvnými útvarmi. Takéto

zlomy sa potom identifikujú nepriamymi metódami; často patria sem hlbinné zlomy — *lineamenty*.

Lineamenty, podľa Chaina (1964), bývajú na rozdiel od bežných zlomov značne dlhé, hlbokého založenia s dlhodobým, mnohofázovým vývojom. Pokiaľ vôbec na dnešný povrch vystupujú, prezrádzajú sa zónami intenzívneho vrásnenia a dynamometamorfózy, kontrastmi tektonických štýlov, pruhmi magmatických hornín, z ktorých najmä bázické a ultrabázické aj geofyzikálne sú sledovateľné. Z ďalších povrchových príznakov treba spomenúť metalogenetické pruhy, sedimentačné príznaky (ako náhle zmeny mocnosti toho istého útvaru, či oddelenia na jednej a druhej strane, prudké litofaciálne rozdiely, koralové útesy a pod.), ako aj už spomínané príznaky geomorfologické a geofyzikálne (zhustenie izanomálií, prudké prechody pozitívnych anomálií do negatívnych); dôležitými „súputníkmi“ dnes žijúcich hlbinných zlomov sú zemetrasné ohniská zoradené do línií.

Kritériá preukázateľnosti zlomov, resp. ich overenia, charakteristické dáta o zlomoch (rozmery, geometrické, morfologické a iné) sú tak samozrejmé, že sa o nich nebudem podrobnejšie zmieňovať. Nebude ale na škodu pripomenúť, že stupeň overenia zlomu (t. j. precíznosť a kompletnosť dát o zlomoch a ich systémoch a tým aj precíznosť a kompletnosť statického plánu) je základnou podmienkou serióznej štruktúrnej analýzy.

Stupeň preukázateľnosti zlomu bude podľa lokálnych podmienok odkrytia z prípadu na prípad rôzny. Ideálne sú pre tieto účely ložiskové rajóny, kde vďaka početným prieskumným a ťažobným prácam možno získať naozaj kompletné dáta o danom zlome. Ide však o to, aby sme aj v iných podmienkach dané možnosti plne využili a získané údaje triedili a hodnotili podľa ich hodnovernosti. Pritom údaje, týkajúce sa bezprostredne zlomov, treba doplniť dátami o ich vzťahu k ostatným štruktúrnym prvkom územia. Pri vypracovaní statického štruktúrneho plánu nejde natoľko o skúmanie vzťahov genetických, ako priestorových a symetrológických. Pri riešení týchto úloh používame konštrukčné a štatistické operácie, diagramy ružicové, stereografické-bodové a kontúrové. Významnú úlohu môžu pritom zohrať aj drobno a petroštruktúrne metódy — porovnanie drobnoštruktúrnych plánov s megaštruktúrnymi, medzi ktorými sú rozdiely nielen kvantitatívne, ale aj kvalitatívne. Ako to zdôrazňuje Wagenbreth (1963), každý tektonický prvok dokumentuje stav napätia a charakter pohybu len v bezprostrednom priestore jeho vystupovania, a preto petroštruktúrna i drobnoštruktúrna analýza majú svoje obmedzené pole pôsobnosti; ich výsledky majú tiež iba obmedzenú platnosť.

Kinematický plán zlomov

umožňuje nám objasniť vývoj zlomu. Predpokladom je tu znalosť pohybu pozdĺž dislokačnej plochy, t. j. smeru, zmyslu a veľkosti pohybu. Zisťovanie príslušných podkladov spadá do terénnych registračných etáp.

Najspolahlivejšie pritom je bezpochyby *kritérium oporných horizontov* (stratigrafických, alebo petrografických), pomocou ktorých možno často stanoviť nielen smer a zmysel pohybu, ale aj veľkosť amplitúdy. Bežným, ale nie tak spoľahlivým kritériom je ryhovanie na dislokačných plochách, príp. stupňovité útvary (escarpments). Ťažkosti, ktoré môžu vzniknúť pri určovaní smeru a zmyslu pohybu podľa ryhovania, spočívajú v tom, že často na tom istom mieste tektonického zrkadla je niekoľko naložených, navzájom sa líšiacich smerov pohybu, takže často ťažko zistiť hlavný smer premiestnenia.

Inokedy smer ryhovania sa pozdĺž dislokačnej plochy mení a často má krivočiary priebeh. Takéto a podobné zjavy nás upozorňujú na možnosť mnohofázového pohybu na dislokačnej ploche, často s odlišným režimom (t. j. omladzovanie), alebo zložitého krivočiareho pohybu v rámci jedného aktu. Niektoré pozorovania na zlomoch v ruhrskej uhoľnej panve ukázali, že ani amplitúda (t. j. veľkosť) pohybu nemusí byť pozdĺž celej plochy rovnaká. Jej premenlivosť v rámci toho istého zlomu môže byť vyvolaná okrem iného aj zmenou veľkosti sklonu dislokačnej plochy. Mierne sklony mávajú väčšiu amplitúdu ako strmé.

Smer pohybu možno zistiť aj podľa známych vlekov vrstiev pri dislokačnej ploche; v niektorých prípadoch môžu byť nápomocné aj tektonické brekie. Smer, resp. zmysel pohybu slúži ako kľúč k stanoveniu druhu zlomu. Nie menej dôležitá je však *amplitúda*, ktorá spolu s predošlými určuje konečný stav deformácie a tým aj výslednú stavbu, nehovoriac o praktickom význame zistenia týchto kinematických údajov pre vyhľadávanie a prieskum ložísk. Práve preto, problematiku statiky a kinematiky zlomov podrobne rozpracováva práve banská geológia, ktorá disponuje radom metodických postupov pri riešení problému zlomov (geometrické metódy, najmä kótované premietanie, príp. vektorové zobrazenia, metódy analytické, vychádzajúce z trigonometrie); žiaľ, širšej geologickej verejnosti sú tieto metódy pomerne málo známe.

Pri skúmaní režimu pohybov na zlomoch sa s úspechom používajú *štatistické metódy*, využívajúce stereografické projekcie a kruhové diagramy.

Relatívny pohyb, ako sme uviedli, je základom *genetickej klasifikácie* zlomov. Najjednoduchšia je klasifikácia navrhnutá H. Clossom, ktorá sa v určitých modifikáciách používa na celom svete. Okrem tejto jestvuje aj *klasifikácia geometrická*, ktorá vychádza z geometrických tvarových znakov zlomov. Väčšina z nich je veľmi podrobná a precízna, žiaľ aj ťažko zrozumiteľná, preto sa v paxi veľmi neujala. Vlastnú klasifikáciu zlomov na geometrickom pod-

klade nedávno navrhol K. Neset, profesor VŠB v Ostrave. V poslednom období je tendencia upúšťať od klasickej genetickej klasifikácie zlomu v tom zmysle, že dnešná štruktúrna geológia sa už neuspokojuje iba so zaradením zlomu k tomu-ktorému typu podľa charakteristických rysov, ale žiada sa zaradiť ho do štruktúrneho vývoja daného územia. Vychádza sa z poznatkov, že ten istý geometrický aj genetický typ zlomu môže vzniknúť za najrozmanitejších dynamických podmienok, resp. pri rovnakom dynamickom režime (napr. pri stesňovaní) môže súčasne vzniknúť — ako to ukazuje práca Wagenbretha (1963) — prešmyk i pokles. Dnešná štruktúrna geológia skúma teda zlomy podľa ich príslušnosti k tomu-ktorému tektonickému štýlu; preto rozoznávame zlomové systémy podľa toho, či sú alebo nie sú viazané na procesy vrásnenia v užšom slova zmysle. Zvlášť sa vymedzujú zlomy patriace napr. ku koncentrickým, disharmonickým, kupolovitým vrásam a pod.; osobitnú skupinu tvoria hlbinné zlomy, ktorým sa pripisuje po kvantitatívnej i kvalitatívnej stránke osobitné miesto vo vývoji stavby zemskej kôry.

Dynamický plán zlomov

Štruktúrna geológia v oblasti zlomov (a nielen zlomov) vďačí za svoj súčasný pokrok práve značnému rozšíreniu poznatkov o dynamických podmienkach ich vzniku. Vo väčšine prípadov zlomy predstavujú jednoduché *sklzné plochy*, pozdĺž ktorých sa koncentruje značná časť deformácie. Z tejto skutočnosti, ako na to poukazuje Sitter (1956), vyplýva, že medzi zlomom a ostatnými druhmi deformácií nie sú podstatné rozdiely. Medzi puklinou, resp. klivážou a zlomom je iba kvantitatívny rozdiel, aj to iba zdanlivý, lebo suma kĺzavých pohybov po stovkách ba tisícoch blízko seba rozmiestnených sklzných plôch s malou amplitúdou premiestnenia, môže v podstate predstavovať rovnako veľký, ba mnohonásobne väčší pohyb, ako pohyb koncentrovaný na jedinú zlomovú plochu. Treba zdôrazniť, že niet principiálnych genetických rozdielov ani medzi vrásou a zlomom. Aj v prípade vrás ide v podstate o sklzné pohyby, pravda na malú vzdialenosť a po nespočetných plochách, často predurčených vrstevnatosťou. Nejasné je, prečo raz vznikajú pukliny (či kliváž) bez zlomov, inokedy iba vrásy, alebo iba zlomy, a prečo dakedy oboje. Táto skutočnosť len vyzdvihuje potrebu komplexnej tektonickej analýzy pri štúdiu genézy zlomov.

Pre pochopenie mechaniky tvorby zlomov slúžia nám teoretické modely, ktoré vychádzajú z ideálnych podmienok (t. j. deformujúca látka je dokonale jednorodá a izotropná). Novší takýto model Andersona (1951) počíta s tromi hlavnými na seba kolmými osami napätia: (1) os, či smer maximálneho napätia; (2) os, či smer minimálneho napätia; (3) os či smer stredného napätia, ktoré vytvárajú známy trojosový systém. Šmykové napätie koncentruje sa do dvoch plôch, rovnobežných so smerom stredného napätia a rozmiestnených po oboch stranách maximálneho stesňovania, zvierajúc s osou maximálneho napätia uhol 45° . Podľa Andersona ak nejde o oblasť s alpským charak-

terom reliéfu (teda o príkrovy), jedna z hlavných osí je spravidla vertikálna, ostatné dve horizontálne.

Takáto orientácia elipsoidu napätia vedie k trom možným orientáciám napätia: pri poklesoch maximálne napätie je orientované vertikálne. Maximálne stesňovacie napätie, orientované v horizontálnej ploche, vedie k prešmykom a horizontálnym posunom. O tom, či vznikne prešmyk alebo posun, rozhoduje orientácia minimálneho napätia: pri prešmyku je táto vertikálna, pri posune horizontálna. Keďže smer minimálneho napätia u prešmykov je vertikálny, prešmyky by mali teoreticky predstavovať nehlboké zlomy, siahajúce iba do hĺbok, kde váha nadložných hornín je pomerne ešte malá.

Na rozdiel od takejto teoretickej schémy skutočné podmienky vzniku zlomov sú oveľa zložitejšie; sklony zlomov len sčasti odpovedajú teoretickej schéme. Teoretické sklony sú 90° pre posuny, čo väčšinou odpovedá skutočnosti, ale sklony ostatných sa najčastejšie pohybujú okolo 30° a 60° , a nie okolo 45° , ako by sa predpokladalo. Tieto a ďalšie rozdiely sú vyvolané tým, že v teoretickej schéme je zohľadnená iba orientácia napätia, a nie ostatné faktory, ovplyvňujúce reakciu horniny na napätie.

Jedným zo základných faktorov je *anizotropia*. Je zrejmé, že v hornine ovplyvňovanej deformačným napätím, v ktorej jestvujú isté plochy mechanickej a látkovej diskontinuity (vrstevnatosť, kliváž, pukliny, vrásky, zlomy a pod.) napätie sa uplatňuje v prvom rade po týchto schodných plochách; tým dochádza k odklonu od teoretického rozloženia napätia platného pre izotropné prostredie. To prirodzene platí nielen pre stav pred započatím deformácie, ale aj v jej priebehu. Treba si uvedomiť, že deformácia je pohyb v priestore a čase a každý moment vyvoláva novú anizotropiu, ktorá už ovplyvňuje priebeh ďalšieho aktu deformácie.

Druhým závažným faktorom je *pružno-plastický stav deformovaného horninového komplexu, čiže mechanické vlastnosti hornín*. V tomto smere sa najmä vďaka experimentom Griggsa získal hlbší pohľad.

Podľa de Sittera vieme, že hornina pri deformácii môže prechádzať postupne rôznymi fyzikálnymi stavmi, pre ktoré sú charakteristické rôzne formy deformácie:

- (1) — stlačovanie do menšieho objemu je ohraničený proces a nevedie predbežne k deformácii;
 - (2) — pružné tečenie vyvoláva slabé vrásnenie;
 - (3) — pružno-viskózne tečenie spôsobuje ohybové vrásky v dôsledku kĺzavých pohybov pozdĺž vrstevných plôch;
 - (4) — plastické tečenie je spojené s tvorbou kliváže, bridličnatosti; vznikajú strižné vrásky, hornina prekonáva aj rad „vnútorných deformácií“ (deformáciu valúnov, politov, kataklázu až mylonitizáciu);
 - (5) — prúdenie, prúdové vrásky, solné kupoly a štruktúry tečenia sú spojené s prekryštalizáciou, metamorfovaných hornín (u posledných významnú úlohu hrajú aj roztoky a termálne vplyvy).
- Zlomy a podobné deformácie spojené s plošným kĺzaním odrážajú stredný interval medzi odporom a napätím. Tento proces je najviac charakteristický pre stav plastický, ale spolupôsobia tu aj „pružné napätia“.

Vzhľadom na rozličné mechanické vlastnosti hornín pri tom istom namáhaní v krehkých kompetentných horninách (napr. pieskovecoch) vznikajú ohybové vrásky, v menej kompetentných bridliciach kliváž a vo veľmi nekompetentných horninách (napr. v soli) vznikajú štruktúry tečenia — diapírové vrásky. Tieto vzťahy vyjadruje *Sitterov diagram*. Treba podotknúť, že v komplexoch skladajúcich sa z kompetentných i nekompetentných hornín (napr. súvrstvie pieskovecov a ílovcov) dirigujúcim faktorom nie je absolútna medza pružnosti celého komplexu, ale najvyššia medza pružnosti najviac kompetentných hornín.

Okrem teploty a obsahu roztoku, ktoré znižujú odpor horniny voči napätiu, reakciu hornín na tektonické napätia ovplyvňuje aj *rýchlosť gradácie deformačného napätia a doba namáhania*. Ide o známy jav, potvrdený experimentmi: čím je vyššia táto rýchlosť, tým vyššia je medza pružnosti toho istého materiálu a naopak. Relaxácia či ochabnutie spôsobuje, že pomerne krehké horniny (napr. žuly) v priebehu dlhej geologickej doby sa deformujú ako plastické horniny. Ide tu o tzv. *faktor času*, ktorý je najväčšou prekážkou napodobnenia deformačných procesov v zemskej kôre pomocou laboratórnych experimentov.

Priebeh deformačného procesu ovplyvňuje aj *všestranný tlak, vyvolaný hĺbkou uloženia hornín*. Tento všestranný tlak, ako ukázali výsledky experimentov Gougela a Griggsa, silne zvyšuje pružnosť hornín a ich pôsobnosť deformovať sa plastycky.

Problém vplyvu *hydrostatického tlaku* bol skúmaný z rôznych aspektov. Známe sú napr. úvahy Kienowa (1942) o vrásniteľnosti hornín v závislosti na stúpajúcom hydrostatickom tlaku a veľkosti tzv. vrásnivého tlaku.

Vplyv hydrostatického tlaku súvisí aj s problémom *tektonického štýlu*. Pod tektonickým štýlom rozumieme vertikálne členenie horninového komplexu podľa tektonického inventára a stupňa metamorfizmu. Takáto členitosť je vyvolaná nielen narastaním hydrostatického tlaku, ale aj radom ďalších faktorov (zmena látkového zloženia, teplotné pomery a pod.), ktoré vyvolávajú rôzny pohybový režim v jednotlivých zónach. Konečne odlišnosť tektonického štýlu je často vyvolaná aj historicko-geologickým vývojom; hranice tektonických štýlov sú ostré, podmienené stratigrafickou diskordanciou. Nás zaujíma hlavne prvý prípad, t. j. keď k členeniu podľa tektonických štýlov dochádza viac-menej súčasne v priebehu jedného orogénu. Model takéhoto členenia v ideálnejšom prípade môže byť nasledovný:

- (1) — *spodnú stavbu* tvorí katakryštalínium — z tektonického hľadiska ide o tektonoplastické prúdové štruktúry;
- (2) — *strižnú zónu* tvoria bridlice („fylitová zóna“), kde z tektonických prvkov najvýznamnejšie sú bridličnosť, kliváž a zlomy;
- (3) — *vrchná stavba* je charakterizovaná prakticky nemetamorfovanými komplexmi, tvoria sa vrásky o veľkej amplitúde a zlomy.

Pravda, nie je ľahké určiť, či ide o súčasný vznik zón s odlišným štýlom, alebo nie. Tento problém možno objasniť len pomocou rozsiahlych výskumov, opierajúcich sa o zonálnosť litostratigrafického členenia, tektonomagmatického vývoja, metamorfovaného a štruktúrneho vývoja daného územia.

Z hľadiska štruktúrnej geológie ide tu o úlohu podrobnej analýzy tektonického inventára každej zóny a porovnávanie obsahu a symetrie inventárov jednotlivých zón. Tak sme zistili (Rozložník 1963, 1965) napr. v Spišsko-gemerskom rudohorí, že diferencácia medzi vrchnou a spodnou stavbou je výsledkom v podstate iba jedného — alpského orogénu. Aj v územiach, štruktúrne podstatne jednoduchších ako Spišsko-gemerské rudohorie môžu byť vyvinuté dva smerove odlišné vrásové systémy, alebo napr. pukliny nejavia symetriu s vrásami, alebo zlomami. Máme tu do činenia s problémom existencie či neexistencie dvoch či viac štruktúrnych plánov, resp. tiež určenia *časovej následnosti* — fázovitosti nakladania plánov.

Tieto a podobné prípady svojou povahou môžu byť veľmi rôznorodé a podľa toho sa môžu aj interpretovať. Môže ísť o takéto prípady: 1. prípad: dva štruktúrne plány na spôsob $B \perp B'$ alebo $B \wedge B'$ tektoniky v skutočnosti sú výsledkom jedného tektonického, viac-menej časove kontinuálneho procesu s tým, že odlišné štruktúrne smery predstavujú rôznu radovosť, alebo odlišnosť štruktúrnych smerov; napr. priečne vrásnenie je dôsledok už spomínaného narastania anizotropie v priebehu deformačného procesu, čo vyvoláva odlišný dynamicko-kinematický režim a tým aj odlišné formy deformácie na konci procesu oproti začiatku. Teda tu v skutočnosti nejde o dva geneticky a časove rôzne plány, ako sa to na prvý pohľad zdá. 2. prípad — dva plány sú výsledkom toho istého tektonického procesu, ale priebeh bol ovplyvňovaný štruktúrnym plánom podložja, vytvoreným odlišným starším orogénom. Ide tu o kopírovanie, poť. prenášanie vplyvov anizotropie podložja do vyššieho štruktúrneho stupňa. Ide o rôzne vplyvy, napr. o formovanie tvaru bazénov (tvar bazénu mimochodom má veľký vplyv na vytvorenie štruktúrneho plánu), oživenie skrytých elevácií, zlomov a pod. Ovplyvňovanie nadložja zo strany podložja často je skryté. 3. prípad: daný komplex má niekoľko štruktúrnych plánov zdedených priamo od dvoch alebo viacej tektonických pochodov rôzneho charakteru, časove viac, alebo menej vzdialených. Ide o prípady tzv. naložených štruktúrnych plánov. Pritom istá fáza môže byť skrytá, lebo podľa princípu najlepšej schodnosti — využívania staršej anizotropie sa úplne interferovala so starším plánom.

Stanoviť o ktorý prípad v skutočnosti ide, nebýva ľahké. Veľkú pomoc tu štruktúrnej analýze preukazuje stratigrafia a skúmanie hlbinných štruktúr.

Sme si vedomí toho, že tu sme len načrtli niektoré základné problémy, súvisiace s interpretáciou zlomov; išlo nám skôr o to, aby sme poukázali (1) na to,

že bez precízneho overovania, popisu a registrácie zlomov nemožno docieľiť to, o čo štruktúrna geológia usiluje — výklad vývoja štruktúry toho ktorého územia; (2) chceli sme poukázať na to, že ako nijaký tektonický prvok, ani zlomy nemožno študovať nezávisle od ostatných stránok tektonického vývoja, ani izolovane od celkového geologického vývoja; treba si uvedomiť, že diastrofismus je hybnou silou geologického vývoja našej Zeme a preto jeho formy sa odzrkadľujú v celej mnohotvárnosti geologického vývoja; (3) vyzdvihli sme, že ten istý typ zlomu môže vzniknúť za rôznych dynamických sústav a naopak, rôzne dynamické systémy môžu viesť k viac-menej podobným kinematickým modelom; ďalej, že zlom je výsledkom spolupôsobenia početných faktorov, a preto pri analýze zlomov treba sa držať predovšetkým reálnych faktov, a menej teoretických schém; a nakoniec (4) chceli sme poukázať na niektoré smery, ktoré ovládajú súčasnú štruktúrnú geológiu bez toho, žeby sme ich nanucovali; preto sme sa, pokiaľ to bolo možné, vyhýbali aplikáciám v podmienkach karpatskej tektoniky.

*Katedra geológie a mineralógie
Baníckej fakulty VŠT
Košice*

LITERATÚRA

- [1] Anderson E. M., 1951: The dynamics of faulting. Edinburgh. — (2) Ažgirej G. D., 1956: Strukturnaja geologija. Moskva. — (3) Ažgirej G. D., 1960: O nekotorych važnych zakonomernostijach tektonočeskogo strojenija i razvitija zemnoj kory. Izv. An SSSR, ser. geol. N° 8. Moskva. — [4] Belickij A. A., 1952: Klasifikacija tektoničeskich razryvov i geometričeskije metody ich izučeniija. Moskva. — [5] Closs H., 1936: Einführung in die Geologie. Berlin. — [6] Closs E., 1946: Lineation. Geol. Soc. of America 18. New York. — [7] Čebanenko I. I., 1963: Osnovnyje zakonomernosti razlomnoj tektoniky zemnoj kory. Kiev. — [8] Čebanenko I. I., 1964: Problema skladčatych pojasov zemnoj kory. Kiev. — [9] Gončarov M. A., 1963: O svjazi klivaža so skladkovobrazovanijem. Bjull. Mosk. inst. isp. priř., otd. geol. XXXVIII/4, Moskva. — [10] Hills E. Sh., 1953: Outlines of structural geology. London. (Preklad ruský Moskva 1954). — [11] Chain V. E. 1964: Obščaja geotektonika. Moskva. — [12] Kienow S., 1942: Grundzüge einer Theorie der Faltungs- und Schieferungs vorgänge. Fortsch. Geol. Paläont. 14, 46, Berlin. — [13] Maheľ M., 1966: Klasifikácia zlomov v Spišsko-gemerskom rudohorí. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [14] Máška M., 1954: K tektonické analýze krystalinika. Knihovna ÚÚG sv. 27, Praha. — [15] Metz K., 1957: Lehrbuch der tektonischen Geologie. Stuttgart. — [16] Moody J. D. — Hill M. J., 1956: Wrench-fault tectonics; Bull. Geol. Soc. Am. 67 No. 9. (Ruský preklad in Voprosy sovremennoj zarubežnoj geologii, Moskva 1960). [17] — Neset K., 1965: Klasifikace zlomů na podkladě geometrickém. Rudy XIII/9, Praha. — [18] Pavoni N., 1962: Die nordanatolische Horizontalverschiebung. Geologische Rudschau 51/1. — [19] Rozložník L., 1963: The relation between faults and foliation in the „Sheer zone“ of the Dobšina vicinity. Geol. práce, Správy 28, Bratislava.

— [20] Rozložník L., 1965: Analýza štruktúrnó-metalogenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami. SGV — Záp. Karpaty rad ZK — zväzok 4. Bratislava. — [21] Sitter L. U. de., 1956: Structural geology, New York. (Preklad ruský, Moskva 1960) — [22] Sonder K. A., 1956: Mechanik der Erde. Stuttgart. — [23] Veleckij A. C., 1961: Struktury rudnych polej, Leningrad. — [24] Wagenbreth O., 1963: Zerrung und Pressung und ihr Verhältnis zueinander in der garmanotypen Tektonik. Geologie, Jhg. 12, Berlin.]

Práca je rozdelená na štyri časti. Prvá časť (1) sa zaoberá s úlohou tektoniky v geologickej vývoji územia, ktoré bolo predmetom štúdie. Druhá časť (2) sa zaoberá s úlohou tektoniky v geologickej vývoji územia, ktoré bolo predmetom štúdie. Tretia časť (3) sa zaoberá s úlohou tektoniky v geologickej vývoji územia, ktoré bolo predmetom štúdie. Štvrtá časť (4) sa zaoberá s úlohou tektoniky v geologickej vývoji územia, ktoré bolo predmetom štúdie.

Katedra geologie a mineralogie
Banskéj školy VŠT
Košice

LITERATÚRA

- [1] Anderson H. M., 1951: The dynamics of faulting. Edinburgh. — (2) Ägter G. D., 1956: Strukturana geologija. Moskva. — (3) Ägter G. D., 1960: O nekotorych važnych zakonomenostjach tektoničeskogo strojenija i razvijaženija zemnoj kory. Izv. AN SSSR, ser. geol. N. 8, Moskva. — [4] Belickij A. A., 1952: Klassičeskije tektoničeskije razryvy i geometričeskije metody ich izučženija. Moskva. — [5] Closs H., 1936: Einführung in die Geologie. Berlin. — [6] Closs H., 1946: Introduction. Geol. Soc. of America 18, New York. — [7] Čebanenko I. I., 1963: Osnovy zakonomenosti razlomenoj tektoniky zemnoj kory. Kiev. — [8] Čebanenko I. I., 1964: Problema skladačivych pojsov zemnoj kory. Kiev. — [9] Gontšarov M. A., 1963: O svjazi klivača so skladačovopravženijem. Izv. Mosk. univ. ser. fiz.-mat. nauk, 1963, 16, 1. — [10] Hills R. S., 1953: The geology of the British Isles. London. (Preklad ruský Moskva 1954). — [11] Charn V. E., 1964: Obščaja geotektonika. Moskva. — [12] Kienow S., 1942: Grundzüge einer Theorie der Falten- und Scherungsstörungen. Forsch. Geol. Paläont. 14, 46, Berlin. — [13] Mahel M., 1966: Klassifikácia zlomov v špiško-gemerkom rubohor. Rakupis; Geol. Bratislava. — [14] Mäška M., 1954: K tektoničeskej analýze kryštalinika. Krištalin. Úč. sv. 27, Praha. — [15] Metz K., 1957: Lehrbuch der tektonischen Geologie. Stuttgart. — [16] Moody J. D., Hill M. J., 1956: Versuch — führt tektonics. Bull. Geol. Soc. Am. 67 No. 9. (Ruský preklad in Voprosy sovremennoj karbónskoj geologii, Moskva 1960). [17] — Nešet K., 1965: Klassifikácia zlomů na podkladě geomorfologičeskogo. Geol. Praha. — [18] Pavoni N., 1962: Die nordantarktische Horizontalschiebung. Geol. Jahrb. 81, 1. — [19] Rozložník L., 1963: The relation between faults and foliation in the „shear zone“ of the Dobšina vicinity. Geol. práce, Spävy, 28, Bratislava.

DUŠAN KUBÍNÝ

HLBINNÉ ZLOMY Z ÁPADNÝCH KARPÁT

Hlavné intrúzie granitoidných Karpat predchádzajú vo väčšej či menšej miere v strednealpínskom rozpätí vrchov do-
vlny (V. a VI. stupeň). V západných Karpatoch (V. a VI. stupeň) sú zriedka-
vých. Týmto štádiom sa prispôbujú i intrúzie granitoidných.

Západokarpatská horská sústava je v porovnaní s inými horskými sústavami rozmermi nepatrná, no má tým komplikovanejšiu geologickú stavbu a geologickú históriu. Ďalšou jej základnou črtou je značné zakrytie fundamentu terciérnymi a kvartérnymi útvarmi. Keby sme si odmysleli tento mladý krustálny element, obnažila by sa pestrá mozaika tektonického obrazu tejto časti zemskej kôry.

Zlomové štruktúry v Západných Karpatoch sa až do zostavenia generálnych máp študovali dosť nesystematicky, izolovane v jednotlivých útvaroch; svedčí o tom množstvo prác početných autorov (Uhlig, Kettner, Hynie, Andrusov, Matějka, Zoubek, Koutek, Maheľ, Kuthan, Máška, Snopko, Klinec a mnohí ďalší geológovia). V Českom masíve hlbinné tektonické zóny popisala najmä Vondrová (1963), na území Nemecka Kölbl (1954). Z alpských geológov sa touto problematikou zaoberali najmä Kober (1955), Stille (1953), v Maďarsku najmä Vadász (1964), Bendeffy (1966), Szalai (1966), v rumunských Karpatoch Oncescu (1959).

Alpskokarpatská sústava podľa Suessa (1875) bola nasunutá na Mezo-európu. Roth (1960) sa domnieva, že celá západokarpatská sústava sa až počas trefohorných fáz vrásnenia dostala do dnešnej pozície 100 až 140 km dlhým horizontálnym presunom z J na S. Je nepochybné, že tendencia pohybov západokarpatskej sústavy k severu datuje sa výrazne už od saalskej fázy vrásnenia, no rozsah presunu zatiaľ nemožno presne vyznačiť.

Pri rekonštrukcii štruktúry hlbinných zlomov a ich geochronologického začlenenia môžeme vychádzať aj z rozmiestnenia granitoidných masívov, ktoré zrejme použili pri prenikaní do vrchných častí zemskej kôry takéto už existujúce štruktúry. V Západných Karpatoch zrejme to boli hlavne hlbinné

zlomy blízke equatoriálneho smeru, alebo systému. Varísky orogén vo svojich prvých fázach prejavil sa opäť vrásnením, hlavne zvýraznením starších kaledónskych štruktúr, ale aj v stratigraficky vyšších útvaroch (devón — spodný karbón). Vrásové štruktúry majú opäť smer Z—V; smery SV—JZ sú zriedkavejšie. Týmto štruktúram sa prispôbili aj intrúzie granitoidov.

Hlavné intrúzie granitoidných masívov Západných Karpát prebiehali vo varískej epoche, najmä v stratigrafickom rozpätí vrchný devón-perm, t. j. v mladokaledónskej a starovarískej etape (bretónska a sudetská fáza). Do zvrásnených a metamorfovaných sedimentov prenikali intrúzie v podobe jazykovitých alebo rozsiahlych batolitových telies. Intrúzie sa odohrali hlavne vo dvoch fázach — v neskoru syntektonickej až posttektonickej: [staršia a mladšia intruzívna fáza: Kubíny (1954, 1955) pre Veľkú Fatru a Nízke Tatry; Kamenický — Ivanov (1956) pre Malú Fatru], ktoré nie sú zastúpené vo všetkých jadrových pohoriach. Niektoré intruzívne telesá mali tendenciu prenikať od severu na juh. Po utužnutí granitoidných magiem vo varískom období prvýkrát sa uplatnila rozsiahla zlomová tektonika hlbokého založenia (astúrska vrásnivá fáza), kedy vznikli alebo sa regenerovali všetky hlavné zlomy, najmä V—Z alebo VSV—ZJZ. smeru. Tieto zlomy môžeme dnes sledovať vo veporidách a niekde aj v tadridách.

Saalská fáza spôsobila najmarkantnejšie tektonicko-paleografické zmeny v celých mladovarískych Karpatoch. Vznikli poruchové hlbinné sústavy S—J smeru v celej západokarpatskej sústave. Najmohutnejšie sú v centrálno-karpatskej poruchovej zóne (Kubíny 1955—1962), ktorá pokračuje na Budapešť a ďalej na juh (azda až po južný ohyb Dunaja na východ). Tomuto systému línií možno pripísať ohyb Dunaja na S—J smer cez maďarské územie. Ďalšia poruchová zóna (S—J smeru) je východoslovensko-juhokarpatská, ktorá tektonicky ohraničuje východné a južné Karpaty od Západných Karpát. Zlomy tejto zóny zrejme korešpondujú s hlbinnými zlomami vardarskej zóny. Do tejto fázy vrásnenia možno analogicky zaradiť aj vznik inoveckých poruchových sústav na západnom Slovensku a deštrukčnú metamorfózu niektorých častí kryštalinika. Po vzniku mohutných hrastí a priekopových prepادلín v dôsledku nových paleogeografických podmienok došlo k rozsiahlej deltovej sedimentácii verukána, ktorá niekde pozvoľne, inde diskordantne (pfaleká fáza) prešla do geosynklinálnej sedimentácie mezozoickej. Táto už ovplyvnená členitým dnom mora a sedimenty triasu až strednej kriedy majú pestrý litofaciálny vývin jednotlivých sérií, najmä pri výraznom splytčení, resp. prehĺbení morského dna (napr. vo vrchnom triase a v jure).

V *kriede*, najmä vrchnej (vcelku zahrnuté do subhercýnskej fázy vrásnenia; podľa Stilleho 1953) dochádza k najvýraznejším zmenám a vrásnenie má špecifické znaky príkrovového vrásnenia celých Karpát. Zlomová tektonika

prejavila sa intenzívne po vyvrásnení západokarpatských príkrovov, hlavne vo dvoch genetických typoch:

(1) ako *zdedená*, t. j. prenikaním zlomov už existujúcich, do novovytvorenej štruktúry mezozoických príkrovov,

(2) ako *nová*, spojená s priestorovým rozložením a smermi jednotlivých príkrovových štruktúr a pohorí. Vcelku možno konštatovať určité rozmnoženie zlomových štruktúr priečnych i pozdĺžnych.

Po *paleogénnej sedimentácii*, výraznej a mohutnej najmä vo vonkajšom flyšovom pásme, dochádza opäť k intenzívnemu vrásneniu predovšetkým vo flyšovom pásme a k jeho špecifickým prejavom v pásme bradlovom, ktoré bolo spolu so svojím kryštalickým podložím už v subhercýnskej fáze silne postihnuté. Zlomová tektonika sa aj v závere *sávскеj fázy* uplatnila vznikom zlomov, často prešmykového charakteru. Vo vnútornom paleogéne sa prejavila prevažne len miernym zvrásnením paleogénu, ale tým markantnejšie celkovým vertikálnym dvíhaním dnes známych pohorí, pričom vznikali nové zlomy pravdepodobne narastaním nižších zlomových štruktúr.

Neogénne fázy vrásnenia (sávská až atická) sú v Záp. Karpatoch veľmi dobre preštudované (vo východoslovenskej nížine najmä Seneš, Švagrovský a Leško, v juhoslovenskej a podunajskej nížine Buday, Seneš, Ivan, Vass a i.). V tejto epoche ide vcelku o germanotypný charakter vrásnenia, s oživením a narastaním starých zlomov a vznikom nových zlomov. Oživené staré zlomy, najmä S—J smeru vyznačovali sa vznikom veľkých poklesov s rôznou výškou skoku, napr. na východnom okraji Prešovsko-tokajského pohoria, Braniska, Inovca a inde v Západných Karpatoch. Charakteristickou črtou prác z neogénnych útvarov je síce presné stratigrafické členenie jednotlivých zlomov, ale chápané prevažne len z hľadiska mladých útvarov. Tak sa mohlo stať, že výrazné a mohutné zlomy, ako napr. hornádsky (Andrusovov hornádsko-torýsky) niektorí autori stanovili ako burdigalský.

V neogéne boli zvýraznené aj niektoré hrasti (napr. zemplínska na východnom Slovensku, pri Leviciach na južnom Slovensku), pri ktorých elevácie sú obmedzené zlomami a niektoré ich časti sú skryté pod mladými sedimentmi. Intenzívna tektonická činnosť ovplyvňovala sedimentačné pomery neogénu a podmienila rozsiahlu vulkanickú činnosť, dokumentovanú vulkanickými pohoriami Záp. Karpát.

Priebeh hlbinných poruchových zón môžeme konštatovať aj podľa výskytov termálnych a mineralizovaných vôd, hydrotermálnych ložísk (napr. ložíská v Kremnicko-štiavnickom vulkanickom pohorí, v okolí Starých Hôr a Španej Doliny a i.).

V Západných Karpatoch poznáme *tri systémy hlbinných zlomov*: odersko-dunajský SZ smeru; slovensko-moravský SV smeru; centrálnokarpatský

S—J smeru. Križovaním týchto troch hlavných systémov hlbinných zlomov vytvárajú sa tektonické uzly. Najvýznamnejší je „ostravsko-krakowský“, na ktorom sa križuje systém odersko-dunajský a slovensko-moravský. Ide o tzv. *peripieninský lineament*. Ďalej tektonický uzol komárňanský, kde sa križuje systém hlbinných zlomov, predstavujúcich pravdepodobne pokračovanie labského lineamentu do územia Karpát, a hlbinné poruchy, ktoré majú svoj obraz v tektonickom ohraničení pohoria Inoveca; ďalej tektonický uzol budapeštiensky, na ktorom križujú hlbinné zlomy všetkých troch systémov (t. j. zlomov centrálnokarpatskej poruchovej zóny, lineamentov darno línie a balatonsko-volžskej línie a systému zlomov, odpovedajúcich labskému lineamentu). V komárňanskom tektonickom uzle je zastúpený aj systém zlomov moravsko-slovenského smeru, reprezentovaný na maďarskom území rábskou líniou, ktorá má v Karpatoch pokračovanie v muránskej línii, na južnom Slovensku pri krytej vulkanickými a mladými sedimentárnymi horninami. Ďalší tektonický uzol väčšieho významu je košický, u ktorého dochádza ku križovaniu troch systémov hlbinných zlomov: hornádskeho, východoslovensko-juhokarpatskej tektonickej zóny, systému hlbinného zlomu darno línie a systému zlomov odersko-dunajského smeru. Na území Záp. Karpát je ešte celý rad menej významných tektonických uzlov hlbinných zlomov (napr. levočský), ktoré tu nespomínam. Uvedené tektonické uzly sú výraznými seizmickými oblasťami.

Doteraz neobjasnené postavenie má východoslovensko-juhokarpatská poruchová zóna S—J smeru, tvoriaca tektonické rozhranie Záp. Karpát a alpsko-dinárskej sústavy od východných a južných Karpát, macedónskeho a rodopského masívu. Na území Slovenska ju reprezentuje hornádska poruchová sústava, ktorá zrejme pokračuje vo východnej časti Veľkej maďarskej nížiny; jej zlomy naväzujú najmä v starších geologických jednotkách na hlbinné zlomy vardarskej zóny. Zemstrasenie v Skoplii vzniklo na križovaní tejto tektonickej zóny s hlbinnými zlomami vnútornej dinárskej sinklinálnej zóny.

Túto problematiku čiastočne rieši Bendeffy (1966), podľa ktorého povodím rieky Tisy prebieha tiská línia (lineament). Bendeffyho hlbinný zlom, ktorý by mohol odpovedať priebehu hornádskeho zlomového systému, nikde sa nepovažuje za súčasť tiského lineamentu, ktorý sa podľa autora napojuje v povodí Bodrogu k balatonsko-volžskej línii (lineamentu). Szalai (1966) ukončuje hornádskeho zlomový systém na priebehu balatonského lineamentu rovnako ako darno líniu hlbinného zlomu, ktorému, na Slovensku odpovedá, hlbinný zlom prechádzajúci cez Moldavu n/Bodvou, Košice, Mošník a ďalej na SV.

Z hľadiska objasnenia západokarpatských hlbinných zlomov má veľký význam existencia rábskeho hlbinného zlomu, ktorý prechádza údolím rieky Ráby v Maďarsku (Bendeffy 1966). Tento hlbinný zlom nekončí na Dunaji a zrejme prechádza na Slovensko; pravdepodobne má pokračovanie v muránskej

skom hlbinnom zlome veporidného systému. Keďže ide o jeden hlbinný zlom, môže sa označiť ako muránsko-rábsky hlbinný zlom (lineament).

Hlbinné zlomy odersko-dunajského smeru vytvárajú súvislý pás sústav hlbinných zlomov SZ—JV smeru. Keďže prebieha stredom Európy, možno ho označiť ako *stredoeurópsky mobilný pás*, podobný ako bol popísaný sovietskymi autormi v Ázii, ktorý má s ázijským spojenie hlbinnými zlomami skifskej, čiernomorskej zóny.

Ako z uvedeného vidieť, hlbinné zlomy, ich sústavy a zóny hlavne troch smerových systémov majú v západokarpatskej horskej sústave významné postavenie a funkciu, ktorá ovplyvnila vývoj nielen Karpát, ale celej alpsko-karpatskej sústavy a ďalších platforemných celkov Európy.

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska. Praha — [2] Bendeffy L., 1966: Contributions to the knowledge of the crustal structure of the Hungarian basin. Acta Geologica Hung. Budapest. — [3] Kamenický L. — Ivanov M., 1956: Poznámky ku geologii a petrografii kryštalinika Malej Fatry, Geol. práce Správy 9, Bratislava. — [4] Kober L., 1955: Bau u. Entstehung der Alpen. Wien. — [8] Kölbl H., 1954: H., 1954: Grosse Seitenverschiebungen und ihre lagerstättenkundliche Bedeutung. Geologie 3, Berlin. — [6] Kubíny D., 1955: Predbežné pojednanie o tektonickom postavení revucko-starohorského zlomového pásma v západokarpatskej zlomovej sústave. (rukopis). — [7] Kubíny D. 1958: Predbežné výsledky z geologického mapovania nízkotatranského granitoidného masívu. GP, Správy 14. — [8] Kubíny D., 1962: Geologická pozícia starohorského kryštalinika Geologické práce, zôšit 62. — [9] Oncescu N. 1959: Geologia Republicii Populare Romine. Bucuresti. — [11] Suess E., 1875: Die Entstehung der Alpen. Wien. — [10] Roth Z., 1960: Vztah sedimentačného priestoru flyšového pásma v severozápadní časti šs. Karpat k Českému masívu. Věstník ÚÚG 35, Praha. — [12] Stille H., 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Beihefte zum Geol. Jahrb. 8. — [13] Szalai T., 1966: Aufbau und Tektonik des Ostalpin und Karpatenblockes. Acta Geologica Hung. 10. Budapest. — [14] Vadász E., 1960: Geológia Madarska, Budapešť. — [15] Vondrová N., 1963: Hlbinné tektonické zóny v Českém masívu a jejich význam pro metalogenezi. Geol. průzkum, 6. —

DUŠAN KUBÍNY

DIE TIEF ANGELEGTEN BRÜCHE DER WESTKARPATEN

Die tief angelegten Brüche, deren Systeme und Zonen spielten in der Entwicklung des westkarpatischen Gebirgsmassivs eine erstrangige Rolle. Ihnen entlang haben die variscischen und alpidischen Granitoidenintrusionen in die Hangendschichten vorgedrungen. (Das gilt auch für den Jungvulkanismus.) Die tief angelegten Brüche haben auch bei der deckenartigen Verfaltung des westkarpatischen Systems mitgewirkt und beeinflussten die Formierung breiterer Gebiete Europas.

Während der orogenetischen Prozesse *vor der Saale-Phase* bildeten sich die *nordöstlich* und *nordwestlich* gerichteten Brüche und *der nahe äquatorialen Richtung*. In der *Saale-Phase* haben sich Tiefbruchsysteme und Zonen *der nahe meridionalen Richtung* gebildet. In den späteren Phasen entstanden keine neuen Systeme der tief angelegten Brüche, es haben sich lediglich die bereits existierenden Systeme einigemal erneuert. In der *Saale-Phase* wurde der variscische Bau der Westkarpaten durch die Tiefbrüche stark zergliedert und mehrere so entstandenen Blöcke bereits in dieser Phase verschoben (Block von Inovec, Žiar, des Lubochňa-Massivs, Branisko u. a.). Es haben sich zwei wesentliche Zonen der tief angelegten Brüche formiert:

- (a) *die zentralkarpatische Zone*, und
- (b) *die ostslowakisch-südkarpatische Zone*.

Zwischen der *Saale-Phase* und den nachfolgenden Bewegungen in der *Kreide-Zeit* dienten die Tiefbrüche als „Vermittler“ der schwankenden Bewegungen des Geosynklinealuntergrundes. Später in der Mittel- und Oberkreidezeit aktivierten sich stark die Tiefbrüche während der komplizierten Faltungsbewegungen des ganzen westkarpatischen Systems. Einige Blöcke wurden entlang der existierenden Tiefstörungen bis zum Aussenrand verschoben (im allgemeinen die Endformierung des Karpatenbogens, Bildung der Sigmoidalbiegungen der Klippenzone als Folge der Blockverschiebungen, die Entstehung des Veporiden- und Gemeriden-Bogens u. a.).

In der *tertiären Faltungsphase* wurden die Tiefbrüche wiederum aktiviert und ihr Einfluss erreichte eine breitere stratigraphische Reichweite. Es kam zur jungvulkanischen Tätigkeit, zu Horstbildungen, Vertiefungen, Verschiebungen und Überschiebungen und jüngeren seismischen Erschütterungen.

SNOPKO—REICHWALDER—IVANIČKA—LAMOŠ

ZLOMOVÁ TEKTONIKA V PALEOZOIKU SPIŠSKO—GEMERSKÉHO RUDOHORIA

Jednou z úloh, ktoré sa sledovali pri geologickom mapovaní paleozoických útvarov, bolo i sledovanie rôznych dislokácií, narušujúcich geologickú stavbu a priebeh vrstiev, prípadne iné štruktúrne znaky. Pri povrchovom mapovaní paleozoických útvarov sa dislokácie dajú v Spišsko-gemerskom rudohorí pozorovať len v obmedzenej miere. Vyplýva to zo stupňa preskúmanosti i z litologickej a petrografickej charakteristiky územia. V monotónnych súvrstviach je takéto štúdium sťažené, zlomy tu nie sú výraznejšie. Preto sa môže stať, že určitá zlomová línia, prípadne komplikovaná geologická situácia, zavinená inými okolnosťami, sa interpretuje pomocou priebehu dislokácií, ktoré v skutočnosti nemusia existovať, prípadne prebiehajú celkom ináč.

V banských dielach je situácia celkom opačná; na pomerne malom priestore je veľké množstvo rôznych dislokácií, u ktorých možno sledovať postupnosť i rozsah; to často sťažuje ich zhodnotenie a kategorizovanie, resp. určenie, ktoré z vlastností dislokácií majú charakter regionálny, alebo lokálny. Kombináciou štúdia dislokácií na povrchu a v banských dielach môže sa dospieť ku konkrétnejším predstavám o dislokáciách v Spgr. V tomto príspevku podávame stručný prehľad o dislokáciách v západnej časti paleozoika gemeríd a porovnáваме ich s inými oblasťami Spgr.

V paleozoiku Spgr. možno dislokácie rozčleniť tiež podľa veku. Najvýraznejšie sú *mladé popaleogénne dislokácie*, ktoré sa dajú sledovať najmä geologickým mapovaním a v banských dielach. Už z ich charakteru a usporiadania vidieť, že vznikli v súvislosti s celkovým uvoľnením tlakov. Naproti tomu prešmykové línie vznikli o niečo skôr, sú viazané na opačné procesy. O niečo mladšie sú dislokačné poruchy, vyplnené rudnými minerálmi, a dnes predstavujúce rudné žily. Metodika ich výskumu sa vcelku líši od predošlých; ich rozšírenie záviselo od celkom iných tektonických faktorov.

Staršie ako tieto dislokácie sa vyskytujú zriedkavo. Na ich prítomnosť sa dá usudzovať len z mocností sedimentárnych súvrství. Mladšie horotvorné pochody zotreli ich charakter i priebeh, hoci nie je vylúčené, že sa kedysi vyskytovali pomerne často.

Pomerne najlepšie sa dajú sledovať najmladšie dislokácie. Preukázať sa dali hlavne na základe zreteľných horizontálnych posunov, alebo poklesov vrstiev, príp. na základe výrazných morfológických znakov (smerov dolín, sediel a p.). Z praktického hľadiska najlepšie sa osvedčilo sledovanie porúch *podľa veľkosti pohybu, resp. podľa dĺžky poruchy*.

Radove najväčšie poruchy majú posun cez 100 až 200 m. Dislokácie tohto typu sa dali sledovať v zóne 7 — 10 km dlhej. Keďže tieto zlomy neboli prístupné priamemu pozorovaniu (prebiehajú v morfológicky výrazných dolinách), nedá sa zistiť, či ide o jeden zlom, alebo (čo je pravdepodobnejšie) o skupinu paralelných zlomov, naväzujúcich na seba. Je pravdepodobné, že tieto zlomy sú zvislé alebo blízke zvislým. Také sú: zlom od Plešivca cez Štítnik ku Hankovej, zlom prechádzajúci od G. Polomy smerom na Kobeliarovo, zlom od Henkoviec po Dobšínú. Tieto zlomy určujú obvykle základnú štruktúru, dokreslenú radom zlomov, veľkosťou posunu na niekoľko desiatok metrov; možno ich pozorovať v dĺžke približne 3 až 7 km. Tieto zlomy sa napájajú na predošlé a vytvárajú okolo nich charakteristickú mozaiku; rozčleňujú územie na samostatné kryhy podľa určitého systému. Osobitnú skupinu tvoria pomerne malé zlomy, ktoré sa pri geologickom mapovaní dajú zistiť len ojedinele, ale v banských dielach sa dajú bezprostredne sledovať. Rozčleňujú jednotlivé kryhy na rad drobných segmentov. Je otázka, či takéto zlomy majú spoločné znaky len v rámci jednej kryhy, alebo sa vzťahujú na celý rajón.

Formovanie najmladších zlomov v západnej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria bolo ovplyvnené staršími vrásovými štruktúrami, hlavne mohutnou priečnou depresiou prechádzajúcou zo severu od Rejdovej a Dobšinej k juhu na smer Ochtiná—Rožňava.

Pri celkovom uvoľnení tlaku pravdepodobne v popaleogénnom období došlo k rôznym *poklesom a posunom*, modelovaným jednak pod vplyvom staršej stavby územia, jednak novotvorenými, pravdepodobne dvoma základnými zlomami — plešivecko-štítnickým a zlomom, prebiehajúcim z Henkoviec na Dobšínú. Obidva zlomy majú priebeh S—J a k severu sa rozvetvujú v rad menších dislokácií. Navzájom sú spojené SZ—JV zlomom, prechádzajúcim od N. Slanej na Kobeliarovo. Podobný priebeh mal i zlom smerujúci z Brzotína na Rožňavské Bystré. Formovaním týchto rozsahom najväčších zlomov, doplnených menšími zlomami, došlo k určitému, i keď nie dokonalému, sféricky orientovanému usporiadaniu zlomov, ktoré zvýrazňuje priečnu synklinálnu

stavbu územia. Pretože v oblasti V. Slanej štítnický zlom nepokračuje v blízkosti bane Július, vytvorili sa dva kulisovite usporiadané zlomy, vyrovnávajúce „uzáver“ tejto stavby.

Severne od Dobšinej i v úseku medzi Rožňavou a Rožňavským Bystrým sú zlomy usporiadané vejárovite (náznaky radiálneho usporiadania), tvoriac takto uzáver, na severe koncentrujúci sa k juhu, v oblasti Rožňavy k severu.

Oproti priečnej depresii v oblasti Štós—Mníšek (spracovali Grečula, Jablonský, Reichwalder) zisťujeme určité odchýlky. Hoci v tejto oblasti sa tiež rysujú dva základné zlomy, menšie naväzujúce zlomy sa rôzne rozvetvujú, naznačujúc akési pseudoradiálne usporiadanie (na sféricky orientované usporiadanie nepoukazuje žiaden zlom).

Štúdium zlomov v uvedených rajónoch možno doplniť tým, že na obidve priečne depresie sa viaže ukončenie mohutných zlomov, prechádzajúcich v dĺžke niekoľko desiatok kilometrov. V depresii N. Slanej je to už spomínaný plešivecko-štítnický zlom, S—J smeru; prechádza z juhu, z Maďarska a končí v spomínanej depresii na jej západnom okraji. V depresii Mníšek-Smolník je to mohutný zlom, od severu lemujúci západnú časť Braniska. I keď nemá súvislé pokračovanie v paleozoických útvaroch, paralelná sústava menších zlomov na východnom ohraničení pohoria Galmus, v smere Krompachy — Slovinky nasvedčuje na jej spätosť s ním. Od Sloviniek táto sústava zlomov končí v mohutnej doline Smolnického potoka. Táto sústava zlomov preniká od severu do centra depresie Mníšek—Smolník.

Oblasti masívu Babiná, Čertova Hoľa, Volovec a Pipitka, tvoriace chrbát medzi spomenutými depresiami (priečnymi synklinálami), ako aj masív Kojšovej Hole sa zdajú byť chudobnejšie na takéto veľké zlomy (východná časť ešte nie je dôkladne preskúmaná).

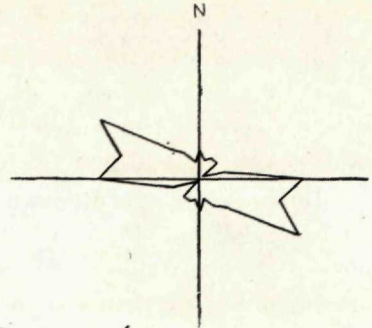
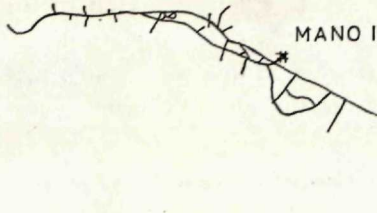
Odlíšne sú pomery na severe (oblasť podrobne spracovali Fusán, Biely 1963; Maheľ 1957), i na juhu paleozoika gemeríd (Gregor 1966; Kotásek 1959), kde do popredia vystupujú hlavne paralelne usporiadané zlomy. Tieto sa zdajú preto tak výrazné, lebo prechádzajú cez viaceré odlišné mladšie útvary. Na akú vzdialenosť pokračujú tieto zlomy v starších paleozoických útvaroch, nie je známe. Hoci naväzujú na už skôr uvedenú stavbu v strede voloveckého pásma, sú azda určitým špecifikom týchto okrajových zón mohutného antiklinálneho vyklenutia.

Všetky uvedené zlomy majú SZ—JV priebeh s početnými odchýlkami. Na severe v oblasti Dobšinej a na juhu v oblasti Štítnickej doliny dajú sa pozorovať stupňovite usporiadané kryhy; tu došlo k poklesom pozdĺž zlomov cca V—Z smeru. Zlomy sa formovali pravdepodobne podľa skorších prešmykových línií na juhu i na severe Spgr.

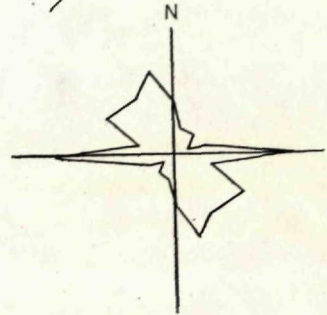
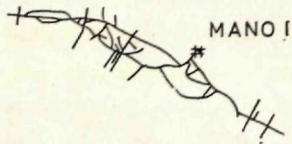
Medzi paleogénnou tektonikou Spgr. a centrálného pásma flyšového, v se-

Obr. 1. Ružičové diagramy dislokácií na ložisku Nižná Slaná – Manó (zostavil L. Snopko)

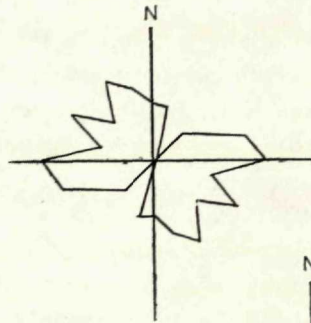
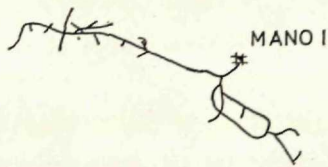
III. OBZOR



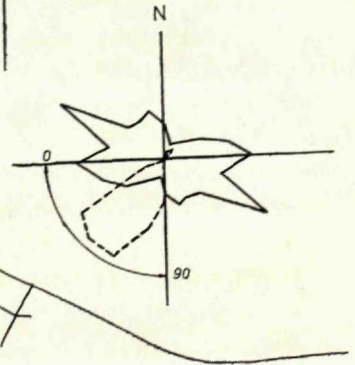
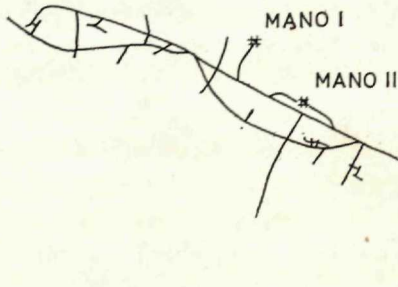
IV. OBZOR



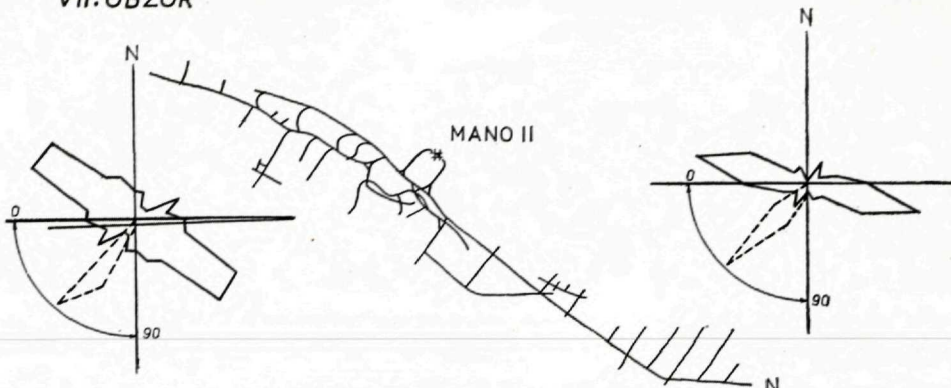
V. OBZOR



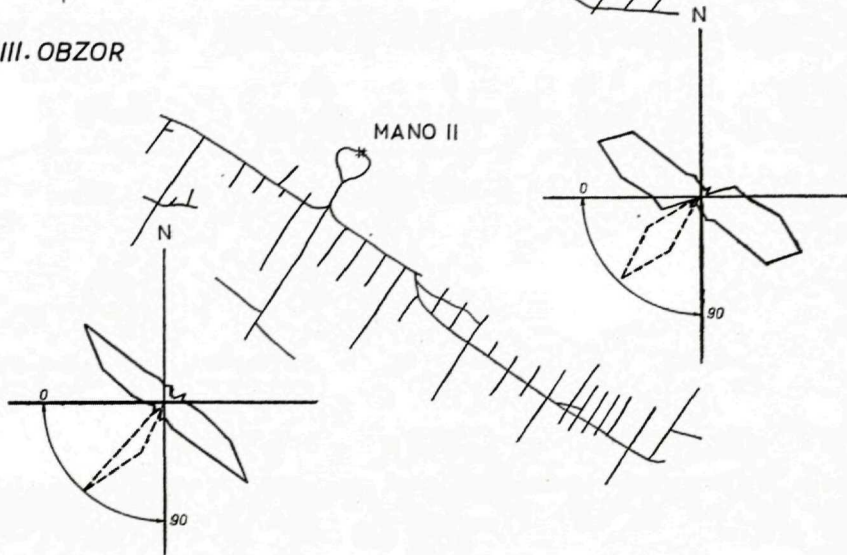
VI. OBZOR



VII. OBZOR



VIII. OBZOR



verne ležiacej Spišskej kotline, Levočskom pohorí, Branisku a pod. existujú značné rozdiely, rovnako ako oproti východne ležiacim neogénnym a neovulkanickým oblastiam. Základný rozdiel spočíva asi v tom, že už počas sedimentácie paleogénu oblasť Spgr. predstavovala mohutnú kordiliéru, značne spevnenú predošlými horotvornými pochodmi, zachovávajúcu si svoju tektonickú samostatnosť i neskoršie; preto i vplyv mladšej tektoniky bol u nej odlišne modelovaný. Aj také mohutné zlomy ako plešivecko-štítnický (prípadne zlom Branisko) končili už v jej okrajových častiach.

Zlomová tektonika v rámci celého antiklinória voloveckého pásma sa formovala v závislosti od vnútornej stavby, t. j. v širšej priečnej depresii N. Slanej sa zlomy usporiadali sféricky, v užšej depresii Smolník-Mníšek pseudoradiálne (v okrajových častiach paralelne).

Usporiadanie zlomov prirodzene nenastalo odrazu, ale postupne; poukazujú na to i mladé pliocénne zlomy v oblasti Turne, prípadne kvartérne zlomy, ktoré zistil Bystrický južne od Plešivca.

Ako sme už spomenuli, mechanické postihnutie, rozlámanie a drvenie jednotlivých typov hornín sa dalo pozorovať len v banských dielach. Tieto pozorovania dokresľujú predstavy o priebehu zlomov v rámci jednotlivých väčších krýh. Veľmi názorne sa to dá sledovať najmä na ložisku N. Slaná—Manó (pozri príl. 1, 2; a obr. 1). Už na prvý pohľad je evidentné, že priebeh zlomov a vrstevnatosti (tiež foliácie) je veľmi blízky; len úklony u zlomov sú omnoho väčšie (k JZ). Zmenou smeru vrstevnatosti sa do určitej miery upresňuje i smer dislokácií. Zriedkavejšie sú poruchy, ktoré majú smer zhodný (SZ—JV), ale sú kolmé na vrstevnatosť (foliáciu) a uklonené k SV. Z toho vzniká dojem, že horniny sú polámané na akési nepravidelné kosoštvorce, alebo mnoho-uholníkovej prizmy smeru SZ—JV, ktorej bázu vytvárajú zlomy SV—JZ smeru. Jednotlivé dislokácie sú od seba vzdialené 10—20 m, zriedkavo 3—10 m.

Priebeh dislokácií je prevažne skoro rovný; často sú plošky aj rozlične sprehybané, zvlnené, ba zo skoro zvislých plôch prechádzajú plynule až do vodorovných a pod. Vplyv hlavných dislokácií (obmedzujúcich kryhy) na tvorbu ostatných čiastkových dislokácií bol nepatrný. Podobnú závislosť usmernenia dislokácií foliáciou alebo vrstevnatosťou pozorovať i na iných ložiskách.

Teraz sa stručne zmienime o *charaktere výplne dislokácií*, ktoré sme sledovali len v N. Slanej a Vlachove (r. 1953). Podľa Zavadinského môžeme pozorovať vo výplni dislokácií takéto textúrne znaky: Pomerne zriedkavo sa vyskytujú *kakirity*, hlavne v niektorých okrajových častiach blízko väčších presunových plôch v N. Slanej, ojedinele i v bani Július. Ide o tektonické brekcie, ktoré vznikli tým, že sa hornina najprv polámala pozdĺž určitých puklín, pozdejšie vyplnených drobnými úlomkami. Pozorovali sme dva druhy kakiritov: v karbonátových telesách v N. Slanej a v permských zlepencoch a pieskovcoch bane Július vznikli úlomky nepravidelných mnohouholníkov, ktorých plochy zvierajú tupé alebo ostré uhly, prípadne ich okraje sú zaoblené; tým vznikajú rôzne ovalné alebo šošovkovité tvary. Najmä u porfyroidov, kde prebieha porucha na ploche bridličnatosti alebo blízko nej, vznikli tiež rôzne paralelné pukliny, ktoré vyplnili brekcie, ale pretiahnutého tvaru. Medzery medzi úlomkami sú tiež vyplnené drobnými úlomkami. Prirodzene medzi obidvoma typmi sú rozličné prechodné kombinácie. Veľkosť brekcií býva rôzna (max. 10 cm). Kakiritizácia sa vyskytuje najmä tam, kde mechanické namáhanie nebolo veľmi intenzívne.

Najčastejšie sa však vyskytuje na poruchách druhá skupina — *kataklazity*. V zmysle Zavadinského hornina je mechanicky rozdrvená až na jednotlivé

minerály veľkosti horninového piesku alebo prachu; pri dotyku sa rozpadá a rozmazáva. U tohto typu sa predpokladá vznik nových minerálov (pekné príklady sa dajú pozorovať na fylitoch rôzneho druhu).

Blastokataklazity vznikajú z porfyroidov, v základnej hmote ktorých pozorovať väčšie úlomky kremeňa. Blastokataklazity sme mikroskopicky neštudovali, nevieme preto, či majú štruktúru porfyroklastickú (vzniklú len mechanickým drvením), alebo blastoporfyrickú, u ktorej kremene boli znova prekryštalizované a usmernené spolu so sericitickou hmotou. U ojedinele sa vyskytujúcich tektonických zrkadiel je prekryštalizovanie pravdepodobné. Aj tu existuje rad pozvoľných prechodov.

Zo starších dislokácií a porúch, ktoré sa zachovali v paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria, sú to hlavne rôzne dislokácie, predstavujúce dnes žily (viď zjednodušený priebeh žíl z metalogenetickej mapy J. Ilavského 1959). Rozšírené sú najmä na severnej a južnej časti paleozoika; majú hlavne V—Z priebeh, a sústredili sa v určitých samostatných rajónoch. Postupnosť vzniku mohutných porúch pomáha určovať hlavne ich vyhojenie rudnými minerálmi, ktoré nasledovali v krátkych intervaloch po sebe.

V paleozoiku Spgr. sa zistila aj *obrátená zonálnosť* (Varček 1959): v okrajových častiach vyskytujú sa hlavne žily so sideritom a baritom. Poruchy tohto typu sa vytvorili tesne pred kremeň-sideritovou periódou, hlavne po alpínskych horotvorných procesoch, po vzniku foliácie. V oblasti Dobšinej, Mlyniak, Gretly, Rudňan a Vlachova majú dislokácie charakter prešmykových línií; ide o pravé žily vo vzťahu k vrstevnatosti. Na juhu gemerid tvorili sa dislokácie (neskôr zmenené v žily) rovnobežne s priebehom bridličnatosti. V rožňavskom rudnom rajóne je bridličnatosť usporiadaná do tvaru vejára; jej smer je JZ—SV, úklony na južných svahoch Tureckej k SZ, na severných svahoch k JV. Obdobne sú uklonené i žily. Otvorené dislokácie vznikli pravdepodobne po uvoľnení tlakov; potom nasledovalo ich vyplnenie kremeň-sideritovou mineralizáciou. Žily sú tiež pravé, lebo vrstevnatosť prebieha odlišne ako priečna bridličnatosť. V oblasti od Drnavy až po Lucia baňu sa vytvárali žily buď pod vplyvom priebehu bridličnatosti, alebo vrstevnatosti. I keď bridličnatosť nesúhlasí s vrstevnatosťou, ich úklony sú pomerne blízke; podľa toho, ktorá zložka prevláda, vytvárali sa dislokácie, zmenené neskoršie v pravé alebo nepravé žily.

Po vzniku druhej alpínskej bridličnatosti došlo opäť k otvoreniu starých, už zahojených dislokácií, prípadne k ich podstatnému rozšíreniu. Počas druhej mineralizačnej periódy široko sa uplatnili tektonické pochody v oblasti Sloviniek, Gelnice, Gretly a Fichtenhübla, najmä pred vylučovaním tetraedritu a chalkopyritu; v oblasti Dobšinej Co-Ni-minerálov; v oblasti Vlachova turmalínu. Išlo nielen o zvýraznenie starých porúch, ale aj o ich rozšírenie do stredu antiklinálneho pásma.

Posledné žily antimonitové, prechádzajúce od Čučmi smerom na východ, naznačujú tiež obnovovanie starých porúch, prípadne vznik nových v strednej časti Spgr.

Závislosť tvorby porúch, postupne zaplňovaných jednotlivými mineralizačnými periódami, naznačuje, že antiklinálne pásmo Volovca v tomto období bolo stále viac a viac zvýraznené; v súvislosti s tým vznikali aj nové poruchy smerom k stredu antiklinály. Dislokácie sa tvorili v závislosti na priebehu starších miest oslabenia (na prešmykoch), hlavne priebehu bridličnatosti, menej aj vrstevnatosti.

K tvorbe porúch pozdĺžnych i priečných dochádzalo v pomerne pravidelných intervaloch. Od dobšinského rudného rajónu na východ sa pravidelne na určité vzdialenosti (cca 5—10 km) striedajú hluché pásma s rudnými rajónmi. Pásma bohaté na žily a hluché pásma majú pomerne rovnaký interval a umožňujú vyčleniť pravidelné rudné rajóny, so špecifickou charakteristikou tektonickou i mineralizačnou (pr. rajón rudňanský, dobšinský, rožňavský a pod.). Jednotlivé žily plynule neprechádzajú z jedného rajónu do druhého; ich určitá návaznosť dá sa miestami predpokladať. Z ešte starších žíl sú známe kremeň-kalcitové, kremeň-hematitové a kremeň-chloritové; vyskytujú sa nepravidelne vo všetkých častiach paleozoika.

Priebeh starých dislokácií dobre charakterizujú dnešné žily. Sčasti ide o jednoduché pravidelné formy, prípadne o nepravidelne sprehybané plochy, ktoré sa s väčšími vypuklými časťami dotýkajú a tým umožnili rôzne formovanie žíl (esovité, šošovkovité a pod.). Často sa žily rozvetvujú, prípadne vznikajú rôzne paralelné žily, miestami pospájané. Na žilách, alebo v ich blízkosti možno dobre sledovať predrudnú a rudnú — intermineralizačnú tektoniku, ktorá býva pestrá a zložitá, i tektoniku porudnú (Snopko 1967). Tieto poruchy končili buď vykľiním (napr. vlachovské žily), alebo rozdrobením žily do žilníku (napr. Rudňany východ-žila Droždiak).

Ako sme už spomenuli, staršie poruchy sa dali sledovať len preto, že boli vyhojené rudnou mineralizáciou. Z vnútornej náplne porúch sa zachovalo pomerne málo; no i z týchto sa dá usudzovať, že išlo o podobné pomery, ako u bežných typov dislokácií.

Na mnohých žilách pozorovať kokardovité štruktúry i husté žilníky, ktoré poukazujú na existenciu starých kakiritov, prípadne kataklazitov, vyhojených neskoršími hydrotermálnymi procesmi. Vnútornú štruktúru tvoria niekedy celistvé horniny, inokedy dislokácie už vyhojené hydrotermálnym kremeňom, prípadne sideritom; boli znova rozdrvené na kakirity a ďalšími hydrotermálnymi procesmi znova vyhojené. Výsledkom je kokardovitá štruktúra, a žilníková (niekedy vznikli len rebríkovité štruktúry, prípadne asymetrické alebo symetrické pravé žily a p.). Toto je prvý spôsob, ako sa vyhojujú a zanikajú staré dislokácie a narušená hornina spevňuje.

Druhý spôsob, zriedkavý, ale pomáhajúci upresniť si predstavu o zanikani starších dislokácií, pozorovať v bani Július v N. Slanej. Tu smerom na západ od dedičnej štólne bola sideritová žila s kremeňom prerušená; toto prerušenie v úseku cca 20 m spôsobila alpínska priečna foliačná plocha, ktorá v okrajových častiach rozdelila asi 20 cm mocnú žilu na samostatné segmenty v dĺžke 50 — 60 cm. Žila bola posunutá na 30 až 60 cm od generálneho smeru. Na pôvodnom mieste nezostalo po jej plynulom pokračovaní ani najmenších znakov. Celá žila bola foliačnými plochami podrobne rozčlenená na malé časti (2×2 až 5×5 cm), šošovky vytiahnuté v smere foliácie. Rozvlečenie žily bolo v šírke 2 až 3 m, takže jej plynulý priebeh by sa nedal v banskej chodbe sledovať, keby sa pokračovanie normálnej žily nebolo našlo. Pretože stará porucha bola vyhojená rudnou výplňou, bolo možné pozorovať zánik tejto poruchy, a vznik určitých pseudovalúnov sideritu a kremeňa v permských pieskovecoch.

Takýmto spôsobom by sa snád dal vysvetliť nedostatok starých porúch a puklín; ak by totiž nebol v poruchách žiaden medzičlánok (ako v danom prípade siderit), zánik porúch by bol taký dokonalý, že by sa vôbec nedal zistiť v okolitých horninách. Pri vzniku rôznych foliačných plôch sa tento spôsob mohol opakovať a zastrieť drobnejšie staršie dislokácie.

Pri štúdiu veku týchto porúch zmenených v žily vychádzali sme najmä z útvarov, ktoré postihla len alpínska regionálna metamorfóza. Postupovalo sa nasledovne: posledná hercýnska metamorfóza prejavila sa na sedimentoch rakoveckej a gelnickej série. čo sa dá sledovať vo valúnoch vrchného karbónu. Sedimenty vrchného karbónu, permu a mezozoika (najmä spodnowerfenské bridlice) boli metamorfované len alpínskou metamorfózou (foliačnými plochami S_1^A , S_2^A). (Podrobne je to rozvedené v práci L. Snopku 1967).

Zrudnenie na poruchách vzniklo teda nie odrazu, ale postupne. Hlavné poruchy vznikli po foliácii S_1^A , pretože plochy bridličnatosti boli už vyvinuté. Po uvoľnení tlakov sa vytvorili dislokácie pomerne nerovné, vyplnené kremeň-sideritovým zrudnením. Nerovnosť porúch potvrdzuje i nepravidelná šošovkovitosť na žilách, ktorá vznikla ako dôsledok nepravidelného rozrušenia hornín (nie ako plastické vytiahnutie žily). Dôkazom veku dislokácií je i to, že rudné minerály prvej periódy sa vyskytujú i na puklinách vytvorených po plochách S_1^A , alebo naprieč (pravé a nepravé žily).

K opätovnému narušeniu a predĺženiu, prípadne vzniku nových vyhojených dislokácií došlo po vzniku S_2^A , pretože minerály druhej kremeň-sulfidickej periódy vyplňujú už foliačné plochy S_2 .

Takto sa podarilo upresniť dobu vzniku zrudnených dislokácií pomocou štúdia drobnotektonických štruktúr. Pretože žily vo V. Slanej (baňa Július) i v Rudňanoch sa nachádzajú len v perme a vznikli pred eocénom, rozpätie ich vzniku sa chápalo často veľmi široko.

Pre zistenie veku antimonitových žíl nie sú zatiaľ žiadne konkrétne dáta. Išlo asi o najmladšie poruchy, vznikajúce v období hydrotermálnych procesov.

Za staršie dislokácie ako tieto sa môžu považovať niektoré žily kremeň-fuchsitové, kremeň-hematitové a kremeň-chloritové, ktoré sa vyskytujú pomerne vzácne a sú S_1^A už čiastočne narušené. I niektoré žily pri Hnilci vznikli asi na poruchách, ako to nasvedčuje ich usporiadanie a pretiahnutý tvar telies.

Osobitnú pozornosť si zasluhujú v Spgr. najmä prešmykové línie, ktorých vznik je úzko spätý s procesmi skracovania priestoru pod vplyvom tangenciálnych pohybov. Časove sú však mladšie ako margecansko-lubenická línia. Najčastejšie sa vyskytujú v severnej časti Spgr., v okolí Dobšinej a Mlyniak v paleozoických i mezozoických komplexoch a dajú sa sledovať v dĺžke niekoľko desiatok km. Tieto prešmykové zóny vyskytujú sa prakticky po celej dĺžke gemeríd.

Na juhu sú prešmyky v paleozoiku zriedkavé. Mohutná línia smeruje vyššie od Železníku na Hrádok k Ochtinej, kde zaniká. Ostatné prešmykové línie sú v mezozoiku v úseku od Drnavy smerom na dolinu Migline, pri Plešivci a inde.

Úklony prešmykových línií sú veľké, uklonené pravažne k juhu; len u plešiveckej pozorovať i opačnú tendenciu. Prešmykové línie vytvárali sa hlavne v okrajových častiach voloveckého antiklinória.

Staršia ako predošlé je azda rožňavská línia, ktorá zrejme existovala už počas sedimentácie detritických werfenských vrstiev. Werfen na juh od poruchy má značnú mocnosť (viac ako 700 m), na severe značne redukovanú (30 maximálne 50 m). Rozdiel v charaktere detritického materiálu nepozorovať. Na severe Spgr. Rozložník predpokladá založenie niektorých línií už v perme (pozri tiež Maheľ 1957). Pohyby na takýchto dislokáciách sa často opakovali počas neskorších tektonických procesov a značne vplývali i na neskoršie formovanie mladších porúch.

Predmezozoické dislokácie sa predpokladali len ojedinele, v oblasti N. Slaná-Kobeliarov pred usadením vrchného karbónu. Ich existencia je však diskutabilná.

*

Záverom by sme mohli konštatovať, že od čias ako sú známe dislokácie v paleozoiku Spgr., pripisovala sa strednej časti voloveckého antiklinória osobitná úloha. Mohutné dislokácie sa pomerne často tvorili hlavne v jeho okrajových častiach, pričom stredné časti boli viac-menej ušetrené pred tektonickými vplyvmi. Rozdielne boli jedine morfológické prejavy disjunktívnych prvkov týchto oblastí.

V období sedimentácie na okrajoch voloveckého pásma dochádzalo k mohutným poklesom a subsidencii. V období vrásnenia bola zvýraznená prešmyková stavba s častými zdvihmi. Aj v období tvorby žíl pri uvoľňovaní

tlakov došlo k uvoľneniu v okrajových oblastiach a otváraníu doslokácií. Pri všetkých procesoch mali poruchy V—Z smer a na ich formovanie vplýval hlavne priebeh hercýnskej foliácie a priebeh vrstevnatosti, daný staršími vrásovými pohybmi.

Posledné obdobie má však výrazne odlišnú tendenciu. Prevládajú poruchy S—J smeru, tiež najmä v okrajových oblastiach, a zvýrazňujú v rámci voloveckého pásma jeho vnútorné členenie v závislosti na priečných depresiách. Vcelku je však stavba Spgr. odlišná od okolitých mladších paleogénnych a neogénnych štruktúrnych oblastí. Vyplýva to hlavne z jeho odlišného štruktúrneho postavenia v minulosti.

Dôležitým poznatkom je hlavne to, že čím sú staršie útvary, tým viac v nich pozorujeme zánik starších dislokácií, či už vyhojením rudnými roztokmi, alebo hlavne novotvorenou bridličnatosťou, ktorou sa staré poruchy môžu nielen dokonale vyhojiť, ale i úplne zastrieť. Tým sa dá vysvetliť aj skutočnosť, že čím sú poruchy staršie, tým menej často ich nachádzame. Mnohé význačne staršie poruchy boli v mladších obdobiach i omladené, obnovené (napr. rožňavská línia, prešmyky v severnej časti paleozoika), takže dnes nemožno zistiť čas ich prvotného vzniku.

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1930: Príspevek k poznání tektoniky a paleogeografie Západných Karpat. Sbor. SGÚ IX, Praha. — [2] Andrusov D., 1937: La structure tectonique des Mts Metaliferes du Spiš et Gemer en Slovaquie. Compte rendu des séances de la Soc. geol. de France. Paris. — [3] Andrusov D., 1951: O povahe zoskupenia rudných žíl v severnej časti Spgr. Geol. zbor. II/1, Bratislava. — [4] Ažgirej G. D., 1956: Struktur-naja geologia. Moskva. — [5] Bajaník Š., 1962: Niekoľko poznámok o stratigrafii, magmatizme a tektonike rakoveckej série medzi Čiernou horou a Hnilcom. Geol. práce, Zošit 61, Bratislava. — [6] Bajaník Š. — Konečný St., 1966: Drobné deformácie vo vzťahu k zlomom v severnej časti Spgr. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Biely A. — Fusán O., 1963: Štruktúrno-tektonický výskum rajónov Gretla—Rudňany. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [8] Fusán O., 1947: Nové poznatky o tektonike staršieho paleozoika gemeríd. Geologický zborník I/3—4, Bratislava. — [9] Fusán O., 1957: Paleozoikum gemeríd. X. zjazd čl. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu v Košiciach. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [10] Fusán O. — Kamenický J. — Kuthan M., 1953: Geologický prehľad Spgr. Geologický zborník IV/1—2, Bratislava. — [11] Fusán O. — Máška M. — Zoubek V., 1954: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. Geol. práce, Správy 2, Bratislava. — [12] Fusán O. — Snopko L., 1963: Bauelemente der Gemeriden. Geol. práce, Správy 28, Bratislava. — [13] Gregor T., 1966: Zlomová tektonika južnej a západnej časti Spgr. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [14] Ilavský J., 1949: Považa rudných žíl Spgr. Uhlí a rudy I, Praha. — [15] Ilavský J., 1953: K otázke gelnickej série Spgr. Geol. zborník III/1, Bratislava. — [16] Ilavský J., 1957: Prehľadná mapa hlavných rudných ložísk v Spgr.

Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [17] Ilavský J., 1963: Metalogenetická mapa Spgr. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [18] Klinec A., 1958: Predbežná správa o mapovaní centrálnej časti gemerid medzi Smolníkom a Drnavou. Geolog. práce, Správy 15, Bratislava. — [19] Klinec A., 1959: Stavba centrálnej časti gemerid. Geolog. práce, Zošit 56 Bratislava. — [20] Kuthan M., 1950: Staršie paleozoikum gemerid. Geol. zborník I/1, Bratislava. — [21] Lamoš A., 1957: Štruktúrno-geologický a petrografický výskum územia medzi Gelnicou a Kojšovou Holou. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [22] Maheľ M., 1950: Predbežná správa o geologickej stavbe okolia Železníka. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [23] Maheľ M., 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geol. sborník IV/1—2, Bratislava. — [24] Maheľ M., 1954: Príspevok k stratigrafii východných častí Spgr. Geol. zborník V/1—4, Bratislava. — [25] Maheľ M., 1957: Geológia Stratsenskej hornatiny. Geol. práce, Zošit 48, Bratislava. — [26] Marschalko R. — Radomski E., 1960: Vštepe ne wyniki badań wod kierankami transportu materiálu v bafenie fliszowóm Centralnych Karpat. Rocznik polskiego towarzystwa geologicznego, Krakow. — [27] Máška M., 1953: Uplatnění struktúrně-analytických metod v Spgr. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [28] Máška M., 1955: Zpráva o stavu řešení metodiky hledání nových ložisek ve Spgr. za r. 1954. Rukopis; Geofond, Praha. — [29] Máška M., 1956: O gelnické fylito-diabázové a pipitské sérii v rámci stavby Spgr. Rukopis; archiv GÚDŠ, Bratislava. — [30] Mišík M., 1953: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. Geol. zborník IV/3—4, Bratislava. — [31] Rozložník L., 1957: Štruktúrne analýzy hydrotermálnych ložísk (práca k aspirant. minimu). Rukopis; Banícka fakulta, Košice. — [32] Rozložník L., 1957: Geologické a rudné pomery okolia Dobšinej. Rukopis; Banícka fakulta, Košice. — [33] Rozložník L., 1959: Tektonické postavenie rudných ložísk v okolí Dobšinej. Acta geologica. N. 2, Bratislava. — [34] Rozložník L., 1963: The relation between faults and foliation in the „Shear Zone“ of the Dobšiná Vicinity. Geol. práce, Správy 28, Bratislava. — [35] Snopko L., 1957: Predbežná správa o tektonike a metamorfóze kryštalinika Spišského príkrovu v povodí rieky Slanej. Geol. práce, Správy 11, Bratislava. — [36] Snopko L., 1960: Stručná správa o geologickej mapovaní južne od Dobšinej. Geol. práce, Správy 20, Bratislava. — [37] Snopko L., 1962: Štúdium drobnotektonických prvkov vzniklých pri metamorfóze paleozoických útvarov v západnej časti Spgr. Geol. práce, Zošit 61, Bratislava. — [38] Snopko L., 1967: Význam drobnotektonických prvkov pre riešenie geologických otázok paleozoika gemerid. SGV—Záp. Karpaty zv. 8, Bratislava. — [39] Snopko L. — Zoubek V., 1954: Zpráva o mapovaní styku veporid a gemerid medzi Slavošovci a Rejdovou. Správy o geol. výzkumech v r. 1954, Praha. — [40] Šuf J., 1933: Nástin geol. poměrů území západně Železníka na Slovensku. Věstník Král. čes. spol. nauk. Praha. — [41] Varček C., 1953: Správa o výskume metalogenetických pomero v okolí Rožňavy. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [42] Varček C., 1954: Prebežná správa o štúdiu sideritovej formácie pri Rožňave. Geol. práce, Správy 1, Bratislava. — [43] Varček C., 1955: K otázke vzniku a rozšírenia albitu na sideritových žilách v okolí Rožňavy. Geol. práce, Správy 4, Bratislava. — [44] Varček C., 1959: Metalogenetické pomery okolia Rožňavy v Spgr. Rukopis; Prír. fakulta, Bratislava. — [45] Woldřich L., 1912: Geologické a tektonické studie v Karpatech severně od Dobšíné. Rozpr. ČSAV II, Praha. — [46] Zoubek V., 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subtatranské a zon sousedních jižně od Podbrezové. Věst. SGÚ XXI/6, Praha. — [47] Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku západních Karpat. Věst. SGÚ XII, Praha. — [48] Zoubek V., 1957: Hranice gemerid s veporidami. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava.

ZUR BRUCHTEKTONIK IM PALEOZOIKUM DES ZIPS—GÖMÖRER ERZGEBIRGES

Im Zusammenhang mit der Kartierung der paleozoischen Gebilde haben wir auch verschiedene Dislokationen verfolgt, die den geologischen Bau und den Schichtenverlauf im Zips—Gömörer Erzgebiet stören. In den monotonen Schichtfolgen ist ein solches Studium stark erschwert, da die Störungen sich da nicht deutlich äussern. Darum kann es dazu kommen, dass manche tektonische Bruchlinie, event. Komplikationen im geologischen Bau mit Hilfe von verschiedenen Dislokationen interpretiert werden, die überhaupt nicht existieren, oder ganz anders verlaufen.

In den Bergwerken ist die Situation in dieser Hinsicht viel günstiger. Da kann man oft auf kleinen Gebieten zahlreiche Störungen und deren Ausmass und Verlauf beobachten. Durch Kombination der Studien auf der Oberfläche und in den Bergwerken kann man sich oft eine bessere Vorstellung über die tatsächlichen tektonischen Störungen machen. Im vorliegenden Beitrag wird eine kurze Übersicht der Dislokationen im westlichen Abschnitt des Gemeriden—Paleozoikum veröffentlicht und mit anderen verwandten Gebieten das Gebirge verglichen.

Seit langem hat man im Zusammenhang mit der verfolgten Frage dem mittleren Abschnitt des Volovec-Antiklinoriums eine spezifische Rolle zugeschrieben. Umfangreiche Dislokationen fanden oft hauptsächlich an seinen Randgebieten statt, während die mittleren Partien vor tektonischen Störungen mehr oder weniger bewahrt blieben. Unterschiedlich waren lediglich die morphologischen Äusserungen der disjunktiven Elemente in diesen Gebieten.

Zur Zeit der Sedimentation kam es in den Randgebieten der Volovec—Zone zu starken Absinkungen, während in der Faltungsphase die Überschiebungen und Verschiebungen, wie auch öftere Emporhebungen in den Fordergrund traten. Auch während der Gangbildung bei der Lockerung der Druckkräfte kam es in den Randgebieten zur Bildung verschiedener Dislokationen. Die Störungen waren fast immer ost-westlich gerichtet und ihr Verlauf stand hauptsächlich unter dem Einfluss der hercynischen Foliation und Schichtung, wie sie durch ältere Faltungsbewegungen gegeben wurden.

In der letzten Entwicklungsphase macht sich allerdings eine ganz verschiedene Tendenz geltend. Es dominieren die nord-südlich geregelten Störungen, wiederum besonders in den Randgebieten, durch welche die innere Zergliederung der Volovec—Zone noch hervorgehoben wird.

Im Laufe unserer Studien haben wir eine interessante Beobachtung gemacht, dass nämlich je älter die geologischen Gebilde sind, desto mehrere älteren Dislokationen verwischt werden, und zwar entweder durch Ausheilung mit Erlösungen, oder infolge der Entstehung einer neuen Schieferung, bei welcher die älteren Störungen nicht nur vollkommen ausgeheilt, sondern oft auch ganz verwischt werden können. Dies mag auch einer der Gründe dafür sein, dass die alten und älteren Störungen nur viel seltener gefunden werden. Manche älteren Störungen wurden in späteren Entwicklungsphasen erneuert, reaktiviert (z. B. die Rožňava—Störung, Verwerfungs- und Dislokationslinien im nördlichen Paleozoikum u. ä.), so dass heute die Zeit ihrer primären Bildung kaum festgestellt werden kann.

Dem Artikel ist eine Karte der Brüche im Zips-Gömörer Erzgebirge, eine Karte der älteren vorpaleogenen Störungen, wie auch graphische Darstellung der Dislokationen auf der Lagerstätte Nižná Slaná—Manó beigelegt.

Abb. 1. Schematische Karte der Brüche im Zips-Gömörer Erzgebirge (zusammengestellt von O. Fusán, J. Ivanička, A. Lamoš, P. Reichwalder und L. Snopko 1967).

1 — Dislokationsdiagramme in den Bergwerken, 2 — Tertiär, 3 — Mesozoikum, 4 — Perm, 5 — Oberkarbon, 6 — die Rakovec—Serie, 7 — die Gelnica—Serie, 8 — die Veporiden, 9 — die Tatriden, 10 — die Gemeriden—Granite. 11—18 tektonische Elemente: 11 — Ueberschiebungslinie der Gemeriden über die Tatriden und Veporiden, 12—14 Verschiebungen und Verwerfungen: 12 — festgestellt, 13 — angenommen, 14 — verdeckt; 15 — Absinkungen und Verschiebungen festgestellt (15), vermutet (16), verdeckt (17), reaktiviert (18).

Abb. 2. Skizze der vorpaleogenen Störungen im Zips—Gömörer Erzgebirge (die Sukzession ihrer Bildung ist durch die Aenderung des Charakters der Mineralfüllung ausgedrückt).

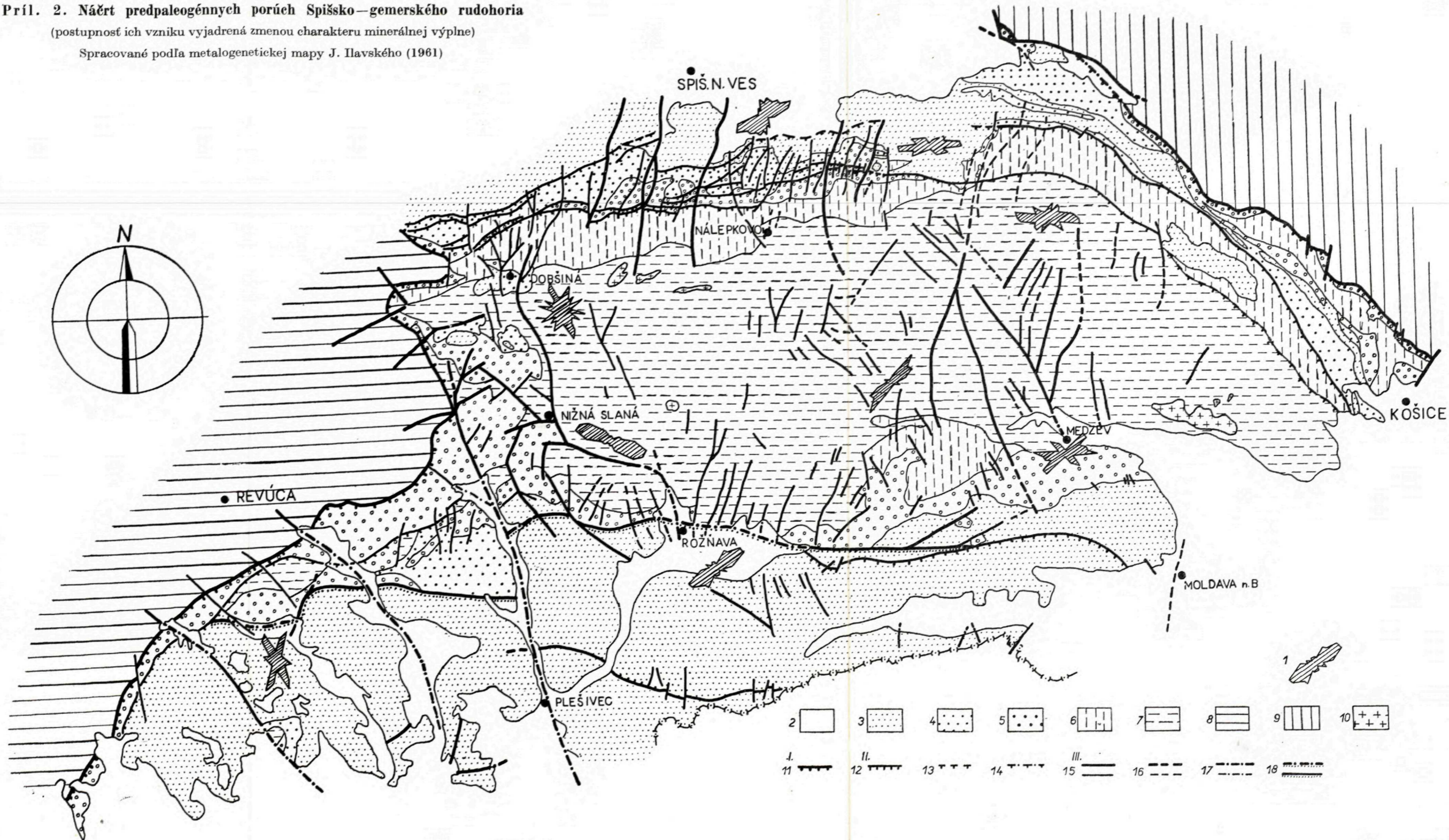
1 — Tertiär, 2 — Mesozoikum, 3 — Perm, 4 — Oberkarbon, 5 — Rakovec —Serie, 6 — Gelnica—Serie, 7 — Veporiden, 8 — Tatriden, 9 — Gemeriden—Granite. 10—16 Störungen und deren Ausfüllung: 10—die ältesten vor den S_1^A —Flächen entstandenen Störungen mit Quarz—Fuchsit, Quarz—Chlorit und Quarz—Haematit—Füllung; 11—12 jüngere, nach den S_1^A und vor den S_1^A —Flächen entstandene Störungen mit (11) Quarz—Siderit und (12) Quarz—Siderit—Barytfüllung; die jüngsten, nach S_2^A —Flächen entstandenen Störungen (oft handelt es sich um ältere, reaktivierte Störungen) mit überwiegend sulphidischer Mineralfüllung (13—Cu—Sulphide, 14— Co—Ni—Mineralien, 15 — Sb—Mineralien, 16 — Turmalin dominiert).

Abb. 3. Diagrammatische Darstellung der Dislokationen auf der Lagerstätte Nižná Slaná — Manó (zusammengestellt durch L. Snopko).

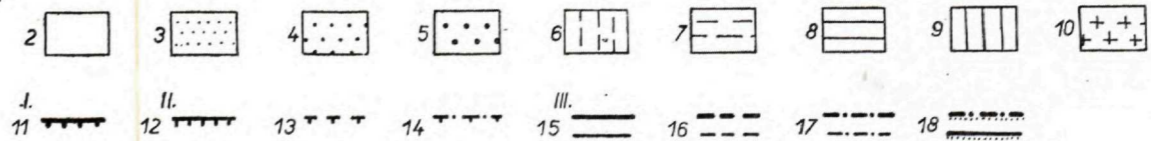
Príl. 2. Náčrt predpaleogénnych porúch Spišsko-gemerského rudohoria

(postupnosť ich vzniku vyjadrená zmenou charakteru minerálnej výplne)

Spracované podľa metalogenetickej mapy J. Ilavského (1961)

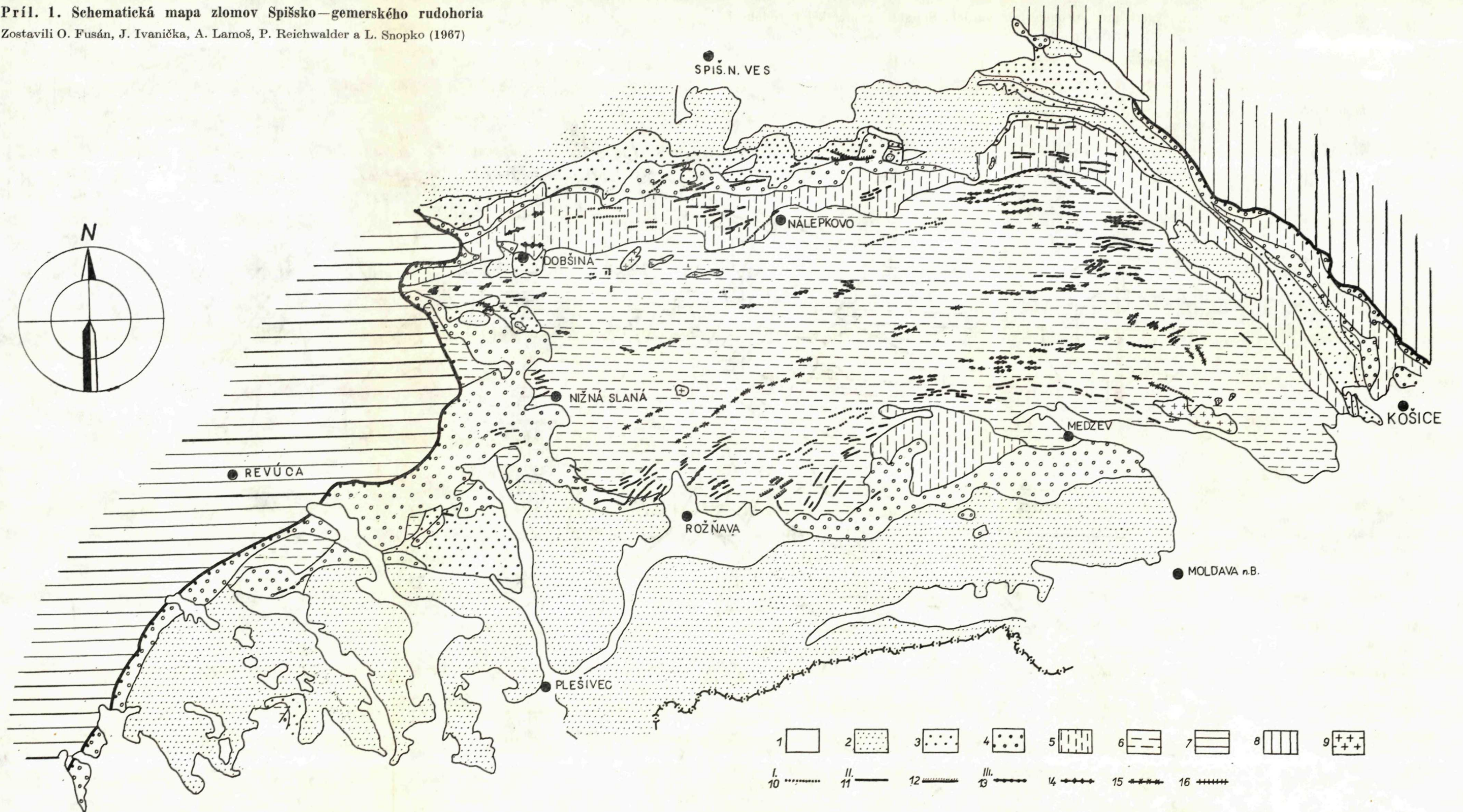


1 – terciér, 2 – mezozoikum,
 3 – perm, 4 – vrchný karbón,
 5 – rakovecká séria, 6 – gel-
 nická séria, 7 – veporidy,
 8 – tatridy, 9 – gemeridné
 granity. 10–16 poruchy a ich
 výplň: 10 – najstaršie poruchy
 vzniklé pred S_1^A : výplň kremeň-
 fuchsit, kremeň-chlorit, kre-
 meň – hematit; 11 – 12
 mladšie poruchy vzniklé po
 S_1^A a pred S_2^A s výplňou:
 11 – kremeň-sideritovou a 12 –
 kremeň-siderit-barytovou;
 13 – 16 najmladšie poruchy
 vzniklé po S_2^A (často ide o ob-
 noveném staršie poruchy) s mi-
 nerálnou výplňou prevažne sul-
 fidickou pri maximálnom u-
 platnení: 13 – Cu–sulfidov,
 14 – Co–Ni – minerálov, 15 –
 Sb–minerálov, 16 – turmalínu.

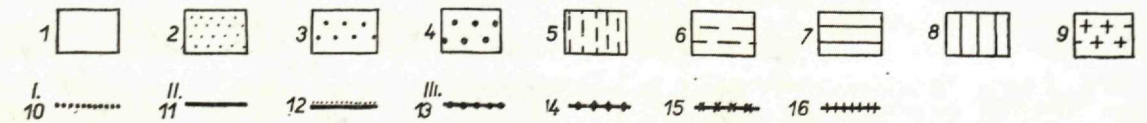


Príl. 1. Schematická mapa zlomov Spišsko—gemerského rudohoria

Zostavili O. Fusán, J. Ivanička, A. Lamoš, P. Reichwalder a L. Snopko (1967)



1 — ružicové diagramy dislokácií, zistených v banských dielach; 2 — terciér, 3 — mezozoikum, 4 — perm, 5 — vrchný karbón, 6 — rakovecká séria, 7 — gelnická séria, 8 — veporidy, 9 — tatridy, 10 — gemeridné granity. 11 — 18 *tektonické prvky*: 11 — línia nasunutia gemeríd na tatridy a veporidy; 12—14 *prešmyky*: 12 — overené, 13 — predpokladané, 14 — zakryté; 15—18 *poklesy a posuny*: 15 — overené, 16 — predpokladané, 17 — zakryté, 18 — omladzované.



JOZEF PECHO

TEKTONIKA SEVERNÉHO OKRAJA GEMERÍD (Severozápadná časť)

Pohorie gemeríd má pomerne zložitú vrásovo-zlomovú stavbu, ktorá je výsledkom viacerých horotvorných fáz. Najvýraznejšie štruktúrne znaky však zanechali najmladšie pohyby — alpínske, ktoré často zotrelí staršie štruktúry, alebo ich miestami prevzali, kopírovali a tak zvýraznili starší štruktúrno-tektonický systém. Preto miestami dochádza k interferencii starších zlomových línií s mladšími, čo štruktúrno-tektonický rozbor značne sťažuje.

Podľa Maheľa (1953) najsevernejšou tektonickou jednotkou gemeríd je tzv. *severogemeridná synklinála*, prebiehajúca úzkym synklinálnym pásmom cez celý severný okraj gemeríd. Na jej vývoji a formovaní sa podieľal herecýnsky a alpínsky vývojový cyklus. Tvorí ju hlavne horniny triasu, permu až karbónu. Zo severnej strany ju lemujú, miestami prekrývajú horniny paleogénu. Tu tvorí oblúk vyklenutý k severu. Pohyby prichádzali zrejme z juhu na sever, čo potvrdzuje aj severná vergencia vrás. Príčina jej oblúkovitého priebehu nie je známa. Podľa Maheľa (1953) pri formovaní severogemeridnej synklinály hral dôležitú rolu aj kryštálický masív Sľubice a Čiernej hory. Myslím, že príčiny jej vyklenutia a oblúkovitého priebehu treba hľadať aj v starších podložných herecýnskych štruktúrach a v mladšom zlomovom systéme, ktorý ho ešte zvýraznil. Začiatok severogemeridného prehlbenia nastal zrejme už po vyzdvihnutí a vyvrásnení centrálnej časti gemeríd, reprezentovanej kaledónskym komplexom hornín gelnickej série. Vyvrásnením centrálnej časti vzniklo mohutné antiklinórium — *volovecké pásmo* (Zoubek 1956). V dôsledku vyzdvihnutia a vyvrásnenia centrálnej časti gemeríd došlo k postupnej regresii mora k severu a k juhu a k prehlbovaniu severného a južného okraja gemeríd. Vyvrásnením centrálnej časti gemeríd sa nevytvorila výraznejšia zlomová tektonika, len vrásová, mladšími horotvornými pohybmi prepracovaná.

Dnes tu môžeme sledovať niekoľko vrás generálne V—Z smeru. V oblasti Súľová—Hoľa (1268) os čiastkovej synklinály tvorí mierny oblúk zo SZ do V—Z smeru. Severnejšie, asi údolím rieky Hnilca prebieha os antiklinály (*hnilecká antiklinála*; Snopko 1960) V—Z smerom. Antiklinála je priama, len mierne naklonená k severu. Jej ramená majú až 1,5 km rozpätie a upadajú pod 35 až 45° uhlom k severu a juhu. Severnejšie od nej dochádza k stlačeniu vrás s výraznejšou vergenciou k severu. Výraznejšie synklinálne pásmo prebieha tu v línii Babiná (1279,1), Šajby (1095,5), Holičky, Pálenica, Čierna Hora, Šajkán (929). Paralelne s týmto pásmom prebieha severnejšie *antiklinálne pásmo Rakovec — obec Hnilcec — Vrch nad Javorom* (1088) a ďalej k východu do oblasti Čiernohorských kúpeľov, kde sa mierne stáča k SV. Jej severné krídlo sa ponára pod karbón; mocnosť tohto súvrstvia nie je doteraz zistená, odhaduje sa na 2 až 3 tisíc metrov.

Vývoj karbónu, ktorý v dôsledku hercýnskych pohybov bretónskej fázy vrásnenia leží na podložitých vrstvách diskordantne a transgresívne, bol prerušený novými orogenetickými pohybmi hercýnskeho orogénu — pravdepodobne astúrskou fázou vrásnenia, ktorá sa tu prejavuje chýbaním vrchného oddielu vrchného karbónu (stefanien) a spodného permu. V súvislosti s týmito pohybmi boli vrstvy karbónu vyvrásnené a došlo k postupnej regresii karbónskeho mora ďalej k severu a k opätovnému zdvihu pohoria v južnej časti. Podľa niektorých geológov toto vrásnenie sa prejavilo len v slabej miere. Vo väčšej miere dochádzalo k vertikálnym pohybom a zlomom, neskôr obnovovaným mladšími horotvornými procesmi; tieto nadobúdajú regionálny význam.

Karbón tvorí temer súvislé pásmo z oblasti Mlyniak až k Rudňanom; jeho značná časť je zakrytá permom. Pozorovaniu je vďaka erózii prístupné len úzke príbrežné pásmo — južné krídlo synklinály, ktoré upadá k severu pod uhlom 45—50°. Preto celkový jeho vývoj doteraz nepoznáme. Jeho mocnosť sa odhaduje nad 1 500 m.

Na čiastočne erodovaný karbón sedimentovali permské bazálne zlepenice; ich postavenie voči podložitú je výrazne diskordantné. Majú charakter suchozemskej, lagunárnej až plytkomorskej sedimentácie; jednotlivé litologické súvrstvia rýchllo sa striedajú a menia mocnosť. Po uložení bazálnych členov permu dochádza k podmorským pohybom a k slabej vulkanickej činnosti, ktorá sa prejavila výlevmi kremitých porfýrov. Psefitické sedimenty sú známe iba v príbrežnej okrajovej časti panvy, ktorá sa smerom k severu postupne prehĺbuje a sedimenty tu nadobúdajú charakter plytkomorský. Zlepenice na báze chýbajú a prevládajú pelitické sedimenty, vo vrchných častiach, blízko rozhrania perm—spodný trias doprevádzané evaporitmi (často až 100 m mocné). Výskyty evaporitov svedčia o regresii plytkého permského mora, doprevádzaného podmorskými pohybmi a zlomovou tektonikou. Či v súvislosti s týmito pohybmi boli vyvrásnené aj permské vrstvy pred transgresiou spodnotriaso-

vého mora (? pfalcská fáza vrásnenia), nie je jednoznačne potvrdené. Je však isté, že koncom permu až začiatkom spodného triasu došlo k intenzívnejším vertikálnym pohybom so systémom významnejších zlomov V—Z smeru. Vplyvom vertikálnych pohybov a zlomov boli vrstvy permu na mnohých miestach vynorené a vystavené erózii ešte pred transgresiou spodnotriasového mora. Veľká časť územia sa však nevynorila. Preto je miestami medzi permom a spodným triasom pomerne výrazné rozhranie s hrubodetritickými sedimentmi, pochádzajúcimi z podložia; miestami je nenápadný pozvoľný prechod z pestrých ílovitých až ílovito-piesčitých bridlíc permu do rovnakých hornín spodného werfenu.

K zlomovej tektonike popermskej, ale predtriasovej, počítam tektonické línie V—Z smeru s temer pravidelným úklonom k juhu (v medziach 40—80°). Pozdĺž týchto porúch dochádzalo k vertikálnym pohybom, poklesom a prešmykom. Severnejší podložný segment je voči nadložnému poklesnutý; amplitúda poklesu je až 500 m. Pozdĺž prešmykovej línie obyčajne býval nadložný segment nasunutý. Ide tu o zlomové línie prvého radu. V severnej časti gemeríd, na okraji severogemeridnej synklinály vytvárajú zlomové pásmo, doprevádzané siderit-kremeň-sulfidickým alebo barytovým zrudnením. Takýmto spôsobom vznikli viaceré významné hydrotermálne-žilné ložiská, napr. mlynecké, roztocké, gretelské a bindt-rudňanské. Menej významné línie tohto typu prebiehajú aj z oblasti Sykavky cez Vrch nad Javorom do oblasti roztockej, len miestami doprevádzané hydrotermálnym žilným kremeňom pomerne veľkých mocností. Severnejšie od nich prebiehajú už spomenuté mlynecké prešmykové línie smerom k východu popod M. a V. Knólu, cez Grajnár do oblasti Roztok, Hnilčíka, Bindtu až do Rudnian. Ďalšie prebiehajú z oblasti Malej Havranej doliny cez Muráň do oblasti Grétly a ďalej k východu. Sú až niekoľko desiatok km dlhé a 500 — 1000 m hlboké (žila Droždiak v Rudňanoch).

Medzi tektonickými líniami prvého radu sú vyvinuté zlomy, pozdĺž ktorých nedošlo k pohybom; sú to trhliny druhého radu, vyplnené siderit-kremeň-sulfidickým zrudnením. Majú charakter sperených žíl, napr. roztocké žily v podloží tektonickej línie Hrubej a Širokej žily, alebo tzv. malobindtské žily v podloží tektonickej línie Hrubej a Novej žily bindtskej. Tieto trhliny sú nehlboké (do 150 m), pomerne krátke (1—2 km). Sem patria azda aj niektoré priečne zlomy, ktoré je ťažko vyčleniť. Týmito pohybmi končí hercýnsky a nastupuje alpínsky vývojový cyklus.

Do *alpínskeho vývojového cyklu* spadá v tomto území sedimentácia ílovito-piesčitých a dolomiticko-vápenatých vrstiev stredného a vrchného triasu s ojedinelými výskytmi báziických intruzív (Bindt, Závadka). Horniny triasu sú tu značne rozšírené, budujú rázovitú oblasť Stratenskej hornatiny a pohoria Galmus. Rozloženie hornín permu a triasu má už výraznejší synklinálny cha-

rakter. Podľa Maheľa (1953) horninový komplex permu a triasu patrí k tzv. mladším členom synklinálnej výplne; k starším členom počíta horniny karbónu a staršie, tvoriace podklad severogemeridnej synklinály. Definitívne formovanie severogemeridnej synklinály je výsledkom alpínskych horotvorných pochodov. Za hlavných alpínskych horotvorných fáz boli sedimenty mezozoika a staršie intenzívne vyvrásnené vyvalcované a spodnotriasové werfenské flovité vrstvy redukované, stlačené a najmä vápencovo-dolomitický komplex sunutý po plastickejšom spodnotriasovom súvrství k severu. Tieto pohyby charakterizuje intenzívne zbridičnenie hornín v smere V—Z a úklone 40—60° k juhu. Alpínske horotvorné procesy vytvorili tu systém vrás s odlišným priebehom oproti vrásam z hercynského orogénu. Najjužnejšia synklinála z týchto vrás prebieha z oblasti Suchého vrchu spočiatku SV smerom, postupne sa stáča do smeru V—Z na Luxlander a ďalej k východu do oblasti Zadnej doliny, smerom na Stožky až do Galmusu. Podobný smer má aj ďalšia synklinála, ktorá prebieha z oblasti Strážanského kopca na Ostrý vrch, Okruhlovec, Čiernu horu (700,6) a ďalej k východu, kde sa tiež ponára pod vrstvy paleogénu. Ďalšia synklinála prebieha z oblasti Malého Muráňa k Novoveskej Hute cez Skalku a Ježovú horu (690,0) k východu, kde sa tiež ponára pod paleogén. Paralelne s nimi prebieha spočiatku SV smerom synklinála z oblasti Hýl (1157,5) na Medvediu hlavu, kde sa postupne stáča do V—Z smeru cez Šulerloch k východu, kde sa opäť ponára pod paleogén. Toto synklinálne pásmo sa znovu vynára spod paleogénu až v oblasti Galmusa. Tieto štruktúry naväzujú na štruktúry, prebiehajúce severnejšie v oblasti Stratenskej hornatiny. Z tohto náčrtu vidieť, že severogemeridná synklinála predstavuje v podstate synklinórium. Relatívne neskoršie po zvrásnení sa vytvárajú veľké zlomové línie V—Z smeru. Na mnohých miestach boli popermské a staršie zlomy obnovené; zlomové línie majú prešmykový charakter, V—Z smer, s úklonom k juhu asi 40 — 80°. Doprevádzané sú mladším zrudnením kremeň-ankerit-sulfidickým. Žily tohto typu sa nachádzajú aj v starších sériách a vo vrstvách werfenu v oblasti Novoveskej Huty. Je zaujímavé, že sideritové alebo barytové zrudnenie vo werfene nie je známe, len v útvaroch starších. Preto som názoru, že alpínske zlomové línie sú doprevádzané len kremeň-ankerit-sulfidickým zrudnením, ktoré často zatláča na starších ložiskách v dôsledku obnovenia zlomovej tektoniky staršie kremeň-siderit-barytové a staršie sulfidické zrudnenie. Potvrdzujú to aj štruktúry a textúry žilných výplní (žila Rinner v Roztokoch).

Okrem zlomových línií V—Z alebo SV smeru sú na alpínsky orogén viazané aj priečne zlomy SV smeru, ktoré sú relatívne mladšie, pretože utínajú smerné línie často aj s rudnými žilami. Majú sklon obyčajne k JV 40 — 70°. V oblasti Rudnian a na Grétle majú dosť pravidelnú podobu, totiž každý východnejší ufatý segment hornín alebo žily je voči západnému segmentu poklesnutý a zároveň sunutý niekoľko metrov k severu.

Niektoré zlomy majú S—J smer, so striedavým úklonom k V alebo k Z, napr. S od Grétly. Tu na prvý pohľad z geologickej mapy vidíme, že synklinálne pásma, prebiehajúce z oblasti Suchého vrchu a Strážanského kopca sú od seba oddelené mladšími tektonickými líniami prvého rádu, uťatými ešte mladšími priečnymi poruchami S—J smeru, s úklonom k západu. V dôsledku úklonu porúch a morfológie povrchu prebiehajú oblúkovite. Zistili sa aj v banenských priestoroch na sadrovcovom ložisku na Podzámčiskách. Vplyvom tejto tektoniky sa zachovali dolomiticko—vápencové kryhy Ostrého vrchu, Okružľovca, Čiernej hory a Luxlanderu v jadre synklinál, ktoré sú zbytkom pôvodne súvislého, málo zvrásneného pokrovu. Takýto smer majú aj poruchy na južných svahoch M. Knoly.

Zlomy SZ — JV smeru s úklonom k SV alebo k JZ sa zdajú byť najmladšie. Spôsobujú vertikálne pohyby, zriedka posuny. Sú známe z oblasti Mlyniek a hnileckých žúl. Ich vplyvom je hnilecký žulový masív rozlámaný na niekoľko tektonických blokov, pričom z vyzdvihnutých blokov boli erodované nadložné bridličnaté vrstvy granitov. U jednotlivých žulových blokov je výrazná alpínska bridličnatosť i alpínsky štýl zlomovej tektoniky.

Alpínske vrásové a zlomové štruktúry sú viazané na hlavné alpínske pohyby, spadajúce do strednej až vrchnej kriedy. Ich časová postupnosť (ako sa javí v území Mlynky až Rudňany) je: vrásové štruktúry → prešmykové zlomové línie V—Z smeru → priečne zlomy SV — JZ a S — J smeru → priečne zlomy SZ — JV smeru.

Alpínske mladšie priečne zlomy možno sledovať v celom priestore severogemeridnej synklinály. V západnej časti, v oblasti Dobšiná — Sp. Nová Ves prevláda smer približne SZ—JV až S—J, v centrálnej časti, v území Sp. Nová Ves—Kropachy SV—JZ a vo východnej časti, v úseku Kropachy—Košice JV—SZ až S—J.

Diskordantne na mezozoiku a starších sériách ležia vrstvy paleogénu, ktoré sa usadili po transgresii mora v eocéne. Ide hlavne o polymiktné zlepence, pieskovce a piesčité bridlice. V našom území vyplňujú mezozoickú depresiu medzi Tepličkou a Rudňanmi. Väčšie rozšírenie majú severne od Hornádu, kde ležia temer horizontálne, alebo sú len mierne naklonené k severu. Popaleogénne pohyby sa tu prejavili len neparne, aj to iba zlomovou tektonikou; k takýmto zlomom možno bezpečne zaradiť iba zlom S od Poráča (smer V—Z s úklonom k severu). Inde je ťažko vyčleniť popaleogénne zlomy, pretože paleogénne vrstvy sú tu len málo zastúpené.

*Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1958 — 1959: Geológia Československých Karpát. Zväzok I. a II. Bratislava. — [2] Andrusov D. — Bystrický J., 1959: O význame subhercýnskej fázy vrásnenia v Západných Karpatoch. Geol. zbor. SAV, 10/2 Bratislava. — [3] Bystrický J., 1959: Príspevok k stratigrafii muránskeho mesozoika. Geol. práce, Zošit. 55. Bratislava. — [4] Buday T. — Kodym O. — Maheľ M. — Máška M. — Matějka A. — Svoboda J. — Zoubek V., 1961: Tektonický vývoj Československa. Praha. — [5] Fusán O., 1950: Nové poznatky o tektonike staršieho paleozoika Gemeríd. Geol. zbor. I/2—4. Bratislava. — [6] Fusán O. — Máška M. — Zoubek V., 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie spišsko-gemerského paleozoika. Geol. práce, Správy 2. Bratislava. — [7] Ilavský J. — Čížlík J., 1959: Náčrt metalogenézy Západných Karpát. Geol. práce, Zošit 55. Bratislava. — [8] Kamenický J., 1956: Vulkanizmus Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. zbor. 7. Bratislava. — [9] Maheľ M., 1953: Niektoré problémy severogemerídnej synklinály. Geol. sbor. IV/1—2. Bratislava. — [10] Maheľ M., 1953 a): Niekoľko stratigraficko-tektonických úvah o gemeridách. Geol. sbor. IV/1—2. Bratislava. — [11] Maheľ M., 1954: Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika západných Gemeríd. Geol. zbor. 5. Bratislava. — [12] Máška M., 1956: Zpráva o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohoří, I. Správy ÚÚG, Praha. — [13] Máška M., 1957: Zpráva o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohoří, III. Zprávy ÚÚG. Praha. — [14] Rozložník L., 1957: Geologické a rudné pomery okolia Dobšinej. Geol. práce, Správy 11. Bratislava.

PAVOL GRECLA

PREŠMYKOVÉ LÍNIE V OBLASTI MNÍŠKA N/HN. A ICH VZŤAH K RUDNÝM LOŽISKÁM

Pri prieskume v širšom okolí Mníška n/Hn. v banských dielach okrem priečnej zlomovej tektoniky, ktorá zvyčajne segmentuje rudné teleso, bola pozorovaná aj smerná zlomová tektonika. Tieto smerné poruchy sa všeobecne považovali za žilné línie, pričom sa nehladali fakty pre ich bližšie objasnenie. Pri posudzovaní, hodnotení a klasifikácii zlomovej tektoniky nutno vychádzať z procesov, ktoré k nej viedli; tieto sú však spoločné aspoň v určitom čase a priestore pre plikativnú i pre disjunktívnu tektoniku. Z toho vyplýva, že tektonickú stavbu určitého regiónu — jednotky nemožno posudzovať iba z jediného aspektu. Zlomová tektonika je úzko spätá s plastickými deformáciami a v podstate predstavuje ich pokročilejšie štádium (Sitter). Preto zlomové štruktúry, hlavne zrudnené, treba posudzovať spolu s vrásovými štruktúrami.

Strednú časť SGR tvorí niekoľko vrásových štruktúr so zachovanými antiklinálnymi i synklinálnymi časťami. Tieto štruktúry pokračujú aj k východu. V západnej časti Snopko (1957) vymedzil hnileckú antiklinálu, ktorá je základným stavebným elementom gelnickej série. Keďže táto štruktúra bola vyčlenená na podklade inej stratigrafickej schémy, ťažko ju dávať do súvisu s východnejšími štruktúrami.

V širšom okolí Mníška antiklinálne a synklinálne pásma sú výrazne vyvinuté, ale silne prepracované, resp. dotvorené disjunktívnou tektonikou. Vrásové štruktúry majú v podstate izoklinálny charakter so severnou vergenciou, pričom prevrátené remená sú buď silne redukované, alebo až pretrhnuté. Ako ukázali aj technické práce, väčšie vrásové štruktúry nepredstavujú kontinuálnu deformáciu, ale ide o kombináciu vrásových a zlomových deformácií. Na strmých až prevrátených severných krídlach antiklinál došlo pri stlačovaní k pretrhnutiu ramena a k vzniku dislokačnej plochy, po ktorej antiklinálna

časť vrásky bola presunutá na synklinálnu, poprípade iba antiklinálna časť bola vyzdvihnutá. Preto pre strednú a východnú časť gelnickej série gemeríd je charakteristická vrásovo-prešmyková stavba. Jej vznik spadá do doby vyrásnenia sedimentačného priestoru staršieho paleozoika počas variskeho orogénu, pričom jej zvýraznenie je alpínske. Malé vrásky (radu $dm - m$; bežne pozorovateľné) sú prestúpené alpínskou bridličnatosťou, ktorá je ešte presekávaná puklinami smeru $b - c$.

K pretrhnutiu krídla vrásky nedochádza naraz po celej dĺžke, ale postupne v priestore a čase; napr. severné rameno antiklinály Hutnej hole v oblasti Prakoviec a Mníška je silne redukované, k jeho roztrhnutiu dochádza až južne od Hutnej hole v najvyšších častiach vrásovej štruktúry.

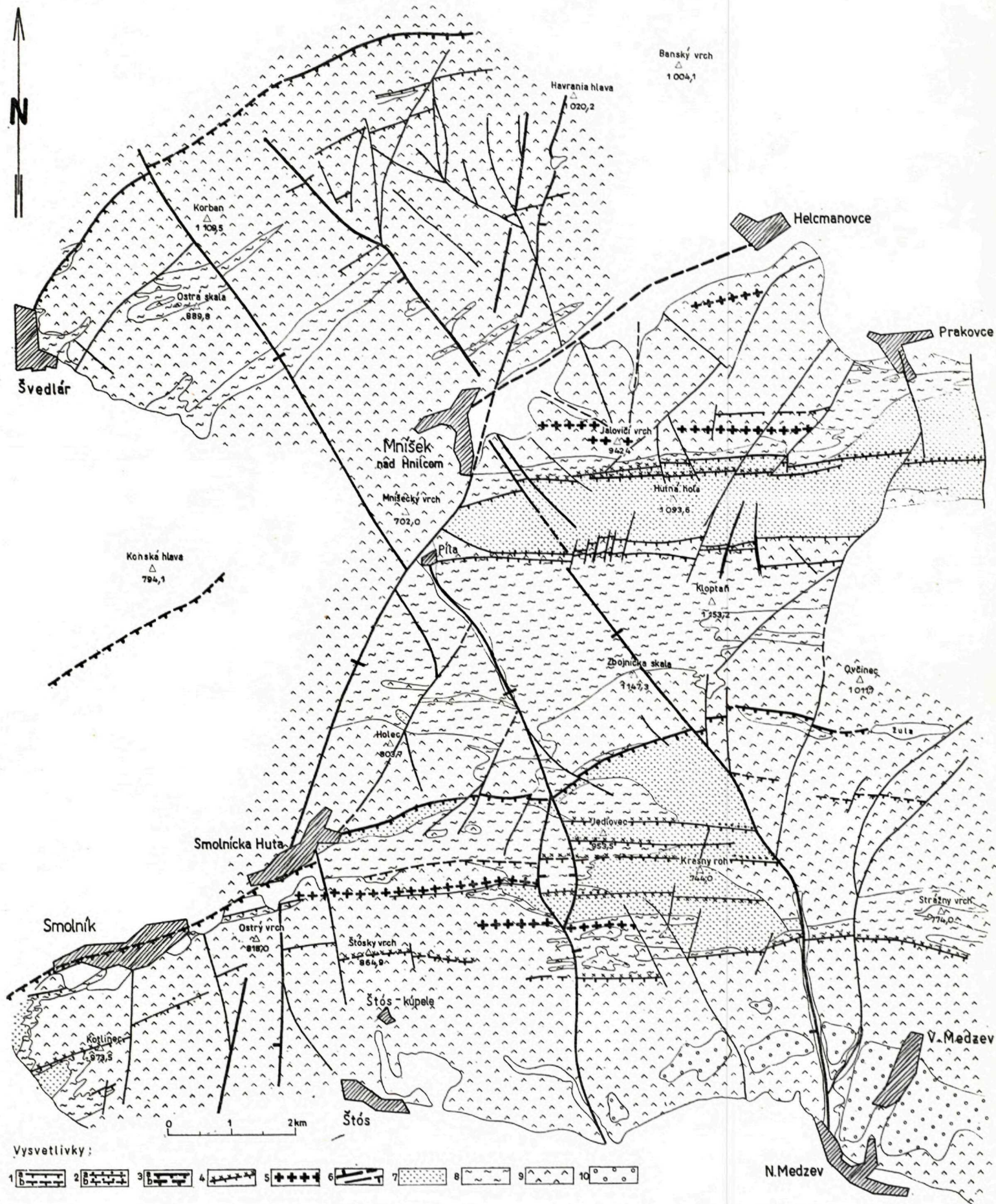
Medzi významné prešmyky patrí vrásový prešmyk Jedlovca, ktorý možno sledovať v dĺžke 6 km od Smolníckej Huty cez Zbojnický kameň do Zlatej doliny. Východne od Zlatej doliny v poklesnutom bloku je sledovateľný iba lokálne, a to južne od vrchu Ovčinec a smeruje na humelský žulový masív. Západne prebieha pravdepodobne údolím Smolníckeho potoka (od Smolníckej Huty po Kotlinu) a od Kotliny sa dvíha smerom na Pipitku, kde je už málo výrazný. Takto je jeho dĺžka (takmer 20 km) dnes viditeľná na 2 km.

Plocha vrásového prešmyku je silne zvlnená, pričom aj jej doprovod je miestami rozdielny. Kde sa po oboch stranách prešmyku stýkajú plastické horniny, úklon je mierny ($30 - 50^\circ$ k J); kde sú na styku masívne horniny (kr. porfýry — kremence), plocha prešmyku je $70 - 90^\circ$, pričom výplň poruchy tvorí tektonický íl a závalky okolitých hornín z nižšie ležiacich súvrství. Okolie je silne kataklasované až mylonitizované v šírke 5 — 30 m.

Orientácia *drobnoštruktúrnych prvkov* po oboch stranách vrásového prešmyku Jedlovca je rozdielna a podmienená tektonickou diskordanciou. Pred zistením tohto prešmyku diskordantné uloženie hornín slúžilo ako jeden z podkladov pre vymedzenie smolníckej fázy vyrásnenia (Ilavský 1957) na báze gotlandu.

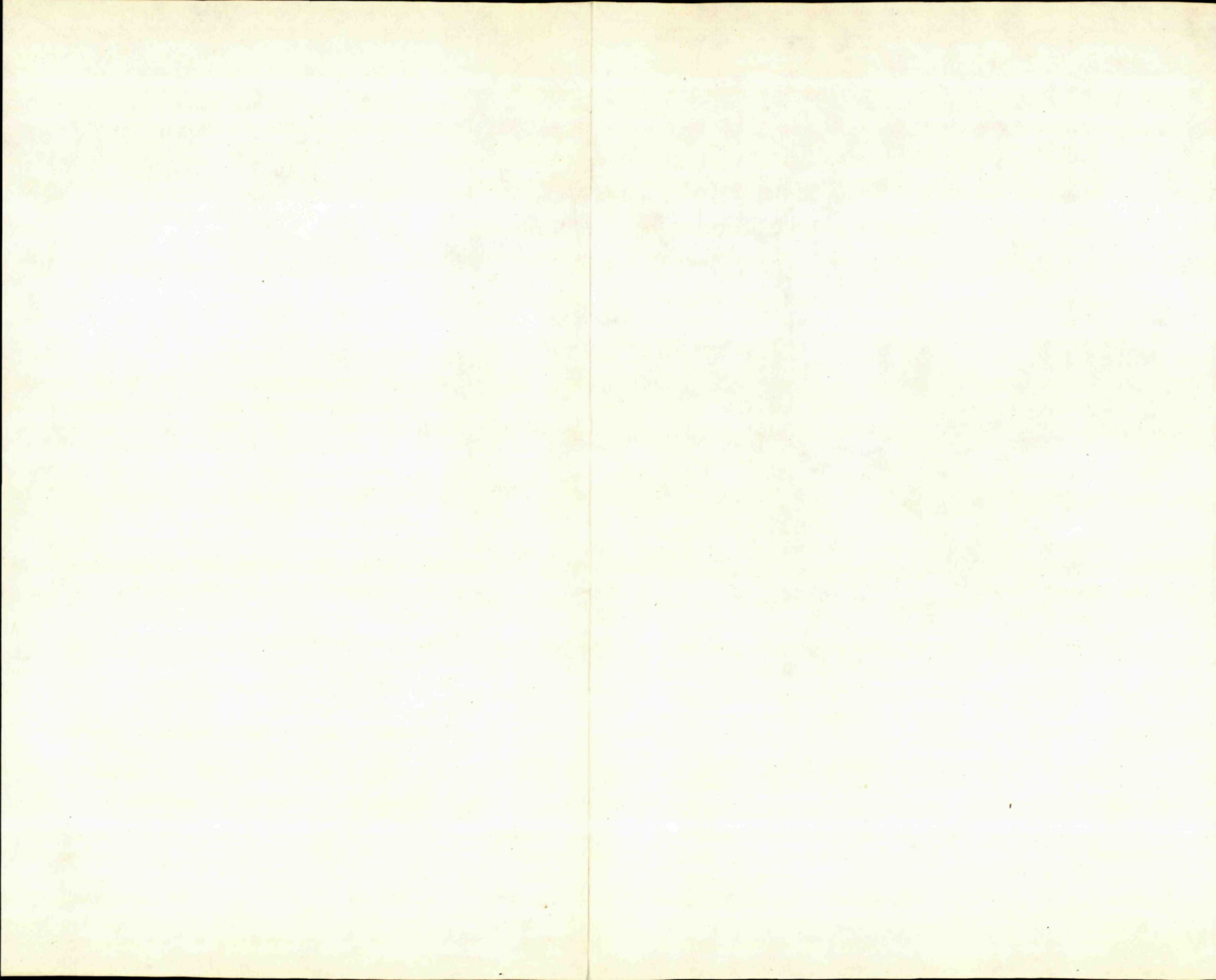
Doba vzniku prešmyku Jedlovca nie je jednoznačne určiteľná. Jeho vzťah k čiastkovým prešmykom v oblasti Jedlovca je diagonálny (pozri mapu), v JZ číťi územia (Smolník—Pipitka) súbežný s priebehom horninových a štruktúrnych pruhov. Ak predpokladáme, že vrásové štruktúry sú pôvodu variskeho s alpínskym prepracovaním, potom by prešmyk Jedlovca mohol predstavovať alpínsku štruktúru, sledujúcu miestami štruktúry variske.

V nadloží vrásových prešmykov sú čiastkové prešmyky menších rozmerov; napr. v nadloží vrásového prešmyku Jedlovca sú 3 takéto *čiastkové vrásové prešmyky*. Pri ich vzniku pozorovať zjav, že najjužnejší prešmyk vo svojej strednej časti má rovnaký úklon ako severnejšie prešmyky. V hlbších častiach však úklon plochy je zvislý. Z toho usudzujeme, že pohyb spodnejších častí bol



Príl. 1. Mapa zlomov v oblasti Mníška n/Hnilcom — Zostavil P. Grecula (1965) 1 — vrásové prešmykové línie (hercynské, prepracované alpínsky); 2 — prešmykové línie; 3 — línie vrásových prešmykov (alpínské); 4 — prešmyky s rudnou výplňou; 5 — synsedimentárne tektonické línie (zóny

v staršom paleozoiku; 6 — priečna zlomová tektonika (1 — 6 tektonické štruktúry: a) zistené, b) predpokladané); 7 — súvrstvie detritické (flyšové); 8 — súvrstvie grafitických bridlic; 9 — súvrstvie vulkanogénne (7 — 9 staršie paleozoikum); 10 — neogén.



rýchlejší ako vo vrchnejších partiách; v dôsledku toho bližšie k hlavnej prešmykovej ploche vznikali vysoko vyzdvihnuté a strmo zakorenené vrásové prešmyky s približne rovnakým úklonom. Vonkajšie časti prešmykov vo vrchných voľnejších častiach sa prevracajú proti smeru pohybu v dôsledku silného vytlačenia hornín zo značných hĺbok; pred nimi boli už o niečo skôr vyzdvihnuté a strmo postavené masy hornín, ktoré nedovoľovali ďalší pohyb vo smere tlaku. Nie je vylúčené, že na tejto prešmykovej línii pri alpínskom prepracovaní došlo k poklesom, na čo poukazujú útržky z vyšších súvrství v spodnom detritickom súvrství staršieho paleozoika pozdĺž tektonickej línie.

Pri vrásových prešmykoch pozorovať aj určité pravidelnosti, napr. že sú oveľa výraznejšie vyvinuté v spodných stratigrafických súvrstviach staršieho paleozoika ako vo vrchnejších, ktoré sú okrem toho aj plastickejšie. V takom prípade zistenie, či ide o vrásový prešmyk, je veľmi obťažné. Okrem hornín na vznik prešmykovej plochy vplýva aj skutočnosť, že ku koncu prešmykovej línie sa husto vetví, vznikajú drobné prešmyky, v rovnorodom súvrství nepozorovateľné, prechádzajúce až v plastický pohyb (napr. záp. pokračovanie ďalších vrásových prešmykov Jedľovca, luciabanský vrásový prešmyk a i.). Z toho vyplýva, že k pretrhnutiu krídla nemusí dôjsť v rozsahu celej vrásy, ale len v jej častiach, a to postupne v priestore a čase. Vrásové prešmyky vznikajú na prevrátenom krídle vrásy, ale aby došlo aj k väčšiemu pohybu, zlom musí byť paralelný s vrstvami. Súvisí to s veľkosťou trenia (odporom), ktoré na zlome paralelnom s vrstvami je podstatne menšie ako naprieč vrstvami. Druhý prípad nastáva aj vo vrchných častiach veľkých vrás, resp. u plochých vrás, kde prešmyk je málo výrazný, alebo zaniká.

Okrem vrásových prešmykov sú bežné aj *menej významné prešmyky*, doprevádzajúce jednak vrásové prešmyky, resp. smerné vrásové prešmyky prechádzajú do bežných prešmykov (v oblasti Kostolnej a Zlatej doliny). Ich vymedzenie je takmer nemožné. Možno to je od 1 km smernej dĺžky, kedy ich možno zistiť pri geologickom mapovaní, pri technických prácach i podľa ich výplne. Kým v severnej časti SGR sú takéto prešmyky početné a výrazné, v strednej časti SGR ich úlohu preberajú vrásové prešmyky.

Prešmykové línie zohrali najdôležitejšiu úlohu pri rozmiestnení rudných žíl, zrudnených pásiem a horizontov v SGR. Všetky významnejšie rudné žily sa viažu na prešmyky (Rudňany, Mlynky, Slovinky, žakarovské žily, fichtenhübelské žily a i.). Tieto žily majú na rôznych miestach rôzny vývoj, smerne i po úklone. Keďže ide o veľmi dôležité faktory, ktoré vplývajú na rozmiestnenie rudných koncentrácií, metodiku prieskumu a prognózne hodnotenie jednotlivých rajónov, rozoberieme ich na základe faktov a podkladov získaných hlavne v oblasti Jedľovca a Mníška.

V rudnom revíri Jedľovec (Fichtenhübel) je 6 paralelných žíl na vrásových prešmykoch Jedľovca. Hlavná línia vrásového prešmyku Jedľovca nie je

zrudnená, čo je preň typické; zrudnené sú však doprovodné línie. Najlepšie sú vyvinuté žily v oblasti kóty Jedlovec, kde vytvárajú v podstate súvislé teleso (1 — 10 m mocné) smerne i po úklone. Smerná dĺžka rudných telies žíl Krištof a Konštantia je cez 500, hĺbkove boli overené do 900 m, pričom v tejto hĺbke sú ešte v bilančnej mocnosti. Na západe sú utaté poruchou; východným smerom prechádzajú v nepravidelný šošovkovitý vývoj.

Žily sú najlepšie vyvinuté na smerných zlomových líniach, na krídlach strmých a hlboko zakorenených vrás, t. zn. v podstate na prešmykových líniach. Vysoké i nízke vrásky s takmer rovnako upadajúcimi krídlami, ktoré sú pretrhnuté, dali ideálnu možnosť vzniku prešmykovým plochám, rovnobežným s priebehom vrstiev. Okrem toho rozhranie kompetentných a nekompetentných hornín (kremence — graf. fylity) prešmykovú líniu ďalej zvýraznilo a stabilizovalo na pomerne veľkej ploche. Tým boli dané základné podmienky pre priaznivý vývoj rudných žíl; v našom prípade však prvoradým činiteľom je priaznivá tektonická štruktúra, ktorá nižšie prechádza do čiste kompetentných hornín, ktoré si naďalej zachovávajú podmienky pre vývoj prešmykovej línie a tým aj pre vznik žily. Podľa Belousova (1962) na dosah zlomu vplýva aj mocnosť kompetentných vrstiev. V našom prípade sú to lavicovité až masívne kremence, ktorých vrstevné plochy kládli pomerne malý odpor zlomu a pohybu po ňom.

Tento príklad zvyrazňuje úlohu *fyzikálno-mechanických vlastností hornín*. Východné pokračovanie žíl Jedlovca za priečnym SV—JZ zlomom tvorí mohutné súvrstvie kremencov. Prešmykové línie tu pokračujú, avšak vývoj žíl je veľmi nepravidelný, šošovkovitý — slovom nebilančný. Hoci sa zachovalo vhodné horninové prostredie nezachovali sa tu vhodné štruktúry. Vrásky oproti oblasti Jedlovca sú ploché, prešmykové línie nesledujú priebeh vrstiev, vzniká tým veľké trenie pri pohybe, takže pri slabých pohyboch vznikajú aj malo výrazné tektonické línie, na ktorých vývoj žíl je šošovkovitý. Z toho vidno, že vhodné horninové prostredie bez vhodnej tektonickej štruktúry nie je zárukou priaznivého vývoja žily. Pritom treba zdôrazniť ešte aj geometrický vzťah priebehu zlomu k priebehu vrstiev, o ktorom vyššie bola zmienka. Tak žila Jašterica v najvyšších častiach, kde jej tektonická línia je takmer paralelná s vrstvami, má podstatne lepší vývoj ako v nižších častiach, kde je stále šikmejšie orientovaná k priebehu vrstiev. Vrtný prieskum tu skončil negatívne.

Už z týchto príkladov vidno, že veľmi dôležitá je *vzájomná spätosť vhodnej štruktúry a vhodného horninového prostredia*. Na príklade luciabanského žilného ťahu však vidíme, že kým štruktúra sleduje kompetentné horniny, resp. ich rozhranie s nekompetentnými, aj vývoj žíl je priaznivý. Západnejšie, kde prešmyková línia prechádza do vyšších stratigrafických fylitických súvrství, táto sa v podstate zachováva buď ako línia, väčšinou ako tektonické pásmo, avšak iba s lokálnym a šošovkovitým vývojom žily. S tým istým sa stretávame aj pri

záp. pokračovaní žíl Jedlovca a ich pokračovaní východne od Zlatej doliny. Pre prognózne posúdenie žilných línií pristupuje tak ďalší faktor, a to *litologický vývoj* jednotlivých súvrství, resp. ich fyzikálno-mechanické vlastnosti.

Tieto poznatky možno aplikovať aj na ostatné rudné revíry, hoci tu pristupujú ešte ďalšie faktory. Iste treba ináč hodnotiť prešmyk pri severnom okraji SGR (Mlynky-Roztoky-Bindt-Rudňany-Slovinky), ktorý je svojou mohutnosťou ojedinelým zjavom v zlomovej tektonike SGR. Jeho príčinu vzniku treba hľadať už v staršom paleozoiku s hlbinným tektonickým štýlom, kde hercýnsky založené prešmykové línie pri alpínskom oživení vnútili svoj priebeh aj nadložným komplexom už s povrchovým tektonickým štýlom. Pri jeho značnej intenzite bol potlačený moment vzťahu zlomu k priebehu vrstiev a štruktúr — aspoň v súvrství karbónu. Vo vyšších súvrstviach permu a werrfenu však tieto vplyvy sa prejavujú už negatívne, takže výrazná línia v karbóne sa vo vyšších stratigrafických súvrstviach stráca. K tomu pristupuje aj výrazná plastičnosť permowerfenských hornín, kde tento výrazný prešmyk miestami prechádza do plastickej deformácie (Poráčka dolina).

Pri skúmaní vývoja žíl treba prihliadať aj na *existenciu elevácií a depresí* (nadhodené Rozložník). Zdá sa, že túto otázku treba riešiť spolu s priečnymi poklesmi a zdvihmi, ktoré segmentujú celé SGR v S—J smere. V dôsledku toho sa v niektorých kryhách zachovalo vyššie stratigrafické súvrstvie (v staršom paleozoiku obyčajne plastickejšie), v iných spodné členy paleozoika, v ktorých sú rôzne podmienky pre priaznivý vývoj žilných štruktúr.

Zo *smerných tektonických štruktúr* okrem prešmykov spomeniem ešte niektoré staré smerné tektonické línie, dokumentované nepriamo, hlavne niektorými litologickými a vulkanickými typmi hornín, ako aj pomocou rozloženia syngenetických ložísk. Za smernú synsedimentárnu tektonickú líniu treba považovať líniu tiahnucu sa od Smolníckej Huty smerom na Jedlovca a Krásny roh s výskytmi bázičných hornín vo forme *žilných telies*, alebo s doprovodnými pyroklastickými horninami. Na tento systém zlomov sa azda viaže aj pyritové zrudnenie v okolí Smolníka a Mníška n/Hn., ktoré je s bázičným vulkanizmom v genetickom vzťahu.

Podobne sa prejavuje aj synsedimentárny zlom medzi Mníškom a Prakovcami, kde možno hovoriť skôr o *tektonickom pásme*, resp. o *mobilnej zóne* počas sedimentácie staršieho paleozoika. V gemeridách môžu v staršom paleozoiku (v jeho vyšších častiach) existovať viaceré takéto mobilné synsedimentárne tektonické zóny, ktoré vplývali na charakter sedimentácie, ale predovšetkým na vulkanickú činnosť, ktorá v jednotlivých zónach bola dosť rozdielna (čo do charakteru a aktivity vulkanizmu i čo do formy prejavu). Či tieto staré zlomy dnes väčšinou pochované, boli neskôr oživované, resp. či niektoré mladšie kopírujú synsedimentárne zlomy, dnes ťažko posúdiť.

Obr. 1. Vývoj žil v strednej časti SGR vo vzťahu k tektonickým štruktúram a litologickému charakteru hornín

ú tvar		1	2	3	Typ ložísk		
		Štruktúra hlbinnej stavby	typu povrch.stavby	žily mladšie ako 1a2	1	2	3
verfén							mladšie ako 1a2
perm	bridlice pieskovce zlepenca					Záhura Bindt Rudňany	Grétla
	zlepenca						
karbon	diabázy						
	bridlice					Rudňany Roztoky Bindt	Rudňany (ankerit - kre- meň, zrudnenie)
	zlepenca						
staršie paleozoikum	súvrstvie vulkano- genné (+rak.séria)				Klipberg Slovinky Gelnica Švedtár	Rudňany Švedtár	kremenné žily
	súvrstvie grafitic- kých bridlic				záp. časť žil Luciabaňe (Medzev, Štós)	záp. časť žil Fichtenhübla	typu Švedtár
	súvrstvie detritic- ké (flyšové)				Fichtenhübel	Luciabaňe V. časť Fichtenhübla	Fichtenhübel

V zlomovej tektonike významné miesto zaujímajú *priečne tektonické poruchy*, ktorým sa v gemeridách venovala značná pozornosť, lebo sa s nimi stretávame pri prieskume i ťažbe ložísk, ktoré obyčajne segmentujú (prípadne ložisko úplne znehodnocujú). Zistilo sa napr., že východný segment od poruchy je posúvaný k severu. Podľa dneš. stavu poznatkov v študovanej časti územia po týchto priečných líniách len zriedkavo dochádzalo k posunom; väčšinou ide o poklesy, ktoré keď presekávali žily s prevládajúcim južným úklonom, tieto nutne zaujali polohu o niečo severnejšie. O niektorých rajónoch (Jedľovec) však pri vetvení priečných porúch vzniká systém hrastí a prepadlín v malom meradle, v ktorom potom „posun“ žíl je k severu i k juhu.

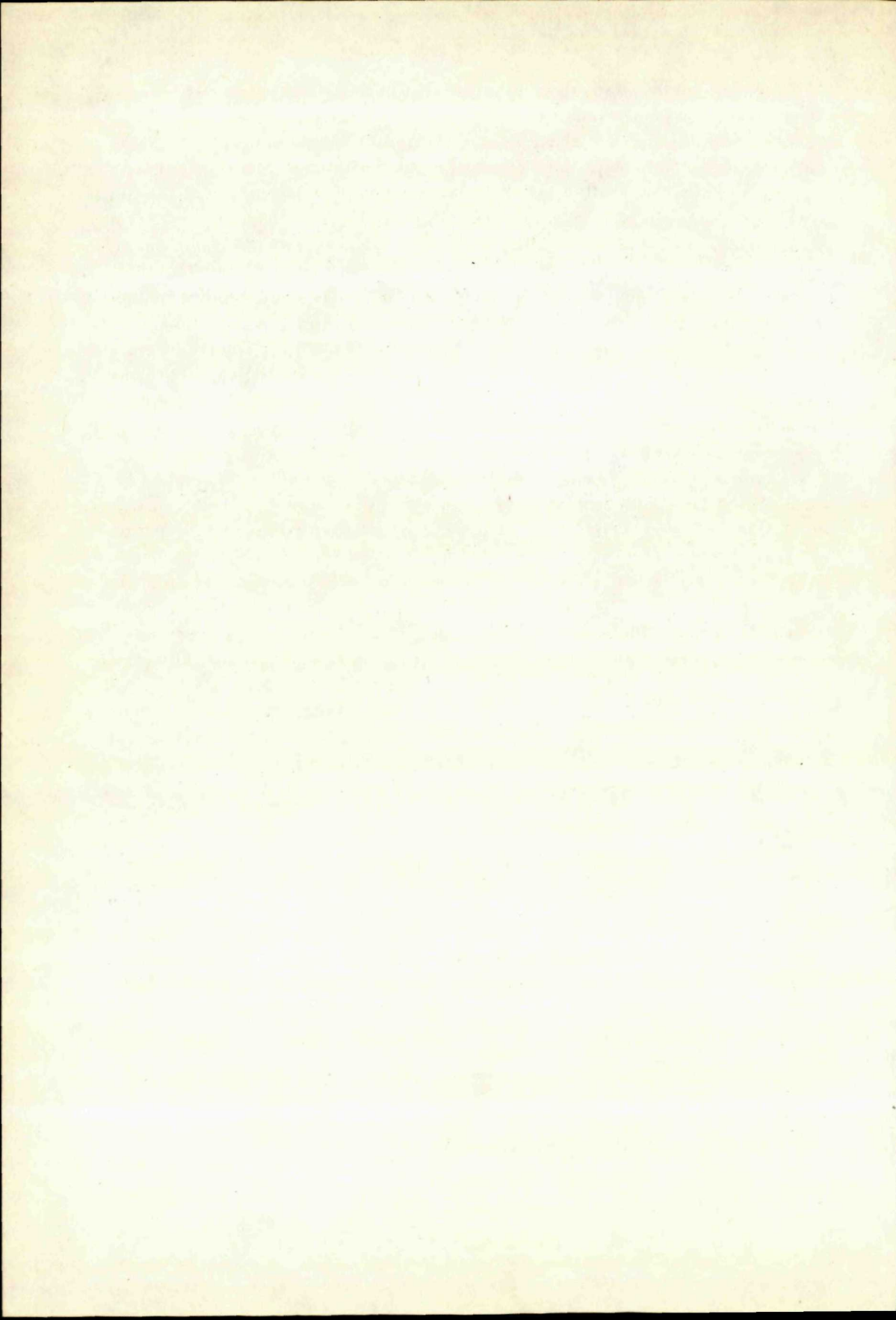
Z priloženej mapy zlomov (príl. 1.) vidno, že z priečnej zlomovej tektoniky prevládajú dva smery porúch: SZ a SV, smer S—J je zriedkavejší. Priečne zlomy sa vo vyšších horizontoch často vetvia, ba badať aj náznaky kulisovitého usporiadania zlomov. Orientácia úklonu priečných porúch je asi u väčšiny premenlivá; poukazujú na to zistenia v banských prácach (napr. Švedlár).

Niektoré priečne zlomové línie sú veľmi výrazné, napr. mníšecký zlom, ktorý prechádza celým Rudohorím SSV—JJZ smerom a pokračuje ďalej k severu, kde oddeľuje tatrídne jadro Braniska od paleogénu Levočského pohoria. Západná časť pozdĺž tohto zlomu poklesla, v dôsledku čoho po oboch stranách zlomu sa stýkajú rôzne stratigrafické súvrstvia. Amplitúdu poklesu možno odhadnúť na 500 až 1000 m i viac. Tento zlom, resp. sústava zlomov obmedzuje z vých. strany mezozoikum Slovinskej skaly.

Významný priečny zlom smeru SSZ—JJV prechádza tiež celým Rudohorím aj cez Medzev—Zbojnícku skalú a Mníšek a zasahuje aj do priľahlých oblastí paleozoika gemeríd. Pozdĺž neho výrazne poklesla vých. časť, takže územie Smolník — Medzev — Mníšek predstavuje hrast', obmedzenú mníšeckým a medzevským zlomom. Ich vek je preukázateľne popaleogénny.

LITERATÚRA

- [1] Belusov V. V., 1962: Osnovnyje voprosy geotektoniky. Moskva. — [2] Ilavský J., 1957: Metalogenéza okolia Smolníka. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [3] Grecula P., 1965: Geologická stavba strednej časti gemeríd a jej vzťah k rudným ložiskám. Rukopis; Geofond, Bratislava. — (4) Grecula P., 1967: K stratigrafii gelnickej série gemeríd. Čas. pro min. a geologii, Praha. — [5] Sitter L. U., 1956: Structural geology. New York.



TOMÁŠ GREGOR

ZLOMY V JUŽNEJ A JUHOZÁPADNEJ ČASTI GEMERÍD A ICH VZŤAH K ZRUDNENIU

Disjunktívne štruktúrne deformácie podmienené tlakovým, resp. ťahovým fenoménom úzko súvisia s megaštruktúrami tektonickej stavby južnej a juhozápadnej časti gemeríd; ich vzájomnú súvislosť dokresľujú drobnoshtruktúrne elementy. Rozlišujeme tu poruchy prešmykového, poklesového, zdvihového a posunového charakteru, smerné alebo priečne na vrásové štruktúry. Podľa priebehu majú smer SV—JZ, SZ—JV, alebo V—Z a Z—V. Tieto zlomy nie sú výsledkom jednorázového tektonického aktu, ale vytvárali sa v priebehu niekoľkých orogénov — kaledonského, hercynského a alpínskeho.

Zlomy a vrásové štruktúry

V juhozápadnej a južnej časti gemeríd vystupuje niekoľko antiklinálnych a synklinálnych pásiem. V staršom paleozoiku je to antiklinálne pásmo (železnícka antiklinála; Maheľ 1954), ktorého línia osi vytvára niekoľko elevácií a depresií; až po štítnickú priečnu synklinálnu depresiú (Máška 1956) má SV priebeh, východnejšie (po zlom prechádzajúci údolím rieky Slanej) SZ priebeh, za týmto zlomom až po údolie rieky Bodvy opäť SV smer. V JZ časti gemeríd vystupuje paleozoikum aj v brusníckej elevácii antiklinálneho pásma (Maheľ 1954 — brusnícka antiklinála); na S od tohto pásma prebieha synklinálne pásmo mezozoika (saská synklinála — Maheľ 1954) vo V—Z smere, ktorý si uchováva i ostatné mezozoické vrásové štruktúry v južnej a východnej časti juhoslovenského krasu. Z mladšieho paleozoika má regionálne rozšírenie pásmo karbónu vo fácií ochtinskopodrečanskej (Fusán 1959) medzi veporidami a gemeridami; má SV priebeh a siaha až po štítnickú synklinálnu depresiú, ktorá má S—J priebeh. V tejto synklinále je mladšie paleo-

zoikum zastúpené fáciami severného i južného vývoja. Z ďalších pásiem mladšieho paleozoika v južnej časti gemeríd to je synklinálny uzáver Gobiča.

Z doposiaľ známych zlomov tohto typu SV—JZ a V—Z smeru v gemeridách patrí sem *lubenícka* a *rožňavská línia* (Máška 1960) a násunová línia staršieho paleozoika v oblasti Železníka (Maheľ 1954). Okrem nich môžeme v tejto oblasti sledovať aj rad ďalších dislokácií jednak medzi jednotlivými útvarmi, jednak v rámci útvarov medzi súvrstviami, resp. komplexami hornín.

Lubenícka línia má prešmykovo-násunový charakter. Pozdĺž nej sú gemeridy nasunuté na obalovú sériu veporského antiklinória a charakterizoval ju už Šuf (1933a). Patrí k systému porúch SV—JZ smeru a vznikla najskôr v pozdnom štádiu subhercýnskej fázy alpskej orogenézy, ale už počas spišskej fázy kaledónskeho vrásnenia (Fusán—Máška—Zoubek 1955) sa formovala tektonická línia medzi veporidami a gemeridami.

O tektonickej diskordancii pozdĺž lubeníckej línie svedčí skutočnosť, že v oblasti Magury sú na obal veporíd nasunuté bazálne členy karbónu, západnejšie sú v tektonickom styku s obalom veporíd jednotlivé členy stredného karbónu. O presune gemeridného karbónu cez obal veporíd svedčí vzájomné prevrásnenie grafitických bridlic a sericiticko-chloritických fylitov karbónu s arkózami permu.

Pozdĺž *rožňavskej línie* je nasunuté mezozoikum juhoslovenského krasu na paleozoikum gemeríd. Na základe novších poznatkov o meliatskej sérii a pričlenenia jej spodnej časti k permu (Ilavská 1964) môžeme dnes sledovať na styku s paleozoikom miestami dve tektonické línie: prvú na kontakte meliatskej série s nižšími členmi mladšieho paleozoika; pozdĺž druhej je v tektonickom styku mezozoikum s meliatskou sériou, resp. s inými členmi paleozoika. Prvá tektonická línia má v západnej časti SV—JZ priebeh až po Železník, východnejšie má zhodný priebeh so zlomami V—Z smerov. Medzi Rožňavou a Drnavou má SZ—JV smer, ďalej na východ opäť smer SV—JZ. Ide o líniu poklesovú, syngenetického charakteru. Časove súvisí jej vznik s vertikálnymi pohybmi v pozdnohercýnskej fáze.

K oživeniu a k pohybu pozdĺž tejto línie došlo i počas alpínskeho orogénu. Potvrzuje to aj skutočnosť, že pozdĺž tejto línie v oblasti ložiska Železník, Rákoš i Rožňava sa zistili poklesy (savskej až štýrskej fázy), v oblasti ložiska Hrádok prešmyky, spôsobené najskôr subhercýnskou fázou vrásnenia. Meliatska séria je pozdĺž tektonickej línie zastúpená prevažne brekciami; v jej najvyššej časti miestami sa dostávajú do tektonického styku jej nižšie členy — čierne bridličnaté vápence, čierne bridlice, radiolarity s hematitovým zrudnením i biele kryštalické vápence. Túto líniu môžeme v teréne sledovať v oblasti Kadluba, Ploského, na južnom krídle železníckej elevácie staropaleozoického antiklinálneho pásma a ďalej na východ viac-menej súvisle až po Rožňavu.

V oblasti Krásnohorského Podhradia znovu vystupuje na povrch a súvislejší priebeh má od Kováčovej po údolie Bodvy.

Vlastná rožňavská línia (Zoubek—Máška 1960) má prešmykový, miestami násunový charakter; možno ju sledovať od údolia Rimavy po údolie Bodvy. V juhozápadnej časti gemeríd má SV—JZ smer až po Železník, ďalej na východ je zhodná s V—Z poruchami. Pri priamom kontakte so starším paleozoikom je mezozoikum presunuté cez meliatsku sériu a sunuté ďalej k severu pozdĺž prvej tektonickej línie. Násunový charakter má táto línia v oblasti Štítника, Krásnohorského Podhradia, Kováčovej a Bôrky.

Ďalšia prešmyková tektonická línia s menším rozsahom prebieha južnejšie od lubeníckej línie. Z oblasti Železníka ju spomína MaheI (1954). Pozdĺž nej je gelnická séria nasunutá na karbón severného vývoja. Až po železnícku eleváciu má SV—JZ smer, ďalej na východ V—Z. Gelnická séria bola na karbón nasunutá najskôr v priebehu hlavnej fázy alpínskeho vrásnenia, ale tektonická línia a smerná čiastková synklinálna depresia mohla vzniknúť už počas spišskej fázy kaledonského vrásnenia, ako to už bolo spomenuté.

Okrem *pohybov tangenciálnych*, dôsledkom ktorých sú prešmyky a násuny gelnickej série na karbón, sú známe pozdĺž tejto línie i *pohyby radiálne*, ktoré podmienili poklesy. Poklesový charakter gelnickej série môžeme pozorovať hlavne v osových depresiách antiklinálneho pásma. K poklesom dochádzalo v priebehu mladších fáz hercynskeho orogénu (zakladanie priečných depresií a synklinálnych depresií), k ich oživeniu počas mladších fáz alpského orogénu.

Menej významné zlomy a iné poruchy prebiehajú lokálne buď medzi útvarmi, alebo medzi súvrstviami. Tak v oblasti Sirku a Železníka sú zlepenice mladšieho paleozoika zvrásnené s podložnými fylitmi staršieho paleozoika; miestami sú ramená vrás popretrhávané a pozdĺž prešmykových línií sunuté i niekoľko desiatok metrov. V oblasti Jelšavy na južnom krídle ždiarskej elevácie antiklinálneho pásma môžeme sledovať nasunutie gelnickej série na zlepenice mladšieho paleozoika. Zlomy a poruchy tohto typu sa zistili na magnezitových ložiskách v Sirku a v Ploskom, na sideritových ložiskách Železníka, Rákoša, na ankeritovom ložisku v Hrádku, ako i na ložiskách rožňavského a drnavského rudného rajónu.

Zlomy priečne (prevažne S—J smeru)

Priečne poruchy, či už poklesy, zdvihy alebo posuny sú zväčša podmienené mladšími fázami jednotlivých orogénnych cyklov a narušujú často poruchy smerného priebehu. V súvislosti so zlomami S—J systémov, došlo počas neovidných tektonických procesov k vytváraniu nových zlomov, resp. k oživeniu zlomov prv založených.

V dnešnej tektonickej stavbe JZ a južnej časti gemeríd poznáme niekoľko zlomov S—J a im blízkych systémov; najvýznamnejší z nich je *štítnický zlom*,

ktorý tvorí kontakt voloveckého pásma so zónou Kohuta. Ďalšie významnejšie priečne zlomy prechádzajú údoliami riek Rimavy, Muráňa, Slanej a Bodvy. Podradnejšie zlomy sledujú údolia Vanšovej doliny, ďalej potokov Blhu, Turca a Turčockej doliny. Východnejšie prechádzajú Rožňavskou dolinou, Blatníckym potokom a inými menšími údoliami.

Pri sledovaní pohybov pozdĺž týchto zlomov v povrchových odkryvoch a v banských priestoroch sa zistilo, že aj tá istá porucha má počas svojho priebehu rozličný dosah. Napr. zlomy založené v kryštalicom masíve a prechádzajúce obalovou sériou a karbónom len slabo narušujú tieto horninové komplexy. Pri prechode gelnickou sériou a mladším paleozoikom na južnom krídle antiklinálneho pásma majú tieto útvary pozdĺž nej väčšiu amplitúdu poklesu, zdvihu alebo posunu; vytvárajú buď hrasti, alebo priekopové prepaddinly so stupňovitým poklesom smeru k centru priečných depresí. K najväčším poklesom dochádza za prešmykovou líniou medzi meliatskou sériou a staršími členmi mladšieho paleozoika.

Ako už bolo spomenuté, pozdĺž zlomov S—J systému a jemu príbuzných smerov (SSV, SSZ) prebiehali pohyby vertikálne, *rotačné* so zväčšovaním amplitúdy poklesu smerom k centru synklinálnych zón a pohyby smerné (posuny).

Paleozoické útvary západne od zlomu, prechádzajúceho údolím rieky Rimavy, sú voči východnej časti poklesnuté. Na území medzi týmto zlomom a zlomom prechádzajúcim Vanšovou dolinou (neďaleko obce Bradno) došlo pozdĺž týchto zlomov k zdvihovým pohybom. Pri obci Bradno prebiehali aj smerné pohyby vo veporidnom kryštaliniku i v gemeridných útvaroch.

Východnejšie, až po zlom prechádzajúci údolím východného Turca, tvorí antiklinálne pásmo staršieho paleozoika depresiu, ktorá má už charakter priekopovej prepaddinly; amplitúda poklesu činí až niekoľko sto metrov. Naproti tomu v karbóne nedošlo pozdĺž tejto poruchy k väčším poklesom; na magnetitových ložiskách, ktorými prechádza táto porucha, amplitúda poklesu dosahuje len cca 20 m. Osová depresia antiklinálneho pásma staršieho paleozoika sa mohla vytvoriť za pozdnokaledónskeho orogénu; k vytvoreniu zlomov a k ďalšiemu poklesávaniu depresie mohlo dôjsť počas vertikálnych pohybov hercýnskej tektogenézy. Popaleogénnou tektonikou bola činnosť týchto zlomov oživená, o čom svedčí rôzne vertikálne polozenie bazálnych členov mladotretohorných vulkanitov.

Podobný vývoj možno predpokladať aj u depresí a zlomov v oblasti Jelšavy a Štítnika, kde depresia mala naviac charakter synklinály.

Vertikálne pohyby, hlavne zdvihy pozdĺž priečných zlomov S—J systému sa prejavili v oblasti Železníka, Hrádku a hlavne masívu Tureckej. Kým depresie tvoria úzke, k juhu sa prehĺbujúce priekopové prepaddinly, elevácie predstavujú hrasti, formované už v priebehu pozdnohercýnskych pohybov

a deformované v priebehu jednotlivých fáz alpského vrásnenia, a to pohybmi tangenciálnymi i radiálnymi.

Ďalšie priečne zlomy boli študované v banských priestoroch. Ide zväčša o porudné zlomy, pozdĺž ktorých dochádza k poklesom, zdvihom, alebo posunom kryh.

Zlomy a ich vzťah k rudným ložiskám

V juhozápadnej a južnej časti gemeríd sme podrobnejšie skúmali aj vzťah zlomov k zrudneniu v rajóne železníckom, hrádockom, rožňavskom a drnavskom. Všade sa zistila medzi nimi určitá genetická spätosť. Žilné ložiská predstavujú vlastne poruchy s rudnou výplňou. Na základe detailných štúdií zrudnenia v spišsko-gemerskej metalogenetickej oblasti (Ilavský, Varček, Bernard a ďalší) sa zistilo niekoľko vývojových štádií, s viacerými mineralizačnými periódami. Na základe toho bolo možné sledovať vznik a formovanie rudných ložísk. Poruchy majú predrudný, vnútromineralizačný a porudný ráz. Štúdiom tektoniky v rudnom rajóne dobšinsko-mlyneckom (Rozložník 1961), železníckom a hrádockom (Gregor 1962) a na ložiskách Gretla a Rudňany (Konečný — Števček 1962) sa zistili na ložiskách pohyby intramineralizačné a posthydrotermálne.

Priebeh rudných žíl a rudných výskytov v jednotlivých rudných rajónoch je zhodný so smernými zlomami vo vzťahu k vrásovým štruktúram. V oblasti brusníckeho paleozoického ostrova je priebeh rudných výskytov paralelný so smernými štruktúrami (os vrásky, bridličnatosť). Sú známe v gelnickej sérii i v jej obale, do ktorého prechádzajú bez prerušenia. Žily majú monoklinálny úklon, viac-menej zhodný s plochami osovej kliváže.

V železníckom rudnom rajóne okrem metasomatického ankerit-sideritového zrudnenia vystupuje aj rad rudných žíl v mladšom paleozoiku v priestore od Ploského po Bradlo. Hoci vyplňujú samostatné poruchy, sledujú väčšinou plochy vrstevnej bridličnatosti. Rudné výskyty vystupujú paralelne vo viacerých fahoch v blízkosti mohutnej tektonickej línie na styku spodnejších členov mladšieho paleozoika s meliatskou sériou. Úklon rudných výskytov je monoklinálny k juhu a JZ.

Žilné rudné výskyty v hrádockom rudnom rajóne na južnom krídle antiklinálneho pásma sledujú tiež poruchy viac-menej paralelné s vrstevnou bridličnatosťou mladšieho paleozoika (Gregor 1964).

V rožňavskom rudnom rajóne pomerne zložitá geologická a tektonická stavba sa odráža i na smernom a vertikálnom priebehu zrudnených tektonických línií. Masív Tureckej s vejárovitým priebehom vrstevnej bridličnatosti (Snopko 1962) predstavuje dnes hrasť. Poruchy s rudnou výplňou sledujú v gelnickej sérii staršie omladené štruktúry, v mladšom paleozoiku štruktúry

neoidné. Prebiehajú oblúkovite od SZ na SV, pričom na južnom svahu masívu sa niektoré žily (Štefan, Rudná, Mních, Rožňavské Bystré) stáčajú k juhu. V západnej časti rajónu upadajú ložiská mierne k S—SV, smerom na východ sa úklon zostruje a vo východnej časti sa stáča k juhu. Toto vrtuľovité otáčanie žíl môžeme pozorovať i u žily Máriabaňa a niektorých žíl drnavského rudného rajónu.

Na rožňavských žilách je vyvinutá mohutná *porudná tektonika*. Rudnú výplň porušujú *vertikálne poruchy* (zdvihy a poklesy), smerné i posuny pozdĺž priečných porúch. Tieto pohyby dosahujú niekoľko desiatok m (rudnícka porucha cca 200 m).

Ďalšiu skupinu predstavujú *poruchy subhorizontálne* s úklonom 10—20°, známe hlavne na žilách Mních a Rožňavské Bystré. Tieto žily i v smere vertikálnom majú oblúkovitý priebeh, prípadne sa esovite prehýbajú s úklonom k severu i k juhu. Toto vertikálne ohýbanie žíl a vznik subhorizontálnych porúch boli podmienené asi radiálnymi, najskôr popaleogénnymi pohybmi. Naproti tomu torzné ohýbanie, ktoré podmienilo vrtuľovité pretáčanie žíl, bolo najskôr vyvolané tangenciálnymi pohybmi v priebehu starších fáz alpínskeho orogénu.

V drnavskom rudnom rajóne majú zrudnené tektonické línie dvojaký smer: v oblasti Malého vrchu prevažne SV, južnejšie, v oblasti Drnavy, takmer S—J. Porovnaním priebehu zrudnených porúch so štruktúrnymi elementmi, hlavne vrstevnatostou a bridličnatostou zisťujeme, že ich priebeh je čiastočne ovplyvnený týmito štruktúrami.

Rudné žily a výskyty sú známe vo vulkanogénných horninách, v detritickom súvrství gelnickej série i na ich kontakte, resp. prechádzajú cez obidve. V mladšom paleozoiku je zrudnenie známe v kremencoch, alebo v zlepenecch, príp. na ich kontakte, alebo prechádza tiež z jedného typu hornín do druhého typu. V oblasti Rožňavy a Drnavy prechádzajú rudné žily a rudné výskyty bez prerušenia zo starších do útvarov mladších. Môžeme teda aj rudné žily v drnavskom rudnom rajóne považovať za poruchy smerom zhodné s mladšou bridličnatostou.

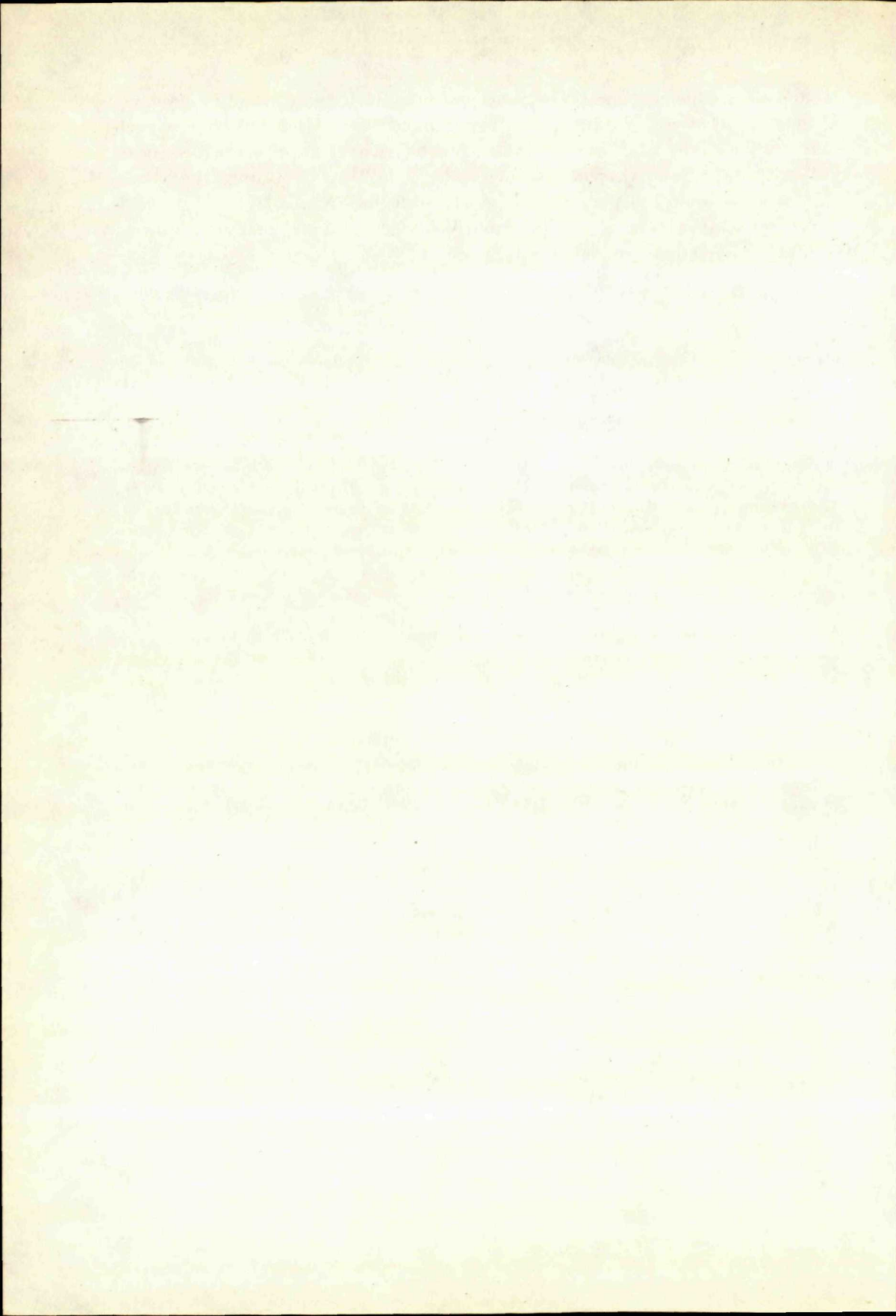
Priebeh žíl i úklon sa často mení. Tlakové sily podmienili aj v tejto oblasti torzné ohýbanie horninových komplexov, čo sa u žíl prejavilo tiež ich vrtuľovitým stáčaním, popri ktorom môžeme na žilách sledovať aj porudné tektonické deformácie. Priečne poruchy a pohyby pozdĺž nich rozsegmentovali často smerný priebeh rudnej výplne, poruchy subhorizontálne dislokovali zas ložisko ponúklone. Pozdĺž porudných porúch diagonálneho priebehu došlo k poklesom nadložnej časti žily a k jej zdvojeniu.

Všetky zrudnené tektonické línie a poruchy, ako bolo uvedené u jednotlivých rudných rajónov, boli vytvorené silami, ktoré formovali smerné štruktúry.

Rudné žily prebiehajú miestami blízko prešmykových línií (prešmyky vrásové, kryhové), miestami sledujú vrstevnú bridličnatosť, alebo kliváže osových plôch. Prebiehajú na krídlach izoklinálnych vrás, alebo v centrálnej časti vrásy, sledujúc kontakty dvoch mechanicky odlišných hornín, alebo prechádzajú bez prerušenia z jednej horniny do druhej. Nachádzajú sa v tektonicky namáhaných i oslabených zónach. Vo vzťahu k týmto rôznym štruktúrnym deformáciám sú mladšie.

LITERATÚRA

- [1] Abonyi A., 1958: Ročná správa o geologicko-prieskumných prácach, prevedených na probléme Rákoš-Hg. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [2] Bernard J. H., 1961: Mineralogie und Geochemie der Siderit-Schwespatgänge mit Sulfiden im Gebiet von Rudňany (Tschechoslowakei). Geol. práce, Zošit 58, Bratislava. — [3] Bystrický J., 1959a: Príspevok k stratigrafii Slovenského krasu (o veku „meliatskej série“). Geol. práce, Správy 15, Bratislava. — [4] Bystrický J., 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. UÚG, red. Bratislava. — [5] Fusán O., 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. Geol. práce, Zošit 55, Bratislava. — [6] Fusán O. — Máška M. — Zoubek V., 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. Geol. práce, Správy 2, Bratislava. — [7] Fusán O. — Snopko L., 1963: Bauelemente der Gemeriden. Geol. práce, Správy 28, Bratislava. — [8] Gregor T., 1959: Štruktúrno-geologická analýza a metalogenetický výskum medzi Rožňavou a Drnavou. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [9] Gregor T., 1964: Vzťah mineralizácie k štruktúrno-tektonickým pomerom na ložiskách Železník a Rákoš. Geol. práce, Správy 31, Bratislava. — [10] Gregor T., 1964: Geologické postavenie karbonátov v gelenickej sérii (oblasť Hrádok) a vzťah zrudnenia k tektonike. Správy o geol. výskumoch v r. 1963, Bratislava. — [11] Hak—Kvačik—Pfeiferová, 1964: Mineralogicko-geochemický a genetický výskum ložiskovej oblasti Železník—Rákoš. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [12] Ilavská Ž., 1964: K otázke veku meliatskej série. Správy o geol. výskumoch v r. 1963, Bratislava. — [13] Ilavský J., 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 41, Bratislava. — [14] Maheľ M., 1953: Niekoľko stratigraficko-tektonických úvah o gemeridách. Geol. zbor. IV/4—1, Bratislava. — [15] Maheľ M., 1954: Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika západných gemeríd. Geol. zbor. V, Bratislava. — [16] Maheľ M., 1961: Tektonik der zentralen Westkarpaten. Geol. práce, Zošit 60, Bratislava. — [17] Máška M., 1960: The tectonic development of the Westcarpathian system of the Caledonian and Variscian development; in Tectonic Development of Czechoslovakia, Praha. — [18] Palčák I., 1954: Správy a výpočty zásob z ložísk Sadlovská, Mária, Bernardi, Stankovič, Rožňavské Bystré. Rukopis; Archív ŽB, Rožňava. — [19] Snopko L., 1957: Stručná správa o stratigrafickom rozčlenení sedimentov staršieho paleozoika v širšom okolí Nižnej Slanej. Geol. práce, Správy 2, Bratislava. — [20] Snopko L., 1957: Predbežná správa o tektonike a metamorfóze kryštalinika spišského príkrovu v povodí rieky Slanej. Geol. práce, Správy 2, Bratislava. — [21] Ševčík R., 1958: Záverečná správa a výpočet zásob z ložiska Železník—okolie, Fe a Cu so stavom k 31. 12. 1957. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [22] Šuf J., 1933: Nástin geologických poměrů území západně od Železníku na Slovensku. Sbor. čes. král. spol. nauk, Praha. — [23] Varček C., 1959: Metalogenéza Spišsko-gemerského rudohoria. Acta geol. et geogr. Univ. Comen., Geol. Nr. 2. Bratislava.



STANISLAV KONEČNÝ

MIKROTEKTONIKA VO VZŤAHU K ZLOMOVÝM DEFORMÁCIÁM

V tomto príspevku podávam niektoré poznatky o zlomovej tektonike v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, menovite v oblasti rudnianskeho a slovínsko-gelnického rudného rajónu. Toto územie je budované (od juhu na sever) starším paleozoikom, reprezentovaným gelnickou a rakoveckou sériou, karbónom, permom a mezozoickými horninami. Je to oblasť bohatá na rudné ložiská, najmä žilného typu, vhodná pre štúdium zlomovej tektoniky.

Mikrotektonická analýza sa dá použiť pri riešení problémov zlomovej tektoniky, hlavne ako súčasť komplexného geologického výskumu. Predpokladá sa vyriešenie základných geologických problémov, v rudných oblastiach navyše aj sukcesie rudných minerálov a jednotlivých rudných periód. Vychádzali sme tu zo vzájomných morfológických a genetických vzťahov medzi zlomovými líniami a tektonickými prvkami (foliácia, lineácia, vrásové osi, pukliny a iné); vyhodnocovali sa deformácie spojené priamo so vznikom zlomu.

Predmetné územie je bohaté na zlomové línie rôznej genézy a významu. Pri zostavovaní tektonickej mapy a pri ich štúdiu treba zlomy klasifikovať. Vychádzajúc z dnešného stavu poznatkov rozlišujeme nasledovné skupiny zlomových línií, ktoré by sa v mape mali odlišovať: (a) *prešmyky a násuny*, (b) *poklesy a zdvihy*, (c) *posuny* (horizontálne premiestnenie).

Tieto zlomy rozlišujeme podľa ich orientácie voči vrásovým štruktúram (t. j. línie smerné, diagonálne, priečne). V oblasti rudných žíl rozoznávame zlomy *predrudné, intrarudné a porudné*.

Prešmyky a násuny

Na *prešmykových líniah* sa vyvinuli rudné žily. V okolí Bindtu, Nálepkovala a Rudňan majú zlomy diagonálny priebeh s osou vrás. Predpokladáme, že

vznikli v prvej etape alpínskeho vrásnenia. Charakter minerálnej výplne a vzájomné vzťahy ukazujú, že išlo o línie znovu oživované, roztvárané.

Druhotná bridličnatosť (plochy S_2) má charakter strižných plôch. Väčšinou je priečne orientovaná na priebeh prešmykových línií. Predstavuje mladší prvok ako prešmyky, pretože pretína a porušuje mnohé žilky, spojené so vznikom prešmyku. Toto sa dalo stanoviť na žile Droždiak v Rudňanoch. Podľa Sittera (1954) sú strižné plochy kolmé na smer hlavného tlaku; od tejto polohy sa neodchyľujú a sú teda nezávislé na orientácii vrstevných plôch. Pre našu oblasť by to znamenalo, že po vzniku vrás a s nimi spojených prešmykov sa zmenil smer tlaku, na čo ukazuje priebeh strižných plôch, ktoré sme označili ako druhotnú bridličnatosť. Za tohto štádia sa mohli prešmyky otvárať a vytvoriť vhodné priestory pre zrudnenie.

Násunové plochy sú vyvinuté hlavne na styku sérií rôzneho veku. Za násunovú líniu považuje Bajaník (1967) styk medzi rakoveckou sériou a karbónom v úseku Hnilec-Nálepkovo, v niektorých miestach styk gelnickej a rakoveckej série.

Poklesy

Poklesové línie majú variabilný priebeh. V podstate však vytvárajú dve veľké skupiny: smerné a priečne poklesy. Tam, kde sa dali zlomy sledovať, patria k porudnej etape. *Smerné poklesy* majú väčšinou strmé úklony, siahajú pomerne hlboko, sú staršie ako priečne poklesy, i keď pohyby po nich sa opakovali aj neskoršie. Konkrétne v okolí Rudňan smerná a priečna poklesová tektonika spôsobila komplikovanú stavbu vo väčšej miere ako vrásové deformácie. Severná časť ložiska poklesáva podľa smerných zlomov, východná a západná časť pozdĺž priečných. Vytvorila sa tak akási hrastovitá stavba. Tieto zlomy sú i v okolí Sloviniek. Poklesy jednotlivých častí ložiska pozdĺž priečných zlomov konštatuje Bernard na základe diskontinuity izolínií chemizmu tetraedritov na žile Droždiak v Rudňanoch (Bernard, 1961).

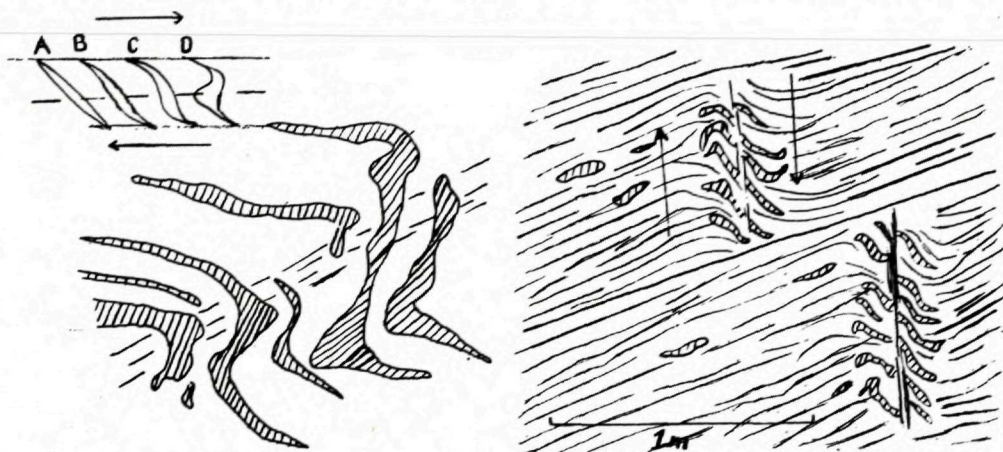
Zaujímavé sú *poklesy diagonálne na smer žíl*, známe zo žily Droždiak. Označovali sa ako posuny. Ryhovanie na zlomových plochách ukazuje, že ide o kombinované poklesy; to znamená, že pohyby sa diali vo smere vertikálnom i horizontálnom. V niektorých miestach sú približne rovnobežné s druhotnou bridličnatosťou, inde vyplnené kalcitom, najmladším minerálom hydrotermálnej žilnej výplne. Z tohto hľadiska patria k intrarudnej tektonike.

Subhorizontálne poruchy na žile Droždiak nemajú podľa nás regionálny význam. Ich vznik súvisí so smernými poklesmi. Prostredníctvom nich sa vyrovnávali tlaky, vznikajúce pohybmi blokov medzi smernými poruchami.

Napokon spomenieme ešte tzv. *zlomy synsedimentárne*, t. j. také, ktoré vznikajú počas sedimentácie. Prejavujú sa rôznou mocnosťou toho istého

útvary po oboch stranách zlomovej línie. Znaky takého synsedimentárneho pôvodu má východo-západná zlomová línia pri Poráči. Na základe vrtného profilu kolmého na zlom možno konštatovať rôzne mocnosti permu v nadloží a v podloží zlomu, pričom mocnosť mezozoika sa viac-menej vyrovnáva. Ide asi o zlom pôsobiaci počas sedimentácie permu; naň potom naviazali mladšie zlomy popaleogénne.

Pri identifikácii zlomov, resp. bližšom určovaní ich charakteru a genézy dajú sa využiť aj iné tektonické prvky, ako pukliny, rôzne ohybové deformácie a iné. Ako je známe, zlomy sa môžu vyvíjať z puklín, využívať už vytvorený



Obr. 1. Sigmoidálne kulisovité žilky kremeňa v bridliciach (a – podľa Hillsa; b – Rudňany, žila Droždiak).

puklinový systém, alebo vytvárať vlastný. Závisí to od orientácie zlomovej línie k regionálne pôsobiacim silám. Ak prebieha línia pod ostrým uhlom k týmto silám, vytvára si svoj systém puklín, v druhom prípade regionálne pukliny len zdôrazní.

Na žile Zlatník (severne od Rudňan) určité pukliny menia smer v závislosti od priebehu vrstevnatosti, pričom niektoré z nich sú vyplnené sideritom. Ide teda o pukliny viazané na proces vrásnenia, koncom ktorého vznikol prešmyk, pozdžšie vyplnený rudninou, ktorý len staršie pukliny zdôraznil.

Počas vzniku zlomovej línie a ďalších pohybov po zlomovej ploche vznikajú rôzne *deformácie vrstiev*. V dobe vzniku zlomu (ešte pred vznikom vlastnej disjunktívnej plochy) vytvárajú sa *strižné flexúry* (shear flexures). Tieto deformácie obyčajne sprevádzajú zlomové línie. Dobré sa dali pozorovať v banských dielach. V niektorých prípadoch disjunktívna plocha nevznikla, ale len tieto flexúry ako prvotné štádium vzniku zlomu. Na ich základe sa dá dobre určiť smer pohybu po zlome.

Vlečné vrásky (drags) vznikajú pri pohybe po už vytvorenej zlomovej ploche.

Ďalším doprovodným znakom zlomu je *druhotná foliácia*, bežná v okolí väčších rudných žíl. Vzniká v bridličnatých a vrstevnatých horninách (nekompetentných) vo väčších hĺbkach. Reprezentujú ju husté foliačné plochy nerovnoobežného priebehu. Vytvára jednotlivé zóny, medzi ktorými je naporušená hornina.

Častým zjavom sú *sigmoidálne kulisovite rozložené žilky kremeňa*, kolmé na priebeh hlavnej disjunktívnej plochy. Ony môžu tiež poslúžiť pre stanovenie smeru tlakov.

Pripojená mapa zachytáva schému zlomov v mierke 1:25 000. Pri jej zostavovaní sme použili geologicko-tektonické mápy rudných rajónov od rôznych autorov a výsledky vlastných pozorovaní.

Charakteristickým elementom v predmetnom území sú tektonické *linie prešmykového charakteru*, generálneho smeru V—Z s úklonmi k juhu. Na základe drobnotektonických štúdií z posledných rokov usudzujeme, že väčšina prešmykov je alpínskeho veku, i keď niektoré z nich v starších útvaroch môžu byť hercýnskeho založenia.

Zistené línie poklesového charakteru (smerné i priečne) sú zväčša mladé — alpínske, niektoré možno jednoznačne interpretovať ako popaleogénne.

Na záver poznamenávame, že v budúcnosti bude treba viac študovať zlomovú tektoniku hercýnsku (o nej vieme menej ako o mladšej tektonike), ako aj priestorovú návaznosť zlomových línií a zamerať sa na oblasti, kde je málo údajov o zlomoch, aby sme si mohli vytvoriť úplnejší obraz o zlomovej tektonike, a tým aj o celkovej stavbe územia.

LITERATÚRA

- [1] Antaš J. — Hudáček J. — Kotras J., 1965: Záverečná správa a výpočet zásob Slovinky Cu, Fe stav k 31. XII. 1964. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [1] Bajaník Št., 1967: Tektonická analýza rakoveckej série. Geologické práce, Správy 41, Bratislava. — [3] Bernard J. H., 1961: Mineralogie a geochemie hydrotermálnych rudných žíl v Rudňanoch. Rukopis; Archív Geofondu, Bratislava. — [4] Hills E. S., 1954: Očerki strukturnej geologii, prevod s angličského. Moskva. — [5] Maheľ M., 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geologický zborník IV/1—2, Bratislava. — [6] Pecho J. a kolektív, 1960: Geologicko-tektonická mapa okolia Bindtu, Rudňan, Nálepko, M—1:10 000. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [7] Pecho J. — Popreňák J., 1962: Geologicko-tektonická stavba okolia Rudňan a jej vzťah k rudným výskytom. Geol. práce, Správy 26, Bratislava. — [8] Rozložník L., 1965: Analýza štruktúrno-metalogenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami. SGV, rad ZK—zväzok 4, Bratislava. — [9] L. U. de Sitter, 1954: Schistosity and shear in micro- and macrofolds. Geologie en Mijubouw.

EDUARD MENČÍK

O NĚKTERÝCH TEKTONICKÝCH PROBLÉMECH V MAGURSKÉ SKUPINĚ FLYŠOVÉ

Abstrakt: Magurský příkrov vnějších Karpat se rozpadá jako produkt pyrenejského, sávského a štýrského vrásnění na vnější a vnitřní skupinu dílčích jednotek se specifickým vztahem k autochtonnímu podkladu. Jeho podélná stavba, ovlivněná v různém podílu rozdílnými vergencemi vrásnění, je dotvořena příčnou segmentací za součinnosti příčných radiálních poruch a megavrásových struktur. Tyto pohyby jsou spojeny pravděpodobně s deformacemi autochtonního podkladu.

Vnitřní stavba magurského příkrovu se vyznačuje několika podtypy vrásového stylu, specifickými pro jednotlivé dílčí jednotky, příp. jejich menší části. V rámci dílčích jednotek se současně uplatňuje seskupení antiklinálních a synklinálních pásem ve strukturně-tektonické formy vyššího řádu.

*

Uplynulých dvacet let intenzivních geologických výzkumů v magurské skupině flyšové přineslo nový pohled jak na její stratigrafii tak i tektoniku. Základ tektonického členění byl vytvořen definováním a prostorovým vymezením třech faciálně-tektonických jednotek A. Matějkou — Z. Rothem (1950). Pro sledování vnitřní stavby se pak stalo rozhodujícím rozlišení hlavních vrásových prvků a ocenění jejich regionálního významu. Toho bylo dosaženo přesným definováním pojmu „antiklinálního a synklinálního pásma“ jako tektonických elementů, tvořených současně dvěma základními litostratigrafickými jednotkami magurského paleogénu — spodním a svrchním oddílem těchto vrstev (Matějka — Roth 1949, 1956).

Tím byl vytýčen hlavní analytický směr terenního výzkumu, aplikovaný a v podrobnostech rozpracovaný dalšími autory na celém území magurského flyše v ČSSR. Jeho výsledky byly shrnuty v konečné formě v přehledných geologických mapách ČSSR 1:200.000 a jejich vysvětlivkách. Na jejich podkladě a podle výsledků výzkumů, na nichž se autor práce od r. 1951 podílel, dospěl k některým dalším poznatkům o stavbě magurské skupiny flyšové, které jsou předmětem této práce.

Vztah mezi litofaciálním vývojem a tektonikou jako základní princip při vymezení dílčích jednotek magurského příkrovu

Rozčlenění magurského příkrovu v dílčí faciálně-tektonické jednotky se opírá o poznání vztahů mezi vnitřní stavbou a litofaciálním vývojem paleogenních serií magurského flyše. Za základní dělicí kritérium použili Matějka — Roth (1950) odlišný vývoj svrchního oddílu paleogénu. Prostorové rozšíření těchto vývojų poskytuje jednotné hledisko k členění, neboť podle studií Pesla (1963, 1964a, 1965) vykazuje ve svém celku užší vztah k popaleogenním dílčím jednotkám, než je tomu u vývojų spodního oddílu paleogénu. Tyto poznatky vedly v západní části magurského příkrovu nejdříve ke stanovení podélných faciálně-tektonických jednotek račanské a bystrické. Současně s tím upozornili Matějka — Roth (1955, 1956) i na výraznou příčnou faciální diferenciaci vázanou na vnitřní skupinu jednotek — bělokarpatské a Oravské Magury. U račanské jednotky ukázali tito autoři ve shodě s novějšími výzkumy, že i litologický vývoj zlínských vrstev podléhá faciálním proměnám. Doprovází je však nejenom změna v písčitosti (Matějka — Roth 1956), ale i v kvalitativním složení pískovců (Eliáš 1961; Pesl 1964b, 1965; Pesl — Krystek 1966).

Z faciálně-tektonického hlediska byla tak na východním Slovensku odčleněna od vnější zóny račanské, vyznačené vsetínským vývojem zlínských vrstev, zóna vnitřní, doprovázená sedimentací vrstev zborovských (Pesl 1964d). Směrem k JV tam však faciální rozdíly obou zón postupně slábnou v důsledku vyklíňování zborovských vrstev.

Obdobu litofaciálních a tektonických poměrů z východoslovenského úseku račanské jednotky nacházíme i v její sv. části na území Moravy a západního Slovenska. Vnější zóna račanská je tam vyznačena opět vsetínským vývojem zlínských vrstev, zóna vnitřní vývojem kyčerským. Styk obou zón je doprovázen od SV až po linii Raková — Semeteš přesmykem antiklinálního pásma ošednického, poganského a tarkovského (Pesl 1965; Pesl — Menčík 1966a). Ostrá hranice mezi kyčerským a vsetínským vývojem dále směrem k Z od linie Raková—Semeteš zaniká s laterálním vyklíňováním kyčerského vývoje a jeho zastupováním vývojem vsetínským.

Z těchto důvodů nemohou být změny ve vývoji zlínských vrstev podkladem k dalšímu tektonickému členění magurského příkrovu. Pravděpodobným spojovacím článkem čl. západního a východního úseku vnitřní zóny račanské je na území Polska část magurského příkrovu s mohutně vyvinutými magurskými pískovci svrchnoeocenního stáří ve facii muskovitické. V Polsku tato vnitřní zóna nabývá svého maximálního rozšíření a je jednou z hlavních součástí jednotky račanské.

S náznaky laterálních změn písčitosti se rovněž setkáváme i u zlínkových vrstev bystrických (Matějka in Maheľ et al. 1964a, Stránik — Roth 1959; Pesl — Menčík 1959; Pesl 1960; Matějka et al. 1964a). Regionální význam těchto faciálních změn nebyl ještě sledován.

Za současného stavu výzkumu lze říci, že *litofaciální proměnlivost svrchního oddílu paleogénu napříč sedimentačního prostoru* je u všech jednotek magurské skupiny flyšové v přímé souvislosti s jejich pozdějším rozdělením v podélné faciálně-tektonické jednotky. *Laterální prostorové změny podél delší osy pánve* se promítají při tektonickém členění račanské a bystrické jednotky jen v druhořadých elementech. Daleko větší důležitost mají v příčné faciálně-tektonické segmentaci vnitřní skupiny jednotek, k nimž patří jako hlavní celky jednotka bělokarpatská, jednotka Oravské Magury a jednotka čerchovsko-udavská. Tyto poměry jsou ovlivněny pravděpodobně do značné míry i původní geotektonickou pozicí sedimentačních prostorů vůči odlišným starším jednotkám z podloží vněkarpatské geosynklinály s rozdílnou mobilitou v průběhu jejího vývoje i popaleogenního vrásnění.

Díleč sedimentační prostory magurského flyšového pásma a jejich vztah ke starším jednotkám v podloží vněkarpatské geosynklinály

Jedinou, souvisle probíhající jednotkou v celém rozsahu magurského příkrovu je plošně nejrozsáhlejší jednotka račanská. Její podstatná redukce v podvihorlatském úseku na východním Slovensku je spojena s primární i tektonickou redukcí magurského sedimentačního prostoru jako celku (Menčík — Pesl 1963). O sedimentačním prostoru račanské jednotky se na základě valounového materiálu předpokládá, že se rozkládal na geosynklinálně reaktivované variské platformě (Matějka — Roth 1956).

Pozice původního prostoru vnitřněji ležící jednotky bystrické vůči podložní stavbě geosynklinály není v celém jejím průběhu již tak jednoznačná. Podle přítomnosti mezozoika bradlového pásma, vynořujícího se zpod paleogénu bystrické jednotky u Dol. Marikové (záp. Slovensko) lze usuzovat, že její sedimentační prostor alespoň z části překrýval mezozoikum bradlového pásma (Matějka — Roth 1956).

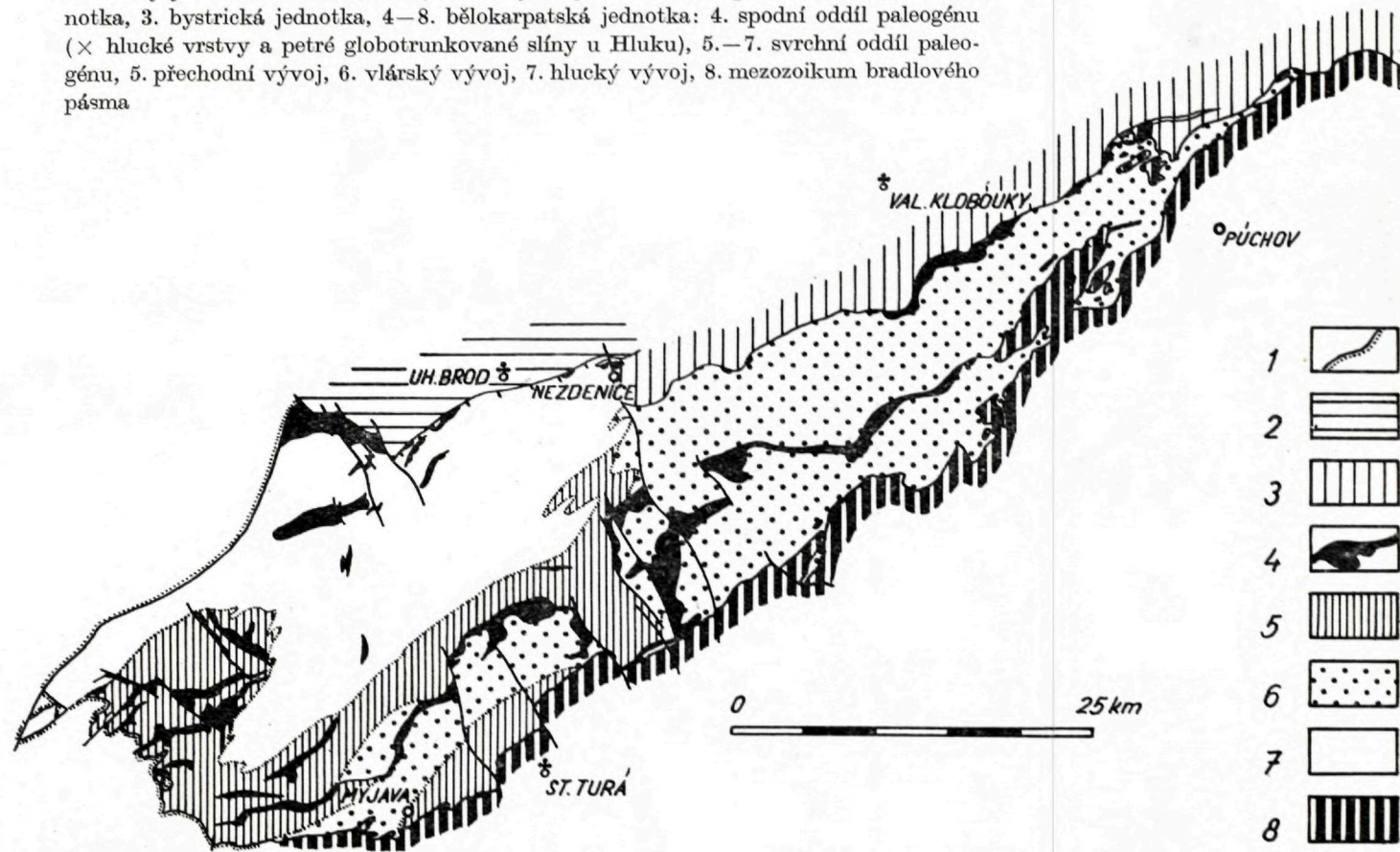
Bystrická jednotka přiléhá dnes souvisle k jednotce račanské v oblasti východního Slovenska. V západním úseku v podstatě mizí na příčném zlomu nezdenickém. Matějka — Roth (1956) se domnívali, že se z. od tohoto zlomu bystrická jednotka noří jako celek pod jednotku bělokarpatskou a kromě nepatrných tektonických útržků (v. od Šumie a jv. od Vlénova v širším okolí Uherského Brodu) již nevystupuje na povrch. Další výsledky výzkumu však naznačují, že ukončení bystrické jednotky na nezdenickém zlomu má hlubší příčiny. Vrty v čelní části bělokarpatského příkrovu u Hluku, vrtba

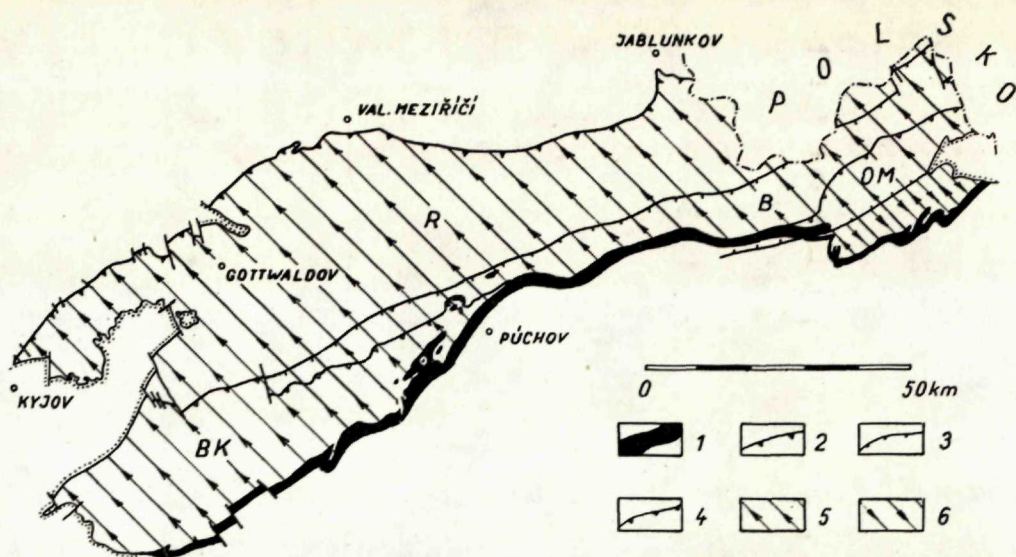
Blatnička — 1 (vzdálená cca 4 km od čela bělokarpatského nasunutí) i hlubinné vrty Holíč III, IV a Cunín 5,6 (které i pod neogénem Vídeňské pánve provrtaly čelo bělokarpatské jednotky), nezastihly v jejím podloží jednotku bystrickou, nýbrž zlínské vrstvy jednotky račanské (Menčík — Pesl 1963, 1966a; Buday — Menčík — Špička 1964 a 1967). Tato zjištění dokládají, že příčný zlom nezdenický neomezuje k JZ pouze povrchový rozsah bystrické jednotky, která by pak k JZ na pokleslé kře musela pokračovat v podloží bělokarpatské jednotky, ale že bystrická jednotka na tomto zlomu ztrácí svou individualitu jako samostatná faciálně-tektonická jednotka magurského příkrovu. T. Buday (in Buday et al. 1963a) spojuje tento jev s projevy příčných stavebních prvků. Souvisí pravděpodobně již s paleogeografickými i paleotektonickými poměry evolučního stadia magurské geosynklinály.

U nezdenického zlomu nastávají i příčné změny ve vývoji jednotky bělokarpatské. Sv. od něj se bystrická jednotka stýká s jednotkou bělokarpatskou, v níž svrchní oddíl paleogénu má písčité vývoj vlárský. Jz. od nezdenického zlomu ustupuje vlárský vývoj k jihu a na čele bělokarpatské jednotky se objevuje do značné míry samostatný převážně pelitický vývoj hlucký (Matějka — Roth 1956). *Nástup hlucké facie je tak ekvivalentním projevem příčných stavebních prvků ve vnitřní části magurské geosynklinály k vymizení jednotky bystrické.* Ukončení jednotky bystrické na nezdenickém zlomu jako samostatné faciálně-tektonické jednotky současně neznamena i ostré primární ukončení této zóny z hlediska paleogeografického. Za současného stavu poznatků totiž nemůžeme vyloučit, že sedimentační zóna zlínských vrstev bystrických paleogeograficky nenavazuje na prostor tzv. přechodního vývoje svrchního oddílu paleogénu jednotky bělokarpatské. Na tuto eventualitu by v přechodním vývoji nasvědčovala významná přítomnost bystrických (lackých) slínovců (Matějka — Roth 1949, 1956; Matějka in Buday et al. 1963a) a jeho dnešní postavení na S od vývoje vlárského.

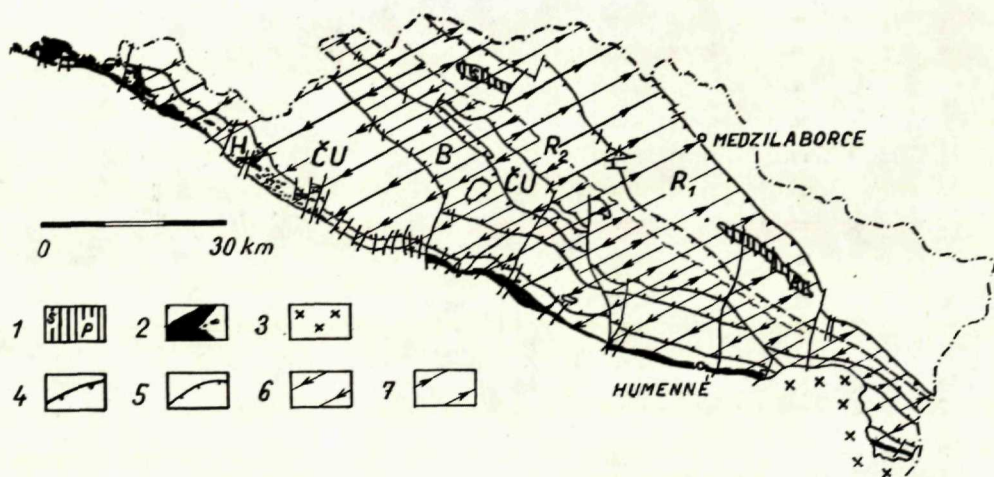
Vývoj hlucký by pak vyznačoval v době svrchního eocénu zcela novou sedimentační zónu, objevující se mezi vývojem přechodním na jihu (paleogeograficky navazujícím na zlínské vrstvy bystrické) a zlínskými vrstvami vsetínského (tj. značně pelitického) vývoje v jednotce račanské. Tomuto paleogeografickému postavení hluckého vývoje v prostoru magurské geosynklinály by též odpovídala odlišná příslušnost mezozoického podloží, tvořeného nikoliv mezozoikem bradlového pásma, ale mezozoikem hluckým, jemuž se přisuzuje ve srovnání s bradlovým pásmem určité samostatné postavení (Matějka — Roth 1956; Matějka in Buday 1963a). Příčné faciální a paleogeografické změny v paleogénu, pravděpodobně tak ovlivňované i rozdílným předtercierním podkladem magurské geosynklinály, by se odrážely za předburdigalské alpinotypní tektoniky začleněním rozdílných vývoju do bělokarpatské jednotky. Vznik nezdenického zlomu ve vnitřní části magurské jednotky by predisponoval strukturní podmínky na rozhraní těchto litofaciálních a paleogeografických změn.

Obr. 1. Rozložení litofacií svrchního oddílu paleogénu v bělokarpatské jednotce (podle A. Matějky—Z. Rotha 1955, 1956). 1. okraj neogénu Vídeňské pánve, 2. račanská jednotka, 3. bystrická jednotka, 4—8. bělokarpatská jednotka: 4. spodní oddíl paleogénu (× hlucké vrstvy a petré globotrunkované slíny u Hluku), 5.—7. svrchní oddíl paleogénu, 5. přechodní vývoj, 6. vlárský vývoj, 7. hlucký vývoj, 8. mezozoikum bradlového pásma





Obr. 2. Základní vergence vrásnění v západní části magurského příkrovu. 1. mezozoikum bradlového pásma, 2. magurské nasunutí, 3. přesmyk bystrické jednotky, 4. nasunutí vnitřních jednotek magurského příkrovu, 5. základní vergence k vnějšímu okraji magurského příkrovu, 6. základní vergence k vnitřnímu okraji magurského příkrovu; R – račanská jednotka, B – bystrická jednotka, BK – bělokarpatská jednotka, OM – oravsko-magurská jednotka



Obr. 3. Základní vergence vrásnění ve východní části magurského příkrovu. 1. duklesko-uzočeké vrásy; S – tektonické okno smilenské, P – tektonické okno papínské, 2. mezozoikum a paleogén humenské jednotky, 3. neovulkanity Vihorlatu, 4. magurské nasunutí, 5. hlavní přesmykové a přesunové linie vnitřní stavby magurského příkrovu, 6. základní vergence vrásnění k vnitřnímu okraji magurského příkrovu, 7. základní vergence vrásnění k vnějšímu okraji magurského příkrovu; R₁ – vnější zóna račanské jednotky, R₂ – vnitřní zóna račanské jednotky, B – bystrická jednotka, ČU – čerchovsko-udavská jednotka, H – humenská jednotka

Zbývající část vnitřních jednotek magurského příkrovu (s výjimkou hlucké oblasti) se vyznačuje původní jednotnou pozicí v geosynklinálním prostoru. Jejím podložím je mezozoikum bradlového pásma. V západní části magurského příkrovu je toto mezozoikum tektonicky inkorporováno do povrchových antiklinál bělokarpatské jednotky a jednotky Oravské Magury se značnou disharmonií a nekonformností mezozoických struktur k paleogennímu obalu (Andrusov, 1938). Při tom paleogenní sedimenty obou jmenovaných jednotek jsou na značnou vzdálenost příčně odděleny pásmem, v němž jedinou tektonickou součástí vnitřní skupiny magurského příkrovu je mezozoikum bradlového pásma. Tento varínský úsek a východní část úseku púchovského (Andrusov 1938) jsou mezi Popradenskou dolinou a Zázrivou strmě nasunuty na paleogén jednotky bystrické. Matějka — Roth (1956) je pokládají za kořenovou zónu bělokarpatské jednotky. Na povahu tektonického styku mezi magurským paleogénem a bradlovým pásmem upozornil v prostoru velkého rudínského bradla již Andrusov (1938).

V popaleogenní stavbě vytváří uvedená část bradlového pásma rozsáhlou osní elevaci (Matějka — Roth 1956). Na rozdíl od ostatních částí bradlového pásma tam transgrese súlovského (centrálně-karpatského) paleogénu nastává nejen přes mezozoikum centrálních Karpat, ale i přes jižní část púchovského úseku bradlového pásma (Andrusov 1938). Tyto poměry odrážejí tak větší tektonické sepětí bradlového pásma s centrálními Karpaty, které zabránilo jeho úplnému začlenění do podloží magurské geosynklinály. Rozhraní mezi částí bradlového pásma, inkorporovaného do magurské geosynklinály, a částí spjaté s neoidním vývojem centrálních Karpat hledají proto Matějka — Roth (1956) uprostřed púchovského úseku bradlového pásma. Zvýšená konsolidace mezi bradlovým pásmem a centrálními Karpaty se projevuje dále směrem k JZ v prostoru brezovské deprese vývojem svrchní křídly a paleogénu gosauského typu, porušeného jen germanotypní tektonikou (Andrusov 1959). Paleogén této deprese je oddělen od křídly bradlového pásma v prostoru Staré Turé jen zlomy poklesového charakteru. Tyto poměry mezi centrálněkarpatským paleogénem, mezozoikem bradlového pásma a svrchní křídou — paleogénem gosauského vývoje na straně jedné a paleogénem magurským na straně druhé nepřekračují k východu v podstatě prostor párnické sigmoidy.

Jediným místem, kde v oravském úseku byla předpokládána transgrese centrálně karpatského paleogénu přes mezozoikum bradlového pásma je lokalita Kňaža (Andrusov 1959). Matějka — Hanzlíková (1962) však na lok. Kňaža prokázali kromě středního eocénu (svrchního lutétu, uváděného Andrusovem 1959 et cit. lit.), vrstevní sled od paleocénu do svrchního eocénu. Přítomnost těchto paleogenních vrstev, jejich litologický vývoj a celkový ráz dírkoveových společenstev z centrálně karpatského paleogénu neznámých, činí pak podle těchto autorů tektonickou příslušnost paleogénu, trans-

gredujícího na bradlové elementy nanejvýš pochybnou. Z těchto důvodů usuzují, že jde spíše o paleogén, analogický příútesovým vývojem z obalu bradlového pásma na východním Slovensku (tj. sérii lackovecké ap.)

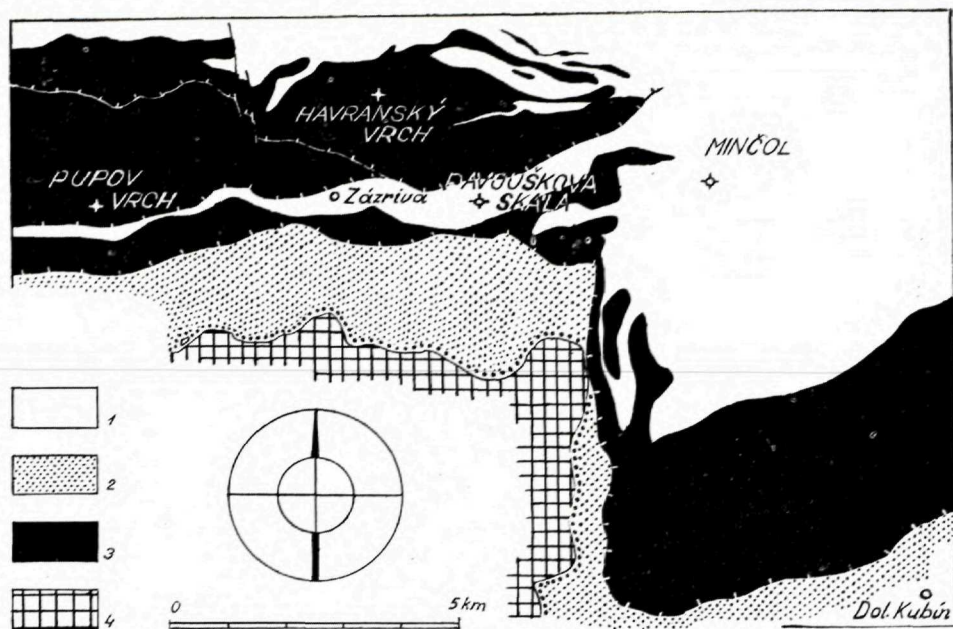
Párnická sigmoida bradlového pásma leží tak v prostoru příčného rozhraní odlišných vztahů centrálních Karpat a bradlového pásma k vývoji jižního okraje magurské geosynklinály (na straně vnější) a paleogenních, resp. svrchnokřídově-paleogenních alpinotypně nezvrásněných pánví (na straně vnitřní). Za těchto okolností je nutno párnické sigmoidě přičítat staré založení, související již s předpaleogenním (laramickým) vrásněním centrálních Karpat. Oproti názoru D. Andrusova (1938), který přičítal vznik párnické sigmoidy pouze vrásnění popaleogennímu (hlavně sávskému), lze považovat tak za oprávněné spíše jeho starší pojetí (l. c. 1926). Tyto paleotektonické poměry pak můžeme vztahovat od počátku paleogénu i na individualisaci sedimentárního prostoru Oravské Magury vůči jednotce bělokarpatské, spojené s příčnou segmentací vnitřního okraje magurské geosynklinály na části s různou mobilitou a sedimentační subsidencí.

* * *

Litologicky vyhraněný vývoj paleogenních serií faciálně-tektonické jednotky čerchovsko-udavské a samostatného vývoje paleogenního obalu bradlového pásma na východním Slovensku (Pesl — Menčík 1959; Stráník — Roth 1959, 1960; Pesl 1950, Matějka et al. 1964a, Stráník 1965) tvoří další samostatný příčný segment ve skupině vnitřních jednotek magurského příkrovu. Ve srovnání s jednotkou bělokarpatskou i Oravské Magury se jednotka čerchovsko-udavská odlišuje jak značně písčitém vývojem spodního oddílu paleogénu, tak i ukládáním menilitových a malcovských vrstev. Vznik tohoto svrchního oddílu paleogénu se vykládá jako produkt mořské ingrese z oblasti centrálních Karpat (Stráník 1965; Nemček 1961).

Menilitové a malcovské vrstvy považuje Z. Stráník (1965) na základě podrobných paleontologických dokladů za stratigrafické ekvivalenty zlínských vrstev bystrických a račanských. V souvislosti s tím odmítá názor Książkiewicz — Leška (1959) o invasi svrchnoeocenního moře z prostoru vnějšího flyše přes prostor magurský a bradlový do centrálních Karpat.

Paleogeografické poměry, indikující ve svrchním eocénu společný pokles východoslovenské části vnitřních oblastí magurského flyše společně s přilehlou částí centrálních Karpat, jsou v současné tektonické stavbě dochovány v jednotce čerchovsko-udavské řadou rozsáhlých synklinál malcovských a menilitových vrstev, v prostoru bradlového pásma vývojem samostatného paleogenního obalu a v prostoru přilehlé části centrálních Karpat vznikem maximálně mocných paleogenních flyšových sedimentů v prostoru Levočských hor a Šarišské hornatiny.



Obr. 4. Popalogenní segmenty bradlového pásma v párnické sigmoidě
 1. Paleogén oravsko-magurské jednotky, 2. centrálně-karpatský paleogén, 3. mezozoikum bradlového pásma, 4. mezozoikum centrálních Karpat.

Geologické poměry při jižním okraji magurské jednotky tak ukazují, že příčná litofaciální diferenciaci vnitřních jednotek magurského příkrovu odráží citlivě řadu paleotektonických pochodů na styku magurské geosynklinály s centrálními Karpaty jako nově vyvrásněného horstva, které se pak na rozdíl od jednotky bystrické a račanské promítají do mladší alpinotypní stavby magurského příkrovu s daleko větší výrazností.

Dnešní stavba magurského příkrovu

K otázce pyrenejských pohybů v prostoru magurské geosynklinály

Na přítomnost pyrenejského vrásnění v čerchovsko-udavské jednotce a ujacké serii usuzuje Stráník (1965) v shodě s Książkiewiczem — Leškem (1959), Leškem (1960) a Nemčokem (1961). Pokládá je za staro-pyrenejské pohyby se vznikem antiklinál a synklinál o velkých amplitudách, k nimž vzhledem k neporušené sedimentaci došlo pod mořskou hladinou. Nové litofaciální výzkumy však naznačují, že projevy pyrenejských pohybů, případně vrásnění, byly pravděpodobně zjevem v celém prostoru magurské geosynklinály daleko rozšířenějším.

Litofaciální vývoj spodního oddílu paleogénu magurského flyše ukazuje zásadní závislost mezi podélným tvarem původní geosynklinály a rozšířením litofaciálních zón (Pesi 1963, 1964a, 1965). Jejich diferenciaci a plošné rozšíření jsou však na popaleogenních, faciálně-tektonických dílčích jednotkách ještě do značné míry nezávislé. Řada facií spodního oddílu paleogénu buď nepokrývá celý prostor jedné jednotky anebo je naopak společná dvěma nebo více jednotkám.

Užší sepětí vývoju svrchního oddílu paleogénu s pozdějším tektonickým rozčleněním magurského příkrovu tak nutně souvisí se sblížením mezi paleogeografickými a tektonickými poměry magurského flyše již v době svrchního eocénu, které možno vztahovat k prvním projevům tektonického neklidu pyrenejské fáze. Její význam v prostoru magurského flyše dokládají i redeposisi svrchnokřídových a starších paleogenních mikrofaun ve zlínských vrstvách jednotky račanské, tak jako ve svrchním oddílu paleogénu jednotky bělo-karpatské. Vzhledem k těmto redeposicím nutno předpokládat vznik prvních vrásových struktur a jejich částečné rozrušování. V souvislosti s pyrenejskou fází pak dochází koncem svrchního eocénu k ústupu moře z celého prostoru magurské geosynklinály a jeho přeměně v souš.

Účinky předburdigalského a mladšího miocenního vrásnění

Maximální intenzita horotvorného neklidu v prostoru magurského flyše je časově vymežitelná jen v hrubých rysech transgrese mladších vrstev na zvrásněné podloží a s přihlédnutím k účinkům vrásnění v celém prostoru vnějších Karpat (Roth 1965, 1966).

Transgrese burdigalu ve Vídeňské pánvi dokládá, že hlavní rysy magurského příkrovu se vznikem dílčích jednotek (račanské, bystrické a jednotek vnitřní skupiny) i jejich vnitřní tektonika byly již v té době hotovy. Základní alpinotypní stavba je proto spojována se sávskou fází vrásnění (Roth 1962, 1965, 1966; Buday et al. 1963a; Matějka et al. 1964 a et cit. lit.). Pro nedostatek oligocenních sedimentů však nemáme doklady o začátku tohoto alpinotypního vrásnění. Nelze proto vyloučit pravděpodobnost, že počáteční horotvorný neklid, prokazatelný již v období *pyrenejském, přerostl pravděpodobně s postupně vzrůstající intenzitou do vrásnění sávského*. Z těchto důvodů je u magurského příkrovu lépe mluvit jen o *vrásnění předburdigalském*.

S předburdigalským obdobím je spojeno jak vyvrásnění magurského geosynklinálního prostoru, tak sunutí střížného příkrovu na vnější stranu Karpat přes vnější skupinu flyšovou. Velikost přesunutí je doložena vrty i přítomností tektonických oken na několik desítek km (Matějka et al. 1964a; Chmelík 1956) a odvoditelná z celkové komprese cca na 100 km (Świdziński 1956; Książkiewicz 1956; Roth 1960, 1961, 1965).

Podle dosavadních znalostí, nejplošší a nejrozsáhlejší nasunutí magurského příkrovu se uplatňuje ve střední části západokarpatského oblouku, tj. na území Polska (Menčík — Pesl 1963). Směrem k JZ a JV se pak magurské nasunutí zpřikřuje současně s tektonickým, zčásti i primárním vyklínováním této flyšové jednotky. Odlišné poměry ve způsobu nasunutí lze s největší pravděpodobností hledat v celkovém vývoji vyklenutí karpatského oblouku mezi kratogény Českého masivu a Podolské tabule. V místech nejmenšího odporu, tj. v dnešní střední části se pohyboval magurský příkrov po ploše s nejmenším úklonem a na největší vzdálenost, při jeho jz. a jv. ukončení, kde plocha nasunutí má počáteční úklon nejpříkřejší, velikost horizontálního pohybu je relativně nejmenší.

Mladší miocenní vrásnění v magurském příkrovu je všeobecně přiřazováno *štyrským fázím*. Účinky tohoto vrásnění můžeme pozorovat na stavbě magurského příkrovu, zakrytého neogénem Vídeňské pánve (Buday — Menčík — Špička 1964 et cit. lit.). Spodnomiocenní výplň a sedimenty karpátu jsou v ní v nadloží magurského příkrovu jen mírně zvrásněny. Pouze na čele magurského příkrovu dochází k lokálnímu šupinovitému zavlečení burdigalu mezi magurský flyš a ždánickou jednotku (Buday 1959; Špička 1960).

Z těchto poměrů můžeme usuzovat, že v z. části magurského příkrovu docházelo při štyrském vrásnění jen k minimálním horizontálním pohybům. *Vlastní deformace možno spíše spojovat s celkovým stlácením magurského příkrovu mezi blokem centrálních Karpat na vnitřní straně a odpor kladoucími příkrovy vnějšího flyše na straně vnější, jejichž periferní části se nasouvaly současně na neogenní předhlubeň. Tyto pohyby nejpravděpodobněji vyvolaly i ty deformace plochy magurského nasunutí, jejichž tvar odporuje původnímu střížnému charakteru a jež lze naopak vyložit v suvislosti s druhotným zborcením.*

Za deformaci tohoto druhu můžeme považovat v západní části magurského příkrovu vyklenutí jeho střížného nasunutí, zjištěné vrtbou Oščadnica — 1 (F. Chmelík 1966) ve vzdálenosti asi 10 km od vnějšího okraje. Na východním Slovensku máme přímé důkazy o deformacích magurského nasunutí jak z jeho vnějších tak i vnitřnějších částí. Úklon nasunutí v prostoru Mikové (Matějka — Kodým 1949) je 45° k JZ. V souvislosti s tím již vlastní přítomnost papínského tektonického okna dukelských vrás ve směrném pokračování čelní zóny k JV dokazuje intenzivní zvlnění plochy nasunutí (Matějka et al. 1964a). To bylo zjištěno i při vnitřní straně papínského okna vrtbami u Vyšné Radvaně (Menčík — Pesl 1963).

K podobným tektonickým komplikacím dochází i ve stavbě vnitřní zóny račanské při tektonickém oknu smilenském (Menčík — Pesl 1963; Stráňík — Hanzlíková 1963). I tam je úklon plochy nasunutí, ohraničující z vnitřní strany smilenské okno, větší než 40°.

Při deformování plochy magurského nasunutí vznikají za celkové komprese vnitřní stavby do značné hloubky zasahující strmé antiklinály a synklinály, které v oblasti Vyšné Radvaně mají úklony vrásových ramen mezi 70 — 90°.

Druhým základním tektonickým fenoménem, na němž se podílelo štýrské vrásnění je zpětné přesmykování magurského příkrovu přes blok centrálních Karpat. Zpětné pohyby směrem k centrálním Karpatům postihují *na východním Slovensku* nejenom bradlové pásmo, ale i vnitřní okraj jednotky čerchovsko-udavské, jednotku bystrickou a vnitřní okraj jednotky račanské (Pesl — Menčík 1959; Pesl 1960; Stráník — Roth 1959, 1960; Stráník 1965). Současně s tím se v jednotce bystrické a račanské objevuje často na velkých plochách celkové zpětné překocení vrásových struktur.

Stáří zpětných pohybů spadá (Matějka et al. 1964 a et cit. lit.) do staroštýrské fáze, neboť je doprovázeno tektonickým porušením vrstev burdigalu při bradlovém pásmu. Současně s vnitřním okrajem magurského příkrovu probíhá paralelně řada někdy výrazně lineárně vyvinutých centrálně karpatských struktur, jako je čelovecká deprese s burdigalskou výplní, hromošsko-šambronský hřbet v centrálně-karpatském paleogénu i jeho jv. pokračování v hanušovsko-humenské elevaci s jádry vynořujícího se mezozoika u Pavlovců, Podčičvy a ve vlastním Humenském pohoří. Strmé sklony neogenních vrstev (karpatu a sp. tortonu) mezi Vranovem a Nižným Hrabovcem s monoklinálním úpadem do centra pánve k JZ naznačují i *vliv mladších štýrských pohybů na dovoření vnitřního okraje magurského příkrovu a s ním paralelně probíhajících centrálně-karpatských struktur.*

Zpětné pohyby ve vnitřní části magurského flyše se asi uplatňují v celé délce i na území Polska, neboť Roth (1959) ukázal, že ještě *vnitřní část jednotky Oravské Magury* je přesunuta společně s bradlovým pásmem přes blok centrálních Karpat a jejich paleogenní obal. Na rozdíl od v. Slovenska nepostihují již v z. části magurského příkrovu zpětné pohyby jednotku bystrickou a račanskou. Lze proto usuzovat, že směrem od V k Z podél oblouku vnějších Karpat postupně ubývá na jejich intenzitě a plošném rozsahu. Směrem k JZ od párnické sigmoidy pak nejenom nedochází ke zpětným pohybům v paleogénu magurského flyše, ale jz. od Žiliny též zaniká zpětné přesunutí bradlového pásma přes centrální Karpaty (Stráník — Pícha 1957). V celém zbývajícím úseku bradlového pásma v Pováží významné zpětné pohyby bradlového pásma nebyly jednoznačně doloženy. Pravděpodobně se omezují na minimum nebo chybí.

Postupné zmenšování plošného rozsahu a intenzity zpětných přesunových a přesmykových dislokací při vnitřním okraji magurského příkrovu směrem od V k Z je velmi pravděpodobně ekvivalentní slábnutí štýrského vrásnění v celých vnějších Karpatech. Na území Moravy a záp. Slovenska je ve shodě s postupným slábnutím příkrovových pohybů na čele podslezsko-ždánické jednotky (Roth 1965).

Vertikální složka štýrských pohybů v západní části magurského flyše měla pravděpodobně i svůj dosah v deformaci autochtonního podkladu a projevila se ve vytvoření podélných hřbetů a depresí (Dlabač — Menčík 1964; Roth 1965).

Podélné jednotky magurského příkrovu a jejich vzájemný styk

Vycházejí ze starších studií, rozdělil Z. Roth (1962) západní část magurského příkrovu na vnější a vnitřní skupinu dílčích jednotek. Specifičnost tohoto dělení spočívá v tom, že vnější skupina v sobě zahrnuje dílčí jednotky, probíhající v podélném směru v celém nebo téměř celém magurském příkrovu (*j. račanská a bystrická*). Naopak skupina vnitřních jednotek slučuje v sobě jednotlivé příčné segmenty, rozložené vedle sebe podél vnitřního okraje magurského příkrovu (*jedn. bělokarpatská a Oravské Magury*).

Převládající vergence pohybů na tektonických plochách, podél nichž se dílčí jednotky stýkají, mají v z. části orientaci k vnějšímu okraji příkrovu (k SZ). K tomuto druhu dislokací patří kromě magurského nasunutí přesmyk bystrické jednotky na račanskou, bělokarpatské nasunutí i tektonický styk mezi jednotkou Oravské Magury a bystrickou. Jejich průběh a rozdílné úklony známé na základě geologického mapování (Roth et al. 1963b, 1964; Maheľ et al. 1964 b, c; Buday et al. 1963b) byly v několika případech ověřeny i vrty (Menčík — Pesl 1963; Chmelík 1966).

Teprve v prostoru jz. od Žiliny a v Oravské Maguře se při vnitřním okraji magurského příkrovu uplatňují výrazně zpětné pohyby. Při tom v *párnické sigmoidě* možno sledovat v geologické stavbě, popsané Andrusovem (1938), že pod vlivem bilaterální stavby oravsko-magurské jednotky (Roth 1959) *dochází ke spájení dvou regionálně významných popaleogenních segmentů bradlového pásma*. Jeden z nich je součástí jednotky bělokarpatské (její kořenové zóny ve smyslu Matějky — Rotha 1956), druhý přísluší jednotce oravsko-magurské.

Bradlové pásmo se v nejvýchodnější části varínského úseku skládá z tří podélných pruhů (Andrusov 1938). K severnímu z nich náleží velké *rudínské bradlo* se skrovným senonským obalem a souvislým lemem paleogenních hornin při s. straně. Střední *pásmo Pupova vrchu* tvoří výhradně horniny střední křídly. Třetí, nejjižnější pásmo *Pavouškovy skály* je zastoupeno jižním pruhem bradel ze starších (spodnokřídových a jurských) hornin, jejich křídovým obalem a nadložním paleogénem Pavouškovy skály. Vznik stavby spadá podle Andrusova (1938) do popaleogenní doby, neboť sunutí pásem se děje na paleogén magurský, u j. pásma na centrálně-karpatký paleogén Malé Fatry. Rovněž vnitřní styk jednotlivých pruhů má povahu zpětných přesmyků.

Ve srovnání se stavbou jednotky bělokarpatské je patrné, že pouze 1. a 2. pásmo je součástí její kořenové zóny. Dále k SV se tyto části bradlového pásma noří v podélném směru do zpětně přesunutého paleogénu Oravské Magury, kde se pak útržkovitě objevují jen v několika bradlech, vyvlečených na dislokacích se zpětnou vergencí. Pouze nejvnitřnější pruh, tj. *pásmo Pavouškovy skály* můžeme považovat za tektonicky zredukovanou část bradlového pásma, která vlastní párnickou sigmoidou *navazuje na jeho sv. pokračování při vnitřním okraji oravsko-magurské jednotky*.

Poměry mezi stavbou paleogénu jednotky Oravské Magury, jednotky bělokarpatské a mezozoika bradlového pásma zobecnil Roth (1965 l. c. str.

74) jako postupnou inkorporaci starších tektonických struktur do mladší stavby. Zpětné přesunutí vnějších Karpat v oblasti Oravské Magury jako štýrská tektonická forma uzavírá v sobě část sávsky zvrásněného příkrovu bělokarpatského; obě tyto jednotky v sobě obsahují starší pienidní příkrovy (= struktury bradlového pásma).

Úzké tektonické sepětí paleogenních serií s jejich původním sedimentačním podkladem (bradlovým pásmem) vytváří tak ve stavbě magurského příkrovu jeden z hlavních rozdílů mezi vnitřní a vnější skupinou dílčích faciálně-tektonických jednotek. Jednotka račanská a bystrická jsou daleko rozsáhleji odloučeny od svého předpaleogenního podkladu. Kromě toho zvláště povaha bělokarpatského nasunutí dodává této vnitřní jednotce charakter značně individualizovaného dílčího příkrovu.

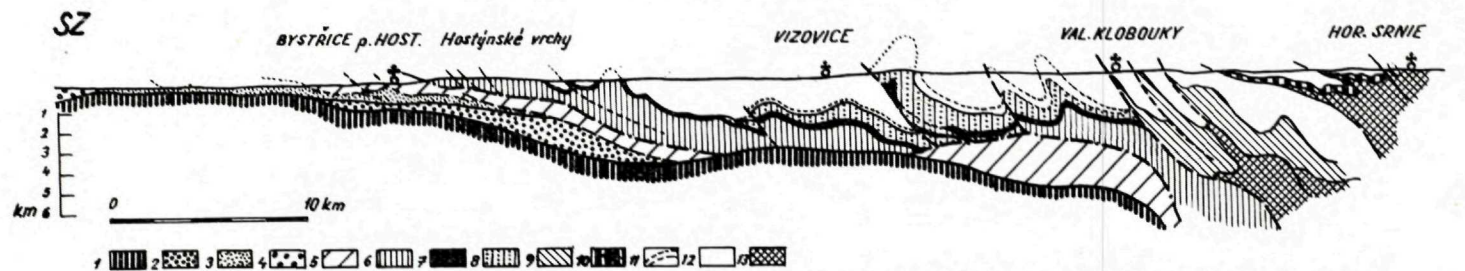
Rozčlenění dílčích jednotek magurského příkrovu do vnitřní a vnější skupiny (ve smyslu Rotha 1962) možno v plném rozsahu uplatnit i ve východo-slovenské oblasti. Na rozdíl od západ. oblasti přísluší vnitřní skupině na v. Slovensku dvě paralelně probíhající jednotky: *čerchovsko-udavská* a jednotka vnitřnější, vzájemně oddělované směrným přesunutím s vergencí pohybu k vnitřnímu okraji magurského příkrovu. Vnitřnější jednotku jako popaleogenní součást magurského příkrovu tvoří mezozoikum bradlového pásma s paleogenním obalem ve vývoji lackoveckém a kremňanském. Zavádíme pro ni označení *jednotka humenská*.

Rozložení a průběh směrnych dislokací s vergencí pohybů k vnějšímu a vnitřnímu okraji magurského příkrovu svědčí na v. Slovensku o rozsáhlém vlivu bilaterálního vrásnění. Podle převažujících pohybů k vnějšímu nebo vnitřnímu okraji můžeme rozlišit: oblast vyznačenou převážně zpětnou vergencí vrásnění, oblast s výraznými účinky dvojsměrných pohybů a oblast s převládající vergencí pohybů k vnějšímu okraji příkrovu.

Rozložení mezozoických bradel vůči jejich obalu při vnitřním (j. a jv.) okraji humenské jednotky (v úseku podhorodském a od Demjaty až po Pieniny) a rovněž tak poměr mezi svrchnokřídovým a paleogenním obalem (v úseku mezi Demjatou a podvihorlatskou částí) ukazují, že popaleogenní stavbu ovlivnilo především zpětné přesunutí humenské jednotky na centrální Karpaty s vyláčením starších vrstev na ploše přesmyku (viz též profily in Stráník 1965).

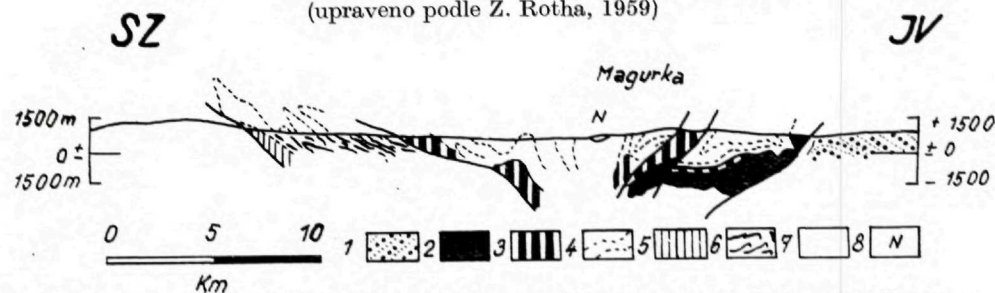
Také úložné poměry a celkový styl stavby *čerchovsko-udavské jednotky* ukazují hlavně existenci vrásnění s orientací pohybů k vnitřnímu okraji (Stráník 1965). Ze směrnych dislokací se zpětnou vergencí je nevýraznější nasunutí čerchovsko-udavské jednotky na jednotku humenskou. Jednostranný tlak k vnitřnímu okraji magurského příkrovu současně ovlivnil vytvoření hlavního antiklinoriálního pásma v její vnitřní části, vyznačeného jednoduchými asymetrickými nebo šikmými, zpětně orientovanými vrásami. Převaha synklinálních pásem je naopak ve vnější části čerchovsko-udavské

Obr. 5. Geologický profil západní části magurského příkrovu mezi Bystricí p. Host a Hor. Srníem (s část. použitím podkladů V. Pesla 1966)



1. variská stavba autochtonního podkladu, 2.—4. oligocenní předhlubně: 2. oliocén(?), 3. karpatská formace, 4. spodní torton; 5. vnější skupina flyšová; 6.—12. magurská skupina flyšová: 6. soláňské vrstvy, 7. belovežské vrstvy, 8. luhačovické vrstvy, 9. spodní oddíl paleogénu bystrické jednotky, 10. spodní oddíl paleogénu bělokarpatské jednotky, 11. spodní zlínské vrstvy, 12. svrchní oddíl paleogénu magurského flyše; 13. mezozikum bradlového pásma.

Obr. 6. Geologický profil jednotkou oravskomagurskou (upraveno podle Z. Rotha, 1959)

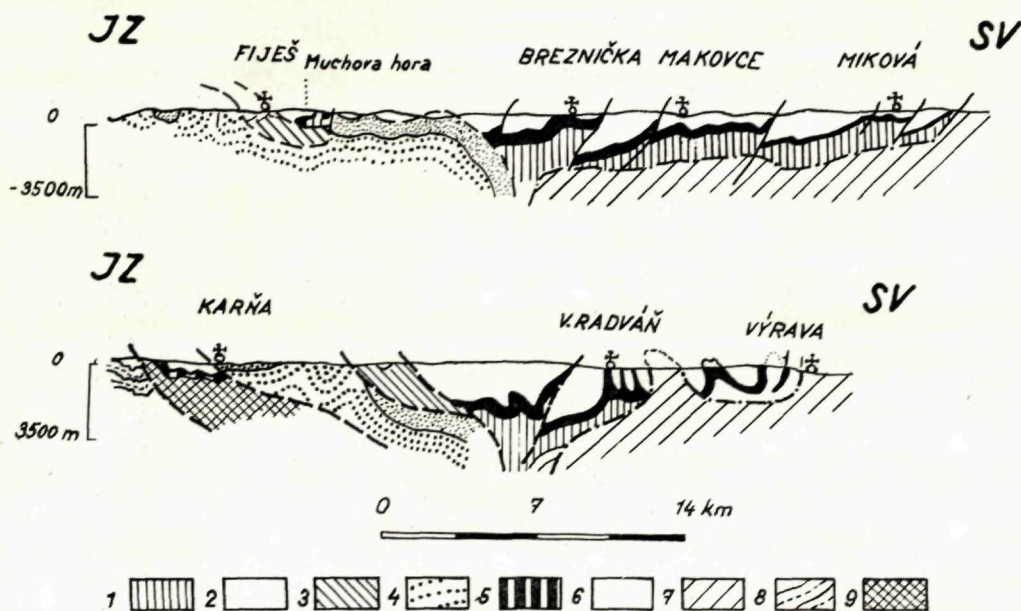


1. centrálně-karpatský paleogén, 2. mezozikum bradlového pásma, 3. spodní oddíl paleogénu jednotky Oravské Magury, 4. svrchní oddíl paleogénu jednotky Oravské Magury, 5. soláňské vrstvy jedn. bystrické, 6. belovežské vrstvy jedn. bystrické, 7. zlínské vrstvy jedn. bystrické, 8. neogén Oravské kotliny.

jednotky (Menčík 1963; Pesl 1964d; Stráník 1965). Tento stavební plán čerchovsko-udavské jednotky je porušen pouze v její jv., značně zúžené části přítomností lokálních synklinál svrchního oddílu paleogénu při styku s jednotkou humenskou.

S tektonickým stylem čerchovsko-udavské jednotky kontrastuje stavba další nejbližší položené jednotky *bystrické* jako zóny intenzivního ztláčení (Stráník 1965). Její stavba v sz. části východoslovenského úseku s bohatým rozvojem lineárně protažených antiklinálních a synklinálních struktur ukazuje, že prodělala za předburdigalského a štýrského vrásnění deformace s protichůdnou tendencí pohybů.

Účinkům předburdigalského vrásnění přičítá Stráník (1965) vznik antiklinálních a synklinálních, vzájemně zešupinatělých pásem s vyvlečenými až úplně redukovanými vrásovými rameny. Vergence vrás i přesmyků byla v té době k SV (k vnějšímu okraji magurského příkrovu). Tato stavba společně s přesmykovými dislokacemi byla pak při štýrském vrásnění překocena zpět k JZ a současně rozsáhle přesunuta přes jednotku čerchovsko-udavskou. V jv. části bystrické jednotky se její stavba zjednodušuje, neboť synklinální pásma tímto směrem rychle vykliňují. Převládají intenzivně zvrásněné vrstvy spodního oddílu paleogénu.



Obr. 7. Geologické profily východoslovenskou částí magurského příkrovu. 1. inoceramové a soláňské vrstvy jedn. račanské, 2. belovežské vrstvy jedn. račanské, 3. spodní oddíl paleogénu jedn. bystrické, 4. spodní a svrchní oddíl paleogénu jednotky čerchovsko-udavské, 5. spodní oddíl paleogénu jedn. humenské, 6. svrchní oddíl paleogénu jedn. račanské bystrické a humenské, 7. dukelsko-užocké vrásy, 8. centrálně-karpatský paleogén, 9. mezozikum bradlového pásma jako součást jednotky humenské.

Vnitřní omezení račanské jednotky tvoří mírně ukloněná plocha zpětného nasunutí (Pesl — Menčík 1959). Bezprostřední vystupování čerchovsko-udavské jednotky ve strukturách u Stebníku, Brezovsky — Okruhlého, Nižné a Vyšné Olšavy a Sitníku (Menčík 1963; Pesl 1964; Stráník 1965) naznačuje, že tam velká část jednotky bystrické byla pravděpodobně při zpětném nasunutí na jednotku čerchovsko-udavskou do hloubky střížně zredukována.

Stavba vnitřní části račanské jednotky dokládá, že i tato jednotka podléhala při vrásnění magurského příkrovu zpětným pohybům, zatím co její vnější část byla přesunuta přes dukelsko-užocké vrásy. Účinky dvojstranného vrásnění s protisměrnými pohybovými vergencemi možno v račanské jednotce územně rozdělit linií, vedoucí s. od Stebníku přes Zborov, Šarišské Čierne na Cerninu (Stráník 1965). Směrem k JV pokračuje tato linie na Stropkov. K SV od vymezené čáry setkáváme se v račanské jednotce převážně s tangenciálními pohyby k vnějšímu okraji příkrovu. Pokud se objevují vrásové deformace, navazující na pohyby zpětné, nejsou doprovázeny směrnými dislokacemi se zpětnou vergencí. Přesmyková linie Krivé Olky, rozdělující vnitřní a vnější zónu račanskou, je souklonná s úklonem magurského nasunutí při vnějším okraji příkrovu.

Povrchové rozhraní protisměrných deformací račanské jednotky můžeme pokládat za průmět hlubinného vnitřního omezení dukelsko-užockých vrás v podloží magurského příkrovu (Stráník 1965).

Výsledná pásemná stavba východoslovenské části magurského příkrovu má tak konečnou podobu vějířovitě asymetricky vyvrásněného tělesa. Asymetričnost dvojstranných vergencí dokládají rozdíly mezi nasunutím magurského příkrovu na dukelsko-užocké vrásy (Matějka et al. 1964 cca 25 km; Stráník 1965 — 30 km) a rozsahem zpětných pohybů. U jednotky humenské se jedná o strmý přesmyk. Zpětné nasunutí čerchovsko-udavské jednotky odhaduje Stráník (1965) cca na 4,5 km. Zpětné nasunutí jednotky bystrické činí minimálně 8 km (Matějka et al. 1964 a) a zpětné nasunutí jednotky račanské 15—19 km (Stráník 1965).

Jako důsledek vějířovitého vyvrásnění musíme v hlubinné stavbě očekávat pohlcení původního sedimentačního prostoru (Menčík 1963; Stráník 1965).

Příčné jednotky magurského příkrovu

Příčné členění magurského prostoru, geneticky související s obdobím jeho geosynklinálního vývoje, je v dnešní stavbě zachováno výrazně jen ve zvláštních případech jako je již popsaná příčná segmentace magurského příkrovu ve vnitřní skupině dílčích faciálně-tektonických jednotek.

Ostatní prvky příčného členění, aniž lze sledovat nebo předpokládat staré genetické založení, ovlivňují strukturálně tektonické formy jen menšího regionálního rozsahu. Tak je

tomu i v případě funkce *nezdenického zlomu* a jeho vlivu na změnu a rozložení litofaciálních vývojů magurského paleogénu. Rovněž synsedimentární funkce se např. přičítá na vých. Slovensku příčnému zlomu *tisineckému a fričkovskému* (Matějka et al. 1964a); rozdělují magurský příkrov do bloků s rozdílnou mocností paleogenních sedimentů. Smysl neogenních pohybů na těchto zlomech je však vůči jejich původní předpokládané synsedimentační funkci opačný.

Nejvýznamnějším obdobím tvoření velkých příčných strukturně-tektonických celků magurského příkrovu je pak období po ukončení alpinotypního vrásnění. Rovněž i tehdy byly pravděpodobně hlavní příčinou jejich formování vzájemné pohyby autochtonního podkladu společné s nasunutým magurským příkrovem.

(a) část západní

Na přítomnost regionálně rozsáhlé příčné elevace části magurského příkrovu ovlivněné hlubinnou tektonikou upozornili Menčík — Pesl (1963, 1966 b). Systematickému vymezení příčných jednotek se jako první věnoval Roth (1965). Zdůraznil, že zdvihy a poklesy příčných ker hlubinné stavby se projevují v magurském příkrovu jak vznikem regionálně významných příčných dislokací, tak vývojem velkých osních elevací, depresí a flexur. Jejich vývoj v tomto smyslu trvá až do recentu.

Za hlavní flexurní depresi pokládá část magurského příkrovu zakrytou neogémem Vídeňské pánve. Na ni navazují zlomová pásma, ležící v j. pokračování hornomoravského úvalu (Matějka — Roth 1956). Obě tyto části pak zahrnuje pod depresní oblast řeky Moravy, která podle něj s další plochou magurského příkrovu dosahuje až k linii Valašské Meziříčí — Bytča. Od ní k V leží elevační prostor kysucký, na nějž navazuje na V další depresní oblast oravská, doprovázená transgresivní výplní neogenního stáří (oravsko-novotarážská kotlina).

Hlavní příčné jednotky v z. části magurského příkrovu, založené během tortonu často sdružují řadu prvků starší alpinotypní stavby shodného významu s pozdějšími vertikálními zdvihy a poklesy a jsou jimi do jisté míry pre-disponovány. Příčná segmentace vyvolaná alpinotypní tektonikou je v detailech složitější. Umožňuje podrobnější členění. Vývojem příčných megastruktur dochází ke sdružování starších strukturních celků a tedy k jejich postupné konsolidaci. Při tom zůstávají v činnosti zóny maximální lability, k nimž jako nejvýznačnější patří systém příčných zlomů podle toku Moravy, oddělující oblast magurského flyše, postupně začleňovanou do podloží neogenní stavby Vídeňské pánve od částí, zůstávajících po celý neogén persistentně souší (Roth 1965). Aktivní popliocenní pohyby v této oblasti doložili na základě rozdílných nadmořských výšek denudačních zbytků pliocenních sedimentů a podle rozdílného vývoje reliéfu Chřibů a Hostýnských vrchů, Menčík — Pesl (1961).

Oblast magurského příkrovu na Z od nezdenického zlomu

K nejzápadnější části patří magurský příkrov v úplnosti zakrytý burdigalem až tortonem Vídeňské pánve. Jeho vnitřní stavbu a segmentaci v závislosti na vývoji Vídeňské pánve popsali Buday — Menčík — Špička (1964, 1967).

Příčná kra chřibská obsahuje povrchově odkrytou část magurského příkrovu ve Chřibech směrem k V až po příčné zlomy košíkovské (Menčík — Pesl — Plička 1955), podloží Vídeňské pánve na V od linie Kyjov — Hodonín a část jednotky bělokarpatké s bradlovým pásmem, mezi neogénem Vídeňské pánve a hluckými zlomy. Její predisponovanost příkrovovým vrásněním naznačuje ve Chřibech v jednotce račanské osní kulminace antiklinálních pásem na linii Ořechov — Stupava; v jednotce bělokarpatké vynoření četných drobných antiklinálních pásem mezi Tvarožnou Lhotou a Vrbovcí. Od počátku neogénu až do konce tortonu tvořila okrajová omezení Vídeňské pánve. Tento její původní tvar je zachován z jz. neogenním omezení bělokarpatské jednotky a bradlového pásma.

Původní celistvost byla porušena až za transgrese sarmatu a pliocénu, kdy nastalo její rozdrobení v část severní (Chřiby), část střední (zakrytou neogénem) a jižní (budovanou bělokarpatskou jednotkou). Její osní kulminace se odráží ještě během pliocénu ve stavbě příčné kry osvětlimanské a na ní do podloží navazující kerné oblasti ratiškovicko-bzenecké.

Dosah příčné kry chřibské se projevuje i v prostoru centrálních Karpat rozvojem brezovské deprese a jejího v. omezení radiálními zlomy. Zlomové omezení mezi chřibskou krou a na ni navazující kernou zónou uherskobrodskou není v podrobnostech ostré. Složitá soustava příčných radiálních zlomů lokálně komplikuje toto rozhraní kompensací relativních zdvihů a poklesů drobných meziker. Obecně však možno pozorovat, že v s. částech je chřibská kra vůči kerné oblasti uherskobrodské relativně zdvižena. V j. části byla tendence vzájemných pohybů podél příčných zlomů opačná. Výsledný pohyb se projevuje jako torze podél osy karpatského směru, generálně shodné s osou ústředního tíhového minima.

Příčná kerná zóna uherskobrodská rozkládá se podél toku Moravy v prodloužení hornomoravského úvalu k J. Je souborem paralelních, relativně se zvedajících a klesajících příčných ker, založených v tortonu a oživovaných s různou intenzitou ještě po pliocénu. Detailní rozčlenění příčnými zlomy se v uherskobrodské zóně nejvýrazněji projevuje v její s. (klesající) a j. (stoupající) části a souvisí již se zmíněným torzním pohybem vůči kře chřibské. Směrem ke středu uherskobrodské zóny dochází k postupnému vymizení zlomů, nebo zmenšení jejich významu, jak možno pozorovat především na neporušeném průběhu bělokarpatského nasunutí v úseku mezi příčným zlomem nezdenickým na V a zlomy hluckými na Z (Matějka — Roth 1956; Plička 1967).

Vůči Vídeňské pánvi funguje příčná zóna uherskobrodská jako okrajová souše až do pliocénu, kdy dochází k jejímu částečnému zaplavení ve střední (j. od Napajedel) a s. části (ve fryštácké kotlině).

Stavba spojeného synklinoriálního pásma vizovicko-senicko-lazského, příslušející jednotce račanské, dodává příčné zóně uherskobrodské celkový depresní charakter. Souvisí s vrásovou stavbou, vyvolanou postupným ponořováním antiklinálních pásem ve Chříbech k V a ve Vizovických vrších směrem k Z. Příčné zlomy tento charakter ve střední a severní části uherskobrodské zóny celkovým poklesem druhotně podporují.

Východní omezení uherskobrodské zóny tvoří zlom nezdenický, fryštácký a holešovský.

Zvláště v j. úseku nezdenického zlomu je ohraničení uherskobrodské zóny směrem k V velmi ostré. S. od Hřivínova Újezdu se situace v důsledku napojování nezdenického zlomu na příčné dislokace, porušující antiklinální pásmo malenovicko-želechovické, komplikuje. V. omezení celkové kerné zóny přechází na zlom fryštácký, zatím co vlastní nezdenický zlom s největší pravděpodobností navazuje na příčné zlomy malenovicko-mysločovické, ukončující antiklinální pásmo malenovické poklesem západní kry. Zlomy loucko-rakovské a zlom fryštácký umožňují naopak poklesy východních ker. Vůči funkci zlomu mysločovicko-malenovickému mají kompenzační charakter.

Oblast magurského příkrovu na V od nezdenického zlomu

Vyznačuje se typem příčných megastruktur, projevujících se v celkové konfiguraci antiklinálních a synklinálních pásem deformací alpinotypní stavby, na níž se zlomové omezení podílí v omezeném rozsahu.

Celkový stavební plán ovládá nejvýrazněji makovsko-marikovská příčná elevace s kulminační osou na linii Bumbálka—Makov—Dol. Mariková, která je společná všem podélným faciálně-tektonickým jednotkám magurského příkrovu (Roth et al. 1962 a; Menčík — Pešl 1963).

Na této ose dochází před magurským příkrovem k vynoření předmagurské jednotky. Čelo magurského příkrovu se vyznačuje přítomností samostatné šupiny Salajky se složitou elevační stavbou, v jejímž jádru jsou zavrásněny vrstvy spodní-střední křídly slezského typu (Menčík — Pešl 1966). Rovněž vlastní okrajové antiklinální pásmo vytváří ve splnutí s antiklinálním pásmem předmířským osní elevaci (Matějka — Roth 1949). Směrem do nitra račanské jednotky se podél uvedené osy axiální elevace objevuje největší počet antiklinálních pásem, ponořujících se buď směrem k Z do vsetínského synklinoria nebo směrem k V do synklinálního pásma Kalinova vrchu. Západní omezení příčné elevace je v povodí Vsetínské Bečvy zdůrazněno příčným zlomem (Matějka 1957). V. omezení tvoří po celé délce linie Raková — Semeteš (Matějka — Roth, 1956) a její zlomové pokračování na j. svahu Gírové (Menčík 1969).

V jednotce bystrické se vynořuje z podloží paleogenních vrstev (jako jediný případ tohoto druhu vůbec) i starší mezozoikum bradlového pásma u Dol. Marikové (Matějka — Roth 1956). Odlišný názor o tektonické příslušnosti mezozoických bradel u Marikové vyslovil v poslední době Roth (1967).

Z vnitřních jednotek na této ose vyklíňuje paleogenní součást jednotky bělokarpatské. Ve vlastním bradlovém pásmu se vytváří jako součást jeho púchovského úseku rozsáhlá

elevace povážskobystrická. Podle uvedené osy dosahuje současně magurský příkrov nejmenší šířky.

Mezi nezdenickým zlomem a makovsko-marikovskou elevací se rozkládá příčná deprese bečvansko-vlárská, projevující se deformací vnitřní stavby jen v jednotce račanské. Její osu popsali v j. úseku Matějka — Roth (1956) jako linii Vlachovice — Tichov — Lužná. Tvoří úzkou příčnou depresi v antiklinálním pásmu Medvedie, luhačovicko-lačnovském a v antiklinálním pásmu Čertových kamenů.

V jejím průběhu dále k S ji můžeme sledovat jako příčnou osu vsetínské synklinoria. Na vnějším okraji magurského příkrovu má svou odezvu v příčné depresi čelního antiklinoria, rozložené podél toku Vsetínské Bečvy (Matějka 1957).

Východní axiální deprese staškovsko-zakopčianská je méně výrazná. Její osa leží zhruba na linii Ochodnica — Zakopčie — Staškov. Uplatňuje se především ve splnutí synklinálního pásma Vysoké se synklinálním pásmem Lískovce a plošně rozsáhlým vývojem synklinálních pásem Kalinova vrchu a Kyčerky.

Zatím co příčné depresi bečvansko-vlárské odpovídá při vnitřním okraji magurského příkrovu směrem k JZ narůstající plošný rozsah jednotky bělokarpatské, není paleogén vnitřní skupiny flyšové v prostoru makovsko-marikovské elevace a staškovsko-zakopčianské deprese zachován. Tyto znaky vedly Rotha (1965) k začlenění obou posledních megastruktur k tzv. elevačnímu prostoru kysuckému, který z tohoto hlediska má své opodstatnění. Nelze však souhlasit s přiřazováním území bečvansko-vlárské deprese k depresní oblasti řeky Moravy, neboť nebyla během svého vývoje ani zčásti překryta neogenní výplní Vídeňské pánve. Svou genesí navazuje bečvansko-vlárská deprese na oblasti východnější, tj. prostor kysucké elevace ve smyslu Rotha (1965).

Pro to svědčí i police drobnějších strukturně-tektonických forem při západním okraji bečvansko-vlárské deprese. Je to uspořádání dílčích axiálních elevací v antiklinálním pásmu Čertových kamenů, pásma luhačovicko-lačnovského, rudického a pásma Kladénky na společné ose paralelní s nezdenickým zlomem. V antiklinálním pásmu Čertových kamenů a luhačovicko-lačnovském existuje směrem k V i řada dalších podobných struktur (Menčík — Pešl 1966 c).

Prostor Oravský jako příčný segment magurského příkrovu byl poprvé vymezen Rothem (1965) vztahem mezi vrásovou stavbou magurského příkrovu a transgresí neogénu v oravské pánvi. Jeho vývoj se však formuje již v době předburdigalského vrásnění (Roth 1959; Andrusov 1938) do tvořením párnické sigmoidy a během štýrského vrásnění bilaterálním vyvrásněním jednotky oravsko-magurské.

Hlavní charakter dodává tomuto příčnému segmentu plošně nepravidelný rozvoj axiální elevace spodního oddílu paleogénu v jednotce bystrické. Tvoří specifický prvek jejího vnitřního zvrásnění, jenž se v jz. části bystrické jednotky neuplatňuje.

Pro vztah mezi příčnými megastrukturami v z. části magurského příkrovu a pohyby v autochtonním podkladu svědčí některé výsledky gravimetrie případně magnetometrie. V oblasti příčné kry chříbské je to přítomnost výrazné pozitivní tíhové anomálie, překrývající celou její s. část. Příčná kerná zóna uhersko-brodská je jednotkou magurského příkrovu, u níž kromě dokladů ve tvaru a povaze tíhového a magnetického pole můžeme přesněji doložit její vztah ke stavbě hlubinných bloků autochtonního podkladu v návaznosti na stavbu okraje Českého masivu (Dlabač — Menčík 1964).

Je spojena s původní starou příčnou hrástí sudetského směru, tvořenou krystalinikem a zbytky staršího paleozoika, která za neoidních pohybů po nasunutí Karpat ovlivňovala inverzní poklesávání celé oblasti (Roth 1962 b).

Minimální plošný rozsah makovsko-marikovské elevace v příslušném úseku bystrické jednotky a zdůraznění jejího významu ve vnějším a vnitřním okraji magurského příkrovu se jeví podle gravimetrických měření jako projev morfo-tektonického reliefu autochtonního podkladu. Minimální axiální porušení stavby v bystrické jednotce souvisí s její polohou nad ústřední tíhovou depresí, která je s největší pravděpodobností zónou největšího nahromadění sedimentů magurského příkrovu.

(b) část východní

V magurském příkrovu na v. Slovensku možno rozlišovat dva příčné segmenty, jejichž dělítkem je osa o směru JZ — SV, na níž dochází k vynoření struktur, kolmých k směrnému průběhu dílčích jednotek.

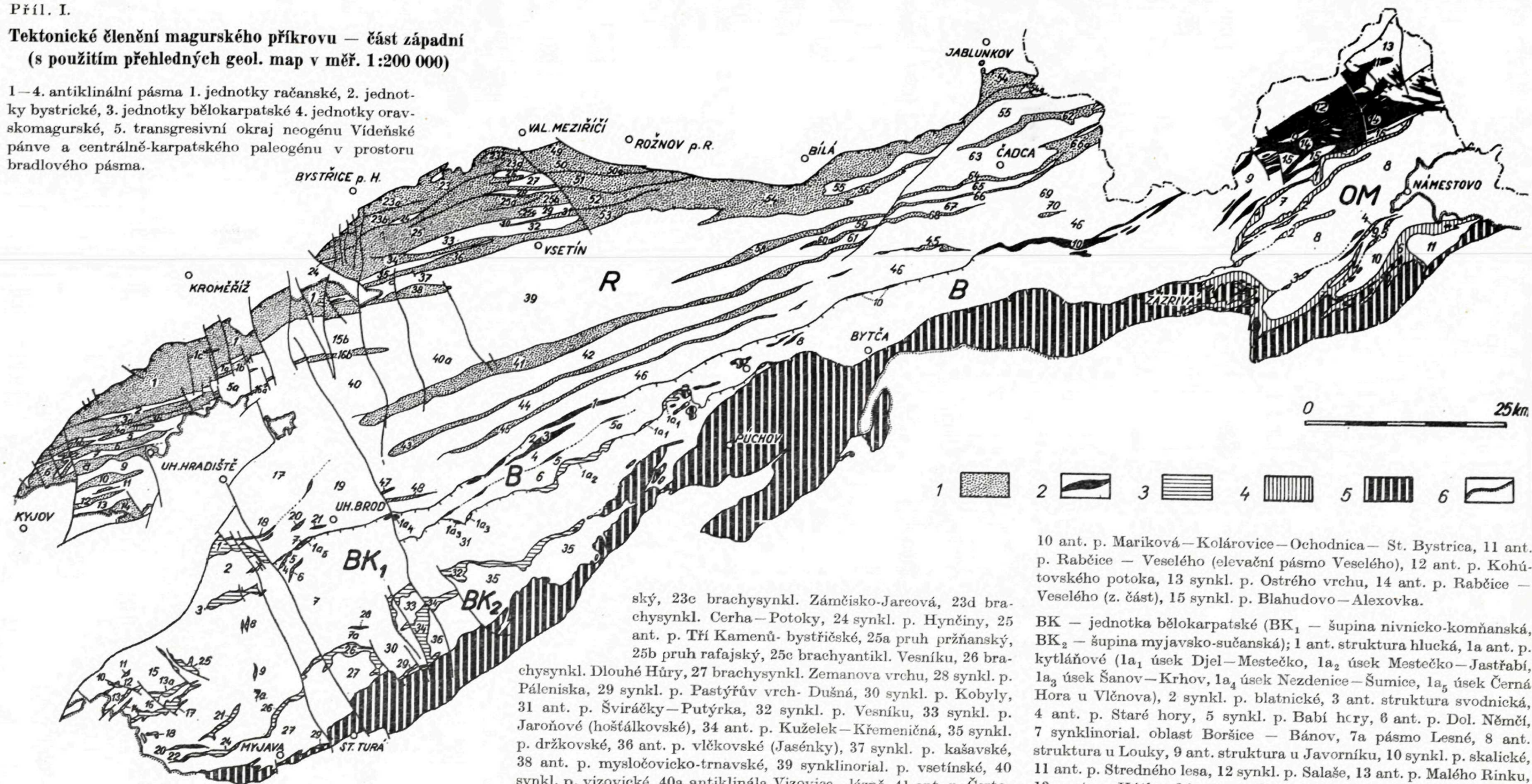
Patří k nim v jednotce čerchovsko-udavské hrástová elevace vaníškovská, oddělující od sebe synklinální pásmo richvaldsko-bartošovické a raslavicko-kručínovské. V jednotce bystrické dochází k vynoření tektonického okna hankoveckého. Dále k SV je tato osa symetrálovou v uspořádání tektonických oken, vynořujících se zpod zpětně nasunuté jednotky račanské (Menčík 1963; Pešl 1964 d; Stráník 1965).

Příčné vyklenutí těchto struktur je doprovázeno ve vnitřní, v konečné fázi vrásnění zpětně přesunované části magurského příkrovu *celkovým stáčením jednotek ze směru SZ—JV do směru ZSZ—VJV a příčným přebudováním jejich vnitřní stavby.*

Při značné šíři sz. části čerchovsko-udavské jednotky se rozkládá hlavní antiklinoriální pásmo v její vnitřní části v oblasti Čerchovských hor. Pásmo synklinální vystupují v části vnější. Na V od Giraltovců se zužuje čerchovsko-udavská jednotka na 1/3. Současně s tím se objevují drobná synklinální pásma při jejím j. okraji, na styku s jednotkou humenskou. Podobně jednotka bystrická dosahuje ve své sz. části značné šířky se složitým rozvojem synkli-

Tektonické členění magurského příkrovu — část západní (s použitím přehledných geol. map v měř. 1:200 000)

1—4. antiklinální pásma 1. jednotky račanské, 2. jednotky bystrické, 3. jednotky bělokarpatské 4. jednotky oravskomagurské, 5. transgresivní okraj neogénu Vídeňské pánve a centrálně-karpatského paleogénu v prostoru bradlového pásma.



Přehled antiklinálních a synklinálních pásem.

R — jednotka račanská; 1. ant. p. chříbské, 1a synkl. p. Širokého potoka, 1b ant. p. žlutavské, 1c synkl. p. Kudlovického potoka, 2 synkl. p. jankovické, 3. ant. p. salašské, 4a ant. struktura Křížové, 4b ant. struktura Cimburka, 5 synkl. p. stupavské, 6 ant. p. buchlovické, 7 synkl. p. Chabaní, 8 ant. p. Karlových skal, 9 synkl. p. buchlovské, 10 ant. p. Smradavky, 11 synkl. p. stříbrnické, 12 ant. p. medlovické, 13 synkl. p. ježovské, 14 ant. p. ořechovské, 15a synkl. p. halenkovické, 15b synkl. p. zlínské, 16a ant. p. napajedelské, 16b ant. p. malenovicovo-želechovické, 17 synklinor. p. vizovicko-senické, 18 ant. p. Hlubočku, 19 synklinor. p. uhersko-brodské, 20 ant. struktura u Vlčnova, 21 ant. struktura u Uh. Brodu, (22 pásmo křivské — je podle posledních výzkumů považováno za samostatnou tektonickou zónu), 23 ant. p. hostýnsko-jarcovské, 23a pruh hostýnský, 23b pruh černav-

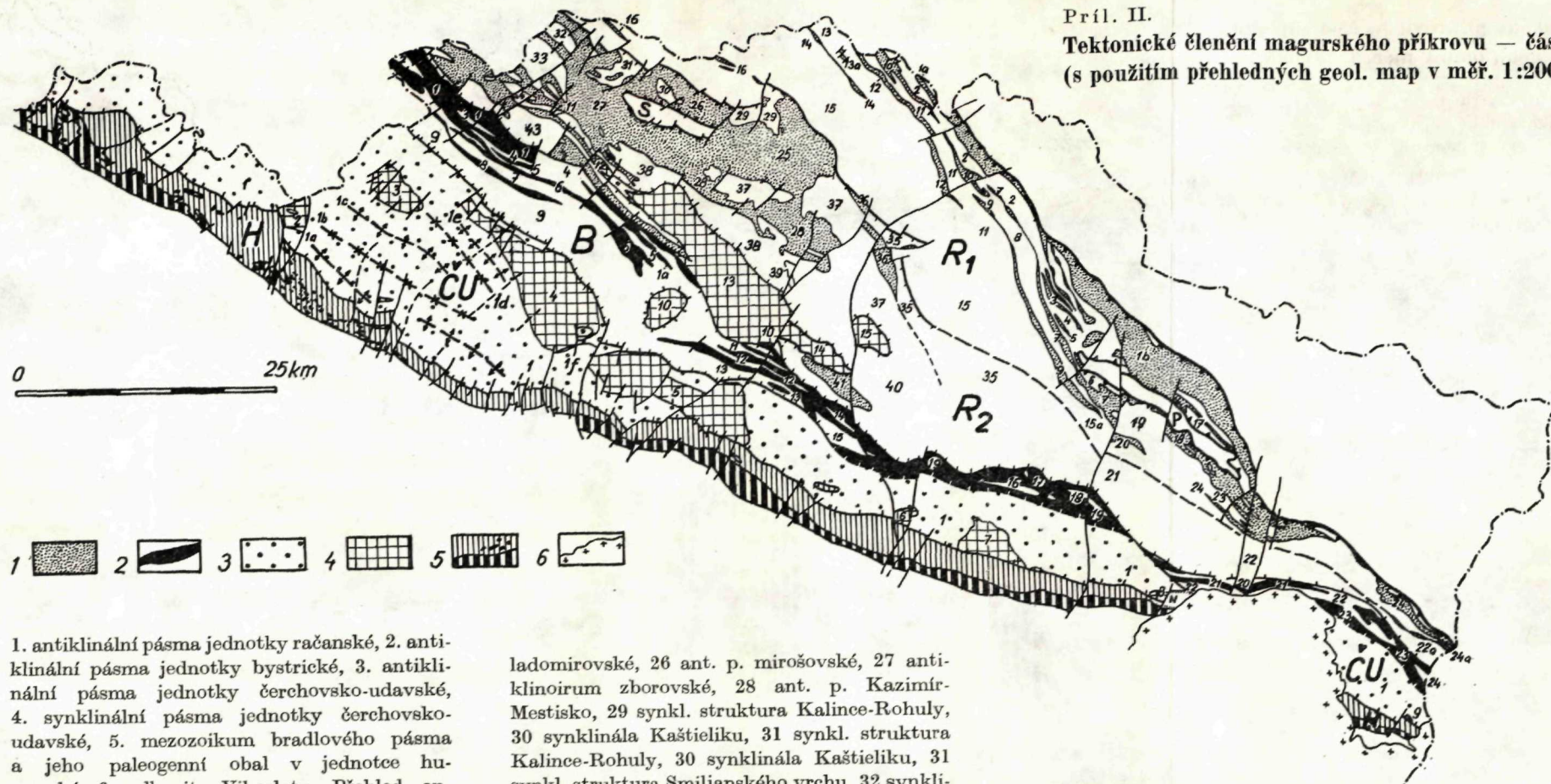
ský, 23c brachysynkl. Zámčisko-Jarcová, 23d brachysynkl. Cerha—Potoky, 24 synkl. p. Hynčiny, 25 ant. p. Tří Kamenů-bystrické, 25a pruh přžňanský, 25b pruh rafajský, 25c brachyant. Vesníku, 26 brachysynkl. Dlouhé Hůry, 27 brachysynkl. Zemanova vrchu, 28 synkl. p. Páleniska, 29 synkl. p. Pastýřův vrch-Dušná, 30 synkl. p. Kobyly, 31 ant. p. Šviráčky—Putýrka, 32 synkl. p. Vesníku, 33 synkl. p. Jaroňové (hošťálkovské), 34 ant. p. Kuželek—Křemeničná, 35 synkl. p. držkovské, 36 ant. p. vlčkovské (Jasénky), 37 synkl. p. kašavské, 38 ant. p. mysločovicko-trnavské, 39 synklinorial. p. vsetínské, 40 synkl. p. vizovické, 40a antiklinála Vizovice—lázně, 41 ant. p. Čertových kamenů, 42 synkl. p. senické, 43 ant. p. luhačovicko-lačnovské, 44 synkl. p. lazské, 45 ant. p. Medvedie, 46 synkl. p. Kyčerky, 47 ant. p. rudické, 48 ant. p. Kladénky, 49 pásmo jarcovské, 50 pásmo Dálnice, 50a pruh Žáry, 51 pásmo Valašské Bystrice, 52 pásmo Bošová—Mísna, 53 pásmo Ptáčenice—Leští, 54 ant. p. okrajové, 54a brachysynk. Gavlonky, 55 synkl. p. Vysoké, 56 ant. p. prednúrské, 57 synkl. p. kysúcké, 58 ant. pásmo Lopušanky, 59 synkl. p. Šatiny, 60 ant. p. dučkovské, 61 synkl. p. Lubů, 62 ant. p. Skalitého, 63 synkl. p. Liskovce, 64 ant. p. opialovské, 65 synkl. p. bukovinské, 66 ant. p. poganské, 66a ant. p. osčadnické, 67 synkl. p. Velké Lúky, 68 ant. p. turkovské, 69 synkl. p. Kalinova vrchu, 70 ant. p. šlapkovské.

B — jednotka bystrická; 1 ant. p. kloboucké, 2 synkl. p. Ploštiny, 3 ant. p. bohoslavické, 4 synkl. p. Sucháně, 5 ant. p. Uhlíčního, 5a ant. p. radošínské, 6 synkl. p. brumovské, 7 struktura Černé Hory, 8 ant. p. marikovské, 9 synkl. p. Rusňačka—Polhora Vejda—Gruň,

10 ant. p. Mariková—Kolárovice—Ochodnica—St. Bystrica, 11 ant. p. Rabčice—Veselého (elevační pásmo Veselého), 12 ant. p. Kohútovského potoka, 13 synkl. p. Ostrého vrchu, 14 ant. p. Rabčice—Veselého (z. část), 15 synkl. p. Blahudovo—Alexovka.

BK — jednotka bělokarpatské (BK₁ — šupina nivnicko-komňanská, BK₂ — šupina myjavsko-sučanská); 1 ant. struktura hlucká, 1a ant. p. kytláňové (1a₁ úsek Djel—Mestečko, 1a₂ úsek Mestečko—Jastřabí, 1a₃ úsek Šanov—Krhov, 1a₄ úsek Nezdenice—Šumice, 1a₅ úsek Černá Hora u Vlčnova), 2 synkl. p. blatnické, 3 ant. struktura svodnická, 4 ant. p. Staré hory, 5 synkl. p. Babí hory, 6 ant. p. Dol. Něměč, 7 synklinorial. oblast Boršice—Bánov, 7a pásmo Lesné, 8 ant. struktura u Louky, 9 ant. struktura u Javorníku, 10 synkl. p. skalické, 11 ant. p. Středního lesa, 12 synkl. p. Salaše, 13 ant. p. Malého Rinku, 13a ant. p. Kútky, 14 ant. p. zlatnické, 15 synklinorial. radějovské, 16 synkl. p. Čupy, 17 ant. p. Zrubeného vrchu, 18 ant. struktura Salaše, 19 synkl. p. chvojnické, 20 ant. p. Marečky, 21 ant. p. vrbovecké, 22 synklinála Ovčince, 23 synklinála Peckavy, 24 ant. p. Uchánku, 25 ant. struktura Jarkovce, 26 ant. p. Květné, 27 synkl. p. Javořiny, 28 ant. p. Strání, 29 ant. p. zelkovecké, 30 příčné strukt. p. Bočáca—Klanečnica, 31 synkl. p. lukovské, 32 ant. p. čakanovské, 33 synklinála lopenická, 34 ant. p. Vyškovce, 35 synkl. p. Chabové, 36 synkl. p. patkovské.

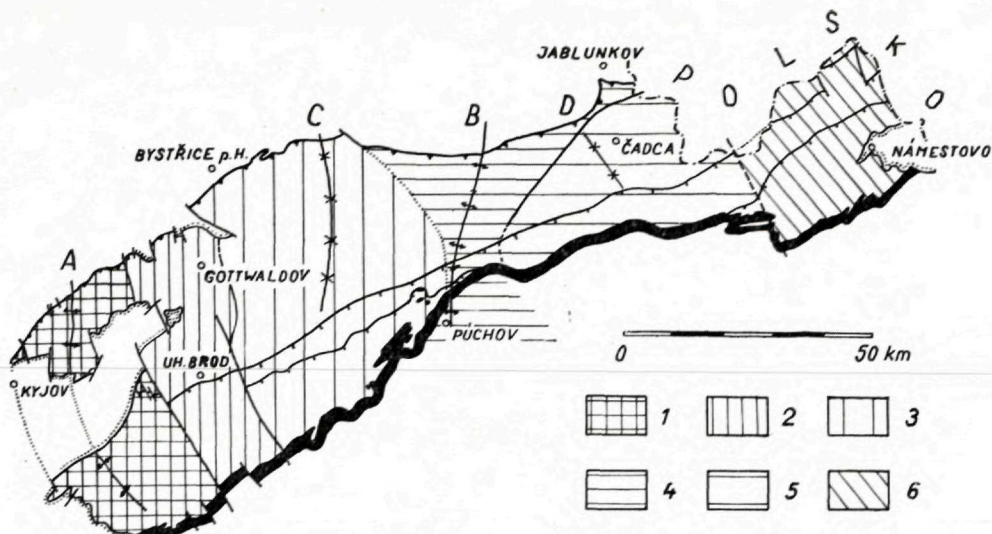
OM — jednotka oravskomagurská; 1 ant. p. Okolka—Vahanovo, 2 ant. p. Zákamenného, 3 ant. p. Hruštinky, 4 ant. p. Babína, 5 ant. p. Kubičky, 6 ant. p. Štefanovské, 7 synkl. p. benadovské, 8 synkl. p. Zubrohlay, 9 synkl. p. tápešovské, 10 synkl. p. Ustie, 11 synkl. p. Javorového vrchu. (pojmenování tekt. elementů převzato z publikovaných a archivních prací D. Andrusova, V. Cílka, F. Chmelka, A. Matějky, E. Menčíka, V. Pesla, M. Pličky, Z. Rotha a Z. Stránka).



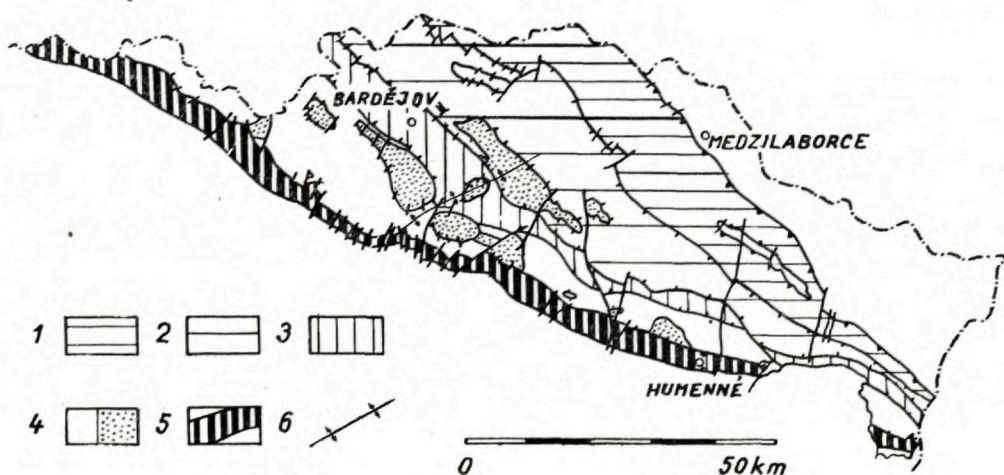
1. antiklinální pásma jednotky račanské, 2. antiklinální pásma jednotky bystrické, 3. antiklinální pásma jednotky čerchovsko-udavské, 4. synklinální pásma jednotky čerchovsko-udavské, 5. mezozoikum bradlového pásma a jeho paleogenní obal v jednotce humenské, 6. vulkanity Vihorlatu. Přehled antiklinálních a synklinálních pásem. R — jednotka račanská (R₁ — vnější zóna, R₂ — vnitřní zóna); 1 ant. p. okrajní, la ant. struktura Javoriny, 1b ant. p. Javorské, 2 synkl. p. Kamjany, 3 ant. p. Horbky, 4 synkl. p. čabinské, 5 ant. p. volické, 6 synkl. p. djilecké, 7 ant. p. mikovsko-rokytovské, 8 synkl. p. sukovsko-čertéské, 9 ant. p. radváňsko-brestovské, 10 ant. p. komárnické, 11 synkl. p. Stavlinec, 12 ant. p. Prikré, 13 synkl. p. Krajné Bystré, 13a ant. struktura Krajné Porubky, 14 ant. p. Lysého vrchu-Kamjance, 15 synkl. p. hunkovecké, 15a synkl. p. sesolsko-lipovské, 16 ant. zóna Ondavka-Roztoky, 17 synkl. p. Nechval. Polianky, 18 ant. p. Lipovce (pichňanské), 19 synkl. p. hrádecké, 20 ant. p. Slov. Krivé; 21 synkl. p. Adidovečů, 22 synkl. p. sninské, 22a synkl. p. Kosmatce, 23 synkl. p. Středného Gruně, 24 ant. p. sninsko-ublanské, 24a ant. p. michalovské, 25 antiklinorium

ladomirovské, 26 ant. p. mirošovské, 27 antiklinorium zborovské, 28 ant. p. Kazimír-Mestisko, 29 synkl. struktura Kalince-Rohuly, 30 synklinála Kašieliku, 31 synkl. struktura Kalince-Rohuly, 30 synklinála Kašieliku, 31 synkl. struktura Smiljanského vrchu, 32 synklinála Javoriny, 33 synkl. struktura Stebnické Huti, 34 synkl. p. Pohorilka-Debrica-Jedlina, 35 synkl. p. Ruské Kajni, 36 ant. p. Cotčí, 37 synkl. p. Nižné Polianky, 38 synkl. p. beňadikovecké, 39 ant. struktura Štiavniku, 40 synkl. p. Miňovečů, 41 ant. struktura Muchovy hory, 42 synkl. p. turanské, 43 p. Magury B-bystrická jednotka; 1. ant. p. Frička-Zlatné, la ant. struktury komárovske, 2 synkl. p. k. 792-581, 3 synkl. p. Vinné Húry, 4 synkl. p. Lazů, 5 synkl. p. Polianky, 6 ant. p. Vyšné Voly, 7 synkl. p. svržovské, 8 ant. p. kurovské, 9 synkl. p. tarnovské, 10 synkl. p. sobošské severní, 11 synkl. p. sobošské jižní, 12 synkl. p. k. 343, 13 synkl. p. Francovečů, 14 synkl. p. kručovské, 15 brachysynklinála Čabánky, 16 brachysynklinála Ladičkovců, 17 synkl. struktura Černé hory, 18 synkl. struktura Dílu, 19 ant. p. Hankovečů, 20 synkl. p. Trisku, 21 ant. p. podvihorlatské, 22 synkl. p.

ladomirovské, 23 ant. p. Dúbravy, 24 synkl. p. dúbavského antiklinoria, CU — jednotka čerchovsko-udavská; 1 čerchovské antiklinorium, la antiklinála Minčolu, 1b synklinála Lvovské Huty, 1c antiklinála Lvovská, 1d synklinála Kríže, 1e antiklinála Bogliarky, 1f hrástová elevace vaníšovská, 2 synklinála čiréská, 3 synklinála malcovská, 4 synklinála richvaldská, 5 synklinála raslavická, 6 synklinála Vel. Domáši, 7 synklinála Slov. Volové, 8. synklinála Modré, 9. synklinála inovecká, 10 tekt. okno hankovecké, 11 tekt. okno Stebníku, 12 tekt. okno Dlhé Lúky, 13 tekt. okno Brezovka-Okruhlé, 14 tekt. okno olšavské, 15 tekt. okno sitnické (pojmenování tekt. elementů převzato z publikovaných a archivních prací O. Kodyma, B. Leška, A. Matějky, E. Menčíka, V. Pesla, M. Pličky, Z. Rotha, Z. Stráníka)



Obr. 8. Příčné jednotky v západní části magurského příkrovu. 1. kra chříbská, 2. ker-
ná zóna uherskobrodská, 3. bečvansko-vlárská deprese, 4. makovsko-marikovská ele-
vace, 5. staškovsko-zakopčianská deprese, 6. prostor oravský; A — osa příčné elevace
na chříbské kře, B — osa makovsko-marikovské elevace, C — osa bečvansko-vlárské
deprese, D — osa staškovsko-zakopčianské deprese.



Obr. 9. Příčné jednotky ve východní části magurského příkrovu. 1. vnější zóna jednot-
ky račanské, 2. vnitřní zóna jednotky račanské, 3. jednotka bystrická, 4. jednotka čer-
chovsko-udavská, 5. jednotka humenská, 6. osa příčné elevace, ovlivňující stavbu vni-
třních částí magurského příkrovu.

nálních a antiklinálních pásem. Směrem k JV dochází k zúžení na 1/3 až 1/4 současně s převládnutím spodního oddílu paleogénu ve vnitřní stavbě. Ve vnitřní zóně račanské je její sz. část charakteristická rozvojem rozsáhlého antiklinoria, zatím co jv. část má složitou synklinoriální stavbu. K rudimentárnímu zbytku elevační zóny patří jen antiklinální pásmo Muchovy hory.

Tomuto tektonickému stylu, v němž se uplatňuje segmentace ve dva příčné celky, kontrastuje stavba vnější zóny račanské, která při svém převážně jednostranném nasunutí vnějším směrem na dukelsko-užocké vrásy si zachovává tektonický styl blízký stavbě račanské jednotky v z. části magurského příkrovu s lineárně protáhlými antiklinálními a synklinálními pásmo. Tyto strukturní poměry jsou pak zdůrazňovány celým systémem mladších radiálních zlomů s různým stupněm důležitosti.

Tektonický styl a vnitřní stavba dílčích faciálně tektonických jednotek magurského příkrovu

Podle Z. Rotha (1965) má magurský příkrov ve svém celku převládající styl vrásový, modifikovaný přesmyky o různé intenzitě. Ve srovnání s tektonickým stylem nižších příkrovových jednotek (slezské a podslezsko-ždánické) představuje nejméně vyzrálou formu vnitřní stavby. Jedině část, inkorporující do popaleogenní stavby bradlové pásmo, se vyznačuje vrásovými strukturami, v jejichž jádrech má zvrášené mezozoikum styl bradlový.

V detailu se uplatňuje ve stavbě dílčích faciálně-tektonických jednotek magurského příkrovu celkově několik podtypů vrásového stylu: 1. vrásově-přesmykový styl: (a) s lineárním uspořádáním struktur, (b) s plošným uspořádáním struktur; 2. vrásově-šupinovitý styl (a) s lineárním uspořádáním struktur a příkrými úklony vrstev, (b) s plošným uspořádáním struktur a plochým provrášením vrstev.

Rozdíl obou základních typů je dán intenzitou redukce vnějších vrásových ramen. V případech, kdy dochází ke spojení antiklinálního a synklinálního pásma v jednotku vyššího rádu, omezenou při vnějším a vnitřním okraji přesmyky, možno typy 1a a 2a považovat za vyzrálou destrukční formu stylu skibového.

Vrásově přesmykový styl s lineárním uspořádáním struktur je nejtypičtěji vyvinut v magurském příkrovu v jednotce račanské a bystrické kromě oblastí rozsáhlých antiklinorií. Spojení se stylem vrásově-šupinovitým se projevuje v těchto jednotkách v úsecích nejintenzivnějšího ztláčení. Naopak s poklesem tangenciálního tlaku jsou častější formy skibové.

Vrásově-přesmykový styl s plošným uspořádáním struktur a převládajícím strmým úklonem vrstev je charakteristický pro prostorově vyhraněné oblasti magurského příkrovu (oravská část bystrické jednotky, stropkovsko-svidnické

antiklinorium vnitřní zóny račanské). Objevuje se vždy ve spojení s rozsáhlým disharmonickým provrásněním spodního oddílu paleogénu jako méně kompetentní složky v příkrovové stavbě.

Tektonika čerchovsko-udavské jednotky spojuje v sobě prvky vrásově přesmykového stylu s lineárním i plošným uspořádáním svých struktur.

Speciálním typem vrásově-šupinovitého stylu s plochým provrásněním vrstev se vyznačuje paleogén jednotky bělokarpatské. Projevuje se mírným sklonem ploch nasunutí a dílčích přesmyků s částečným deskovitým překrýváním dílčích šupin. Spodní oddíl paleogénu lemuje vnější okraje šupin v nepravidelně vyvinutých pásmech, často bez vnitřní antiklinální stavby. Vnitřní zvrásnění svrchního oddílu paleogénu se vyznačuje často velmi mírným úklonem vrstev. Tento styl naznačuje mělké založení bez spojení se strukturami hlubšího dosahu.

(a) — vnitřní stavba západní části račanské jednotky

Známá antiklinální a synklinální pásma v z. části račanské jednotky vykazují zákonité směrné uspořádání za současného vlivu příčných strukturně-tektonických elementů do tří strukturních forem vyššího řádu: 1. čelní antiklinorium, které je současně okrajovým antiklinoriem celého magurského příkrovu; 2. ústřední synklinorium; 3. skupina vnitřních antiklinálních a synklinálních pásem.

Toto uspořádání je nejtypičtější v příčném sektoru bečvansko-vlárské deprese, kde odčlenění čelního antiklinoria od vnitřní skupiny antiklinálních a synklinálních pásem je zdůrazněno rozsáhlým synklinoriem vsetínským. V prostoru makovsko-marikovské elevace i dále směrem k V v příčné depresi staškovsko-zakopiánské se význam ústředního synklinoria redukuje. Jeho pokračování leží v synklinálním pásmu kysuckém, pásmu Vysoké a Lískovce. Celkový depresní charakter se přenáší v území staškovsko-zakopiánské deprese do synklinálního pásma Kalinova vrchu a pásma kyčerského. Rovněž na Z od nezdenického zlomu nabývá vnitřní část račanské jednotky depresní charakter, který se při ponoření antiklinálního pásma luhačovicko-lačnovského a Čertových kamenů zdůrazňuje vytvořením synklinoriálního pásma vizovicko-senicko-lazského.

Čelní antiklinorium račanské jednotky vykazuje nejjednodušší stavbu v okolí Jablunkova v horské skupině Gírové (Menčík — Pešl 1964). Mírné zvrásnění vrstev vytváří strukturu Gavlonky a Hřavy bez doprovodu směrných přesmyků. Jejich existence byla podrobným mapováním ověřena v Moravsko-slezských Beskydech j. od Bílé (Menčík — Pešl 1966). Směrem k Z (j. od Rožnova) se v důsledku slábnutí vlivu axiální elevace makovsko-marikovské čelní antiklinorium rozšiřuje a současně rozpadá na další dílčí šupiny (Matějka 1957).

Šupinovitá stavba nabývá své maximální složitosti v prostoru Hostýnských vrchů, kde jsou v souvislosti s formováním axiální deprese bečvansko-vlárské zachovány v čelním antiklinoriu zavrásněné synklinály zlínských vrstev (Pesl 1950, 1951; Matějka 1957). S přilehlými antiklinálami naznačují místy struktury skibového typu. Podobnou stavbu čelního antiklinoria nacházíme ve Chříbech, kde se podíl synklinál zlínských vrstev zmenšuje směrem k vrcholu příčné kry chříbské.

Ústřední synklinorium račanské jednotky je nejtypičtěji zachováno ve stavbě synklinoria vsetínského. Jeho tektonické rysy jsou zvýrazněny vlivem axiální deprese, podle jejíž osy se vytváří zrcadlově symetrický obraz laterálního ponořování jednotlivých antiklinálních pásem. Antiklinálnímu pásmu mysločovicko-trnavskému odpovídá pásmo predmírské, antiklinálnímu pásmu malenovicko-želechovickému pásmo Lopušanky.

Detailní provrásnění zlínských vrstev s tvorbou samostatných vnitřních struktur se uplatňuje při okraji v oblasti Vizovic (Menčík — Pesl 1962).

Vnitřní skupina antiklinálních a synklinálních pásem je rozdělena linií Raková — Semeteš na dva úseky. Ve v. části ji vyznačuje nahloučení antiklinálních pásem (opialovského, poganského, turkovského a oščadnického), oddělovaných jen úzkými pásmo synklinálními (bukovinským a Velké Lúky). K této okrajové stavbě přiléhají směrem k J široká synklinální pásma Kalinova vrchu a Kyčerky (Matějka — Roth 1949).

Na Z od linie Raková — Semeteš patří k této skupině antiklinální pásma Čertových kamenů, luhačovicko-lačnovské a Medvedie a ze synklinálních pásem pásmo senické, Lazů a Kyčerky (Matějka — Roth 1949).

K formování těchto struktur na jih od ústředního synklinoria přispělo pravděpodobně vyklenutí plochy magurského nasunutí s celkovým změlčením magurského příkrovu. Pro to svědčí v první řadě výsledek vrty Oščadnica—1 (Chmelík 1966). Převážná část antiklinálních pásem v celé oblasti se vyznačuje vnějším přesmykovým omezením různé intenzity.

Podle podrobně známých poměrů v antiklinálním pásmu Čertových kamenů a pásmu luhačovicko-lačnovském je nejvýrazněji přesmykové porušení na styku mezi vnitřní skupinou a jižním okrajem ústředního synklinoria. Přesmykové omezení v pásmu luhačovicko-lačnovském je řádově méně výrazné (Pesl — Menčík 1966).

Spolu s přilehlými synklinálními pásmo vytvářejí strukturální jednotky skibového typu, jejichž charakter je zdůrazňován výrazným dochováním vnějších křídel antiklinál (Zapletal 1932; Matějka — Roth 1956; Menčík — Pesl 1957, 1962; Pesl — Menčík 1966). Kromě toho lze ze vzájemné šířky antiklinálních a synklinálních pásem usuzovat, že vnitřní stavba vnitřní skupiny antiklinálních a synklinálních pásem podlehla menšímu stlačení než stavba čelního antiklinoria.

(b) — vnitřní stavba východní části račanské jednotky

Člení se na vnější a vnitřní zónu, vzájemně oddělovanou linií Krivé Olky (Pesl — Menčík 1959; Pesl 1960).

Vnější zóna se rozpadá na čelní antiklinorium a přilehlou část synklinoriální. U obou se uplatňuje pásemná stavba s lineárně protaženými strukturami. Na rozdíl od z. části je čelní antiklinorium vyznačeno pouze výrazným seskupením antiklinálních pásem, sešupinatěných s pásmy synklinálními, takže jeho oddělení od oblasti synklinoriální není ostré. V úzkých antiklinálních pásmech dochází jen vyjímečně v doprovodu příčných zlomů ke vzniku příčných poloklenbovitých elevací (typu Mikové). V celkovém uspořádání dílčích struktur čelního antiklinoria se projevuje segmentace, ovlivněná příčnou axiální depresí u Medzilaborců a Kolonice (v. od Sniny).

Vnitřní zóna račanské jednotky se skládá ze dvou příčných výrazných strukturních celků — zborovsko-svidnického antiklinoria a stropkovského synklinoria. K jejich spojení dochází mezi Svidníkem a Stropkovem postupným ponořováním antiklinál belovežských vrstev pod vrstvy zborovské a zlínské, za součinnosti celého systému mladších radiálních zlomů. Ve srovnání s čelací zónou račanskou spadá rozhraní těchto příčných celků do prodloužení osy příčné deprese u Medzilaborců směrem k Z.

Zborovsko-svidnické antiklinorium, projevující se laločnatým průběhem belovežských vrstev, je překrýváno erozně rozdrobenými zbytky zborovských vrstev. Vytvářejí v jejich nadloží spolu s nejmladšími belovežskými vrstvami denudační kry. Stavba oproti intenzivně provrásněným nižším částem belovežských vrstev je poměrně klidná. Kulminační vrchol celého antiklinoria vytváří tektonické okno smilenské s obnaženými dukelsko-užockými vrásami (Stráník — Hanzlíková 1963).

Vnitřní stavba stropkovského synklinoria se vyznačuje spájením strukturních směrů SSZ — JJV a ZSZ — VJV v detailně zvrásněné vnitřní stavbě (Pesl 1960). Byla v něm vyčleněna významnější synklinální pásma Nižní Polianky, Ruské Kajni a pásmo mirošovské.

(c) — vnitřní stavba bystrické jednotky

Podle charakteru vnitřní stavby možno na území ČSSR v ní vydělit čtyři příčné úseky: bojkovický, oravský, bardejovský a podvihorlatský. Z nich pouze úsek oravský se vyznačuje vývojem rozsáhlého plošného antiklinoria. Ostatní úseky mají vrásověpřesmykovou nebo šupinovitou stavbu s lineárním protažením struktur. Při tom úsek bojkovický při celkové převaze širokého vnitřního synklinoria je charakteristický nahromaděním nejvýraznějších antiklinálních pásem při vnějším okraji, přesmyknutém přes jednotku račanskou. Úsek bardejovský ukazuje rovněž prostorové rozmístění úzkých

antiklinálních pásem při svém sv. okraji v závislosti s přesmykem na jednotku račanskou. Zpětné štýrské pohyby k vnitřnímu okraji Karpat, doprovázené celkovým překocněním vrstevního sledu a nasunutím na jednotku čerchovsko-udavskou, tento stav již neovlivnily. Rovněž vztah vnitřní tektoniky bystrické jednotky k tektonickému oknu hankoveckému ukazuje, že celkový depresní charakter její vnitřní stavby je starší než zpětné nasunutí na jednotku čerchovsko-udavskou.

Podvihorlatský úsek bystrické jednotky je od jejího souvislého z. průběhu přerušen zpětným nasunutím jednotky račanské přímo přes jednotku čerchovsko-udavskou, zdůrazňujícím tak velikost těchto zpětných pohybů.

(d) — tektonické členění vnitřních jednotek magurského příkrovu
Styl vnitřního vrásnění s uspořádáním antiklinálních a synklinálních pásem je pro každou z vnitřních jednotek magurského příkrovu specifický. Je závislý na podílu generálních vergencí v průběhu předburdigalského a štýrského vrásnění, jemuž byly tyto jednotky vystaveny.

Bělokarpatská jednotka jako díleč, vnějším směrem ploše nasunutý příkrov, se v podstatě skládá ze dvou vzájemně na sebe přesunutých šupin — severnější (nivnicko-komňanské) a jižní (myjavsko-sučanské) s převahou spodního oddílu paleogénu ve vnějším okraji. Plochost přesunutí bělokarpatského dílečného příkrovu dokládá vrta Blatnička—1 (Menčík — Pesl 1963, 1966).

Jednotka Oravské Magury při svém dvojstranném vyvrásnění je lemována spodním oddílem paleogénu při s. i j. okraji. Centrální a současně i nejhlubší stavbu pravděpodobně vytváří synklinální pásmo Zubrohlavy.

Čerchovsko-udavská jednotka je ve vnitřní stavbě ovlivněna jednostranným zpětným nasunutím na jednotku humenskou, jak dokládají vrásové vergence i celkový plán vnitřního uspořádání struktur; především pak posice hlavních antiklinálních a synklinálních oblastí, vůči zpětnému nasunutí.

Závěr

Magurský příkrov je produktem tektonických pochodů pyrenejského, sávského a štýrského vrásnění. Začátek pyrenejského vrásnění pravděpodobně spadá ještě do pozdního geosynklinálního období, kdy je jednou ze složek ovlivňujících rozložení litofacií svrchnoecenních sedimentů, prostorově odpovídajících pozdějším dílečným jednotkám magurského příkrovu. Jako orogeneticky aktivnější se v té době projevuje vnitřní okraj magurské geosynklinály, spojený s laramicky vyvrásněnými centrálními Karpaty, než část geosynklinály, spočívající na reaktivované epivariské platformě. Tyto rozdíly se promítají

v zárodečné příčné segmentaci vnitřního okraje geosynklinály. Dokládá je rozložení odlišných vývojů svrchního oddílu paleogénu v dílčích faciálně-tektonických jednotkách vnitřní skupiny (j. bělokarpatské, oravsko-magurské, čerchovsko-udavské a nově definované jednotky humenské).

Nedostatek oligocenních sedimentů nedovoluje v magurském příkrovu odlišit účinky pyrenejského a sávského vrásnění. Je spíše pravděpodobné, že pyrenejské pohyby, které koncem svrchního eocénu přeměnily magurskou geosynklinálu v souš, přerostly s postupně vzrůstající intenzitou v sávské vrásnění. Z těchto důvodů je u magurského příkrovu lépe mluvit jen o vrásnění předburdigalském, pravděpodobně končícím alpinotypní orogenesisí.

Deformace spojené se štýrským vrásněním, možno nejspíše spojovat s celkovým stlácením magurského příkrovu mezi blokem centrálních Karpat na straně vnitřní a odpor kladoucími příkrovu vnějšího flyše na straně vnější. Tyto deformace se projevují jednak zpětnými pohyby (přesmyky až přesuny) přes blok centrálních Karpat, jednak vnitřními deformacemi, nejmarkantnějšími ve zborcení plochy magurského nasunutí. Štýrské pohyby v magurském příkrovu nejsou rovnoměrné (Roth 1966). Dochází k ubývání jejich intenzity směrem od V k Z za současného zmenšování plošného rozsahu zpětných pohybů při vnitřním okraji, což je velmi pravděpodobně ekvivalentní slábnutí štýrského vrásnění v celých vnějších Karpatech. Na území Moravy a z. Slovenska je ve shodě s postupným slábnutím štýrských příkrovových pohybů na čele podslezsko-ždánické a slezské jednotky (Roth 1965).

Vertikální složka štýrských pohybů v z. části magurského příkrovu měla pravděpodobně svůj dosah i v deformaci autochtonního podkladu a projevuje se vytvořením podélných hřbetů a depresí s osními kulminacemi (Dlabač — Menčík 1964; Roth 1965).

Rozdělení dílčích faciálně tektonických jednotek do vnější (j. račanská, bystrická) a vnitřní skupiny (j. bělokarpatská a oravsko-magurská) v z. části magurského příkrovu (Roth 1965) vychází z poznatků o rozdílech v litofaciálním vývoji paleogenních serií a odlišné povaze jejich tektonického styku (Matějka — Roth 1950, 1956). Z tektonického hlediska nutno uplatňovat jako další diagnostický znak rozdílné sepětí těchto jednotek s jejich původním autochtonním podkladem. Jednotka račanská a bystrická jsou dalekosáhle odloučeny od svého předpaleogenního podkladu. U jednotky bělokarpatské a jednotky Oravské Magury naopak nepatří zavrásnění mezozoika bradlového pásma (jako jejich původního sedimentárního podkladu) do antiklinálních struktur k jednomu z hlavních rysů jejich stavby. Separátní postavení vnitřní skupiny faciálně-tektonických jednotek v z. části magurského příkrovu podporuje i povaha bělokarpatského nasunutí, které této vnitřní jednotce dodává charakter dílčího příkrovu.

Tektonické samostatnosti bělokarpatské a oravskomagurské jednotky odpovídá nejenom dosud známá stavba jejich paleogenních sedimentů ve dvou prostorově oddělených oblastech, ale i příčné rozčlenění mezozoika bradlového pásma do dvou segmentů. K jejich spájení dochází v prostoru párnické sigmoidy pod vlivem bilaterálního štýrského vrásnění oravsko-magurské jednotky. Tento výklad tektonických pochodů se opírá o detailní studium stavby párnické sigmoidy, popsané Andrusovem (1938).

Dvojsměrné vergance, které se v z. části magurského příkrovu objevují ve stavbě paleogénu pouze u jednotky Oravské Magury, dosahují na v. Slovensku podstatně většího rozsahu. Kromě vnitřních jednotek postihují celou jednotku bystrickou a vnitřní část jednotky račanské (Pesl — Menčík 1959; Pesl 1960; Matějka et al. 1964; Roth — Stráník 1959; Stráník 1965 et cit. lit.). Při tom se ve vnitřní skupině jednotek bradlové pásmo se specifickým vývojem paleogenního obalu chová vůči jednotce čerchovsko-udavské jako samostatná popaleogenní součást magurského příkrovu, která je přesunuta přes blok centrálních Karpat. Označujeme ji jako jednotku humenskou. Rovněž úložné poměry a celkový styl stavby čerchovsko-udavské jednotky ukazuje převážně existenci vrás a tangenciálních dislokací s vergencí k vnitřnímu okraji vnějších Karpat. S těmito poměry kontrastuje stavba bystrické jednotky jako zóny, která prodělala za předburdigalského vrásnění pohyby vnějším směrem, za štýrského vrásnění pohyby zpětné (Stráník 1965). Zpětné pohyby podle tangenciálních dislokací z ní vytvořily zcela bezkožennou jednotku rozsáhlé přesunutou přes jednotku čerchovsko-udavskou.

V jednotce račanské můžeme rozeznávat část vnitřní, která obdobně jako jednotka bystrická byla nasunuta za štýrského vrásnění zpět. Její část vnější, pohybující se za předburdigalského vrásnění přes dukelsko-užocké vrásy, byla při štýrských pohybech nanejvýše deformována druhotným tangenciálním stláčením vnitřní stavby.

Nejvýznamnějším obdobím tvoření příčných megastruktur magurského příkrovu je období po ukončení alpinotypní orogeneze. Hlavní příčinou jejich formování jsou společné pohyby autochtonního podkladu s nasunutým magurským příkrovem.

V z. části můžeme vymezit oblast, která podléhala za součinnosti příčných radiálních zlomů postupnému začleňování do podloží transgredujícího neogénu Vídeňské pánve (příčná kra chříbská, kerná oblast uherskobrodská), od části východnější, deformované hlavně v podobě velevrás do axiální deprese bečvansko-vlárské, elevace makovsko-marikovské a deprese stašovsko-zakopčianské. Podíl radiálních zlomů na formování těchto struktur je minimální (např. linie Raková—Semeteš). Na tuto část navazuje směrem k V prostor oravský, vyznačený transgresí neogénu na příkrovovou stavbu v prostoru oravsko-nowotaržské kotliny (Roth 1965).

Na v. Slovensku se uplatňuje příčná segmentace především v části magurského příkrovu, postiženého zpětnými tangenciálními pohyby. Rozhraním dvou základních příčných částí je osa o směru JZ—SV, na níž dochází k vytvoření struktur kolmých k celkovému směrnému průběhu podélných jednotek (vaniškovská hrást, tektonické okno hankovecké, tektonické okno Brezovky—Okruhlého). Příčná segmentace sa projevuje ve změně směru podélných jednotek (SZ—JV na ZSZ—VJV), změně jejich šířky a v přebudování jejich vnitřní stavby. Ve vnitřní stavbě dílčích faciálně-tektonických jednotek magurského příkrovu se uplatňuje několik podtypů vrásového stylu. Vrásově-přesmykový až vrásově-šupinovitý styl s lineárním uspořádáním vrás je nejčastější formou vnitřní stavby. K této skupině též patří destrukční formy stylu skibového. Mezi těmito jednotlivými formami existují plynulé přechody, závislé na intenzitě tangenciálního tlaku a na vztazích vrás k směrným přesmykům jako ploch deformacních diskontinuit. Speciální případy vytváří vrásově-přesmykový až vrásově-šupinovitý styl s plošně nepravidelným uspořádáním struktur. Uplatňuje se v omezeném rozsahu v oblastech rozsáhlých antiklinorií (oravský úsek bystrické jednotky, zborovsko-svidnické antiklinorium jednotky račanské) a speciálně v celém prostoru jednotky bělokarpatské.

V z. části račanské jednotky vykazují antiklinální a synklinální pásma uspořádání do tří strukturních jednotek vyššího řádu: čelního antiklinoria, ústředního synklinoria a skupiny vnitřních antiklinálních a synklinálních pásem. Toto uspořádání, nejtypičtější v příčném sektoru bečvansko-vlárské deprese, je porušeno v axiální depresi staškovsko-zakopčianské a kerné oblasti uherskobrodské vývojem rozsáhlých synklinorií ve vnitřnějších částech račanské jednotky. Vnitřní stavba v. části račanské jednotky vykazuje specifické rozdíly ve své vnitřní a vnější zóně. Vnější zóna se skládá z čelního, značně sešupinatěného okrajového antiklinoria a části synklinoriální. Obě vykazují lineární uspořádání vrásových struktur. Naopak ve vnitřní zóně račanské se uplatňuje příčná segmentace v podobě antiklinoria zborovsko-svidnického (SZ) a synklinoria stropkovského (JV).

Vnitřní stavba bystrické jednotky má vyhraněnou pásemnou stavbu s různým stupněm komprimovanosti, kromě úseku oravského, vyznačeného rozsáhlým plošným antiklinoriem. Při tom antiklinální pásma se vůči částem synklinoriálním velmi často objevují při vnějším okraji na styku s jednotkou račanskou. Tuto konfiguraci nemění na v. Slovensku ani vliv mladších zpětných pohybů za štýrského vrásnění.

Vnitřní stavba u skupiny vnitřních jednotek magurského příkrovu je pro každou z nich specifická. Vzájemné prostorové uspořádání antiklinálních a synklinálních pásem je závislé na rozsahu a intenzitě generálních vergencí předburdigalského a štýrského vrásnění, jimž tyto jednotky byly vystaveny.

LITERATURA

- [1] Andrusov D., 1926: O sigmoidálních ohybech pásma bradlového mezi Oravou a Kysúcou. Věst. SGÚ II, Praha. — [2] Andrusov D., 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v západních Karpatech, část III. Tektonika. Rozpravy SGÚ IX, Praha. — [3] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát, díl II, Bratislava. — [4] Buday T., 1959: Přehled vývoje neogénu v západních Karpatech. Čas. pro min. a geol. 1959, 4, Praha. — [5] Buday T. et al., 1963a: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR, M-33-XXX, Gottwaldov, Praha. — [6] Buday T., 1963b: Přehledná geologická mapa ČSSR, M-33-XXX, Gottwaldov, Praha. — [7] Buday T. — Menčík E. — Špička V., 1964: Geologická stavba a relief podloží Vídeňské pánve. Geofond, Praha. — [9] Dlabáč M. — Menčík E., 1964: Geologická stavba autochtonního podkladu v západní části vnějších Karpat na území ČSSR. Rozpravy ČSAV 74, 1, řada mat.-přír. věd, Praha. — [10] Chmelík F., 1966: Karpatský flyš (úvodní zpráva), Zprávy o geol. výzk. v r. 1964, Praha. — [11] Ksiażkiewicz M., 1956: Geology of the Northern Carpathians, Geol. Rundschau, 45, 2, Stuttgart. — [12] Ksiażkiewicz M. — Leško B., 1959: On the relation between the Krosno and Magura-Flysch, Bull. Akad. Pol. Sc. VII, Warszawa. — [13] Leško B., 1960: Facialnoje razvitie fliša v vostočnoj Slovákii, Materialy KBA 3, Kiev. — [14] Leško B. et al., 1964a: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 4: 200.000, M-34-XXIX, Snina, Bratislava. — [15] Leško B., 1964b: Přehledná geologická mapa ČSSR 1:200.000, M-34-XXIX, Snina, Bratislava. — [16] Maheľ et al., 1964a: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200.000, Žilina, Bratislava. — [17] Maheľ M., 1964b: Přehledná geologická mapa ČSSR 1:200.000, M-34-XXVI, Banská Bystrica, Bratislava. — [18] Maheľ M., 1964c: Přehledná geologická mapa ČSSR 1:200.000, M-34-XXV, Žilina, Bratislava. — [19] Matějka A., 1946: Nafta v Československé republice, Geofond Praha. — [20] Matějka A., 1957: Geologická mapa terénu Val. Meziříčí—Rožnov—Vsetín 1:50.000, Geofond, Praha. — [21] Matějka et al., 1964a: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200.000, M-34-XXII Zborov, M-34-XXVII Košice, Bratislava. — [22] Matějka et al., 1964b: Přehledná geologická mapa ČSSR 1:200.000, M-34-XXII Zborov, M-34-XXVII Košice. — [23] Matějka A. — Kodym O., 1949: Magurské nasunutí na východním Slovensku. Věst. SGÚ XXIV, Praha. — [24] Matějka A. — Roth Z., 1949: Geologie magurské skupiny flyšové v povodí Kysúce. Sbor. SGÚ XVII, 2, Praha. — [25] Matějka A. — Roth Z., 1950: Poznámky o hlavních tektonických jednotkách magurského flyše v ČSR. Věst. SGÚ XXV, Praha. — [26] Matějka A. — Roth Z., 1955: Zpráva o geologickém výzkumu magurského flyše v Bílých Karpatech v roce 1954. Zpráva o geol. výzk. v r. 1954, Praha. — [27] Matějka A. — Roth Z., 1956: Geologie magurského flyše v sev. povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. Rozpravy ÚÚG 22, Praha. — [28] Menčík E., 1963: Geologické zhodnocení gravimetrických a magnetických měření v karpatském flyši na východním Slovensku, Rukopis; Geofond Praha. — [29] Menčík E., 1966: Tektonika magurské skupiny flyšové na území ČSSR in Řešení vzniku a vyhledávání ložisek nafty a plynu v karpatském flyši. Rukopis; Geofond Praha. — [30] Menčík E., 1968: Nové poznatky o slezské a magurské jednotce na listu Jablunkov (M-34-86-B). Zprávy o geol. výzk. v r. 1966, Praha. — [31] Menčík E. — Pěsl V., 1957: Několik poznámek o výzkumu magurského flyše v území severozápadně od Luhačovic. Zprávy o geol. výzk. v r. 1956, Praha. — [32] Menčík E. — Pěsl V., 1961: Některé poznatky o mladopliocenních kerných pohybech v oblasti karpatského flyše v povodí toku Moravy. Zprávy o geol. výzk. v r. 1960, Praha. — [33] Menčík E. — Pěsl V., 1962: Geologická stavba magurského flyše a jeho naftové perspektivy

mezi Napajedly a Vizovicemi. Práce VUN XIX, Praha. — [34] Menčík E. — Pesl V., 1963: O hlavní povaze směrných dislokací v magurském flyši. Čas. pro min. a geol. VIII, 1, Praha. — [35] Menčík E. — Pesl V., 1964: Geologické výzkumy na listu Jablunkov (M—34—86—B). Zprávy o geol. výzk. v r. 1963, Praha. — [36] Menčík E., — Pesl V., 1966a: Přínos vrtny Blatnička—1 k poznání jz. části bělokarpatské jednotky. Práce VUN XXIII, Praha. — [37] Menčík E., — Pesl V., 1966b: Geologická stavba mezi slezským a magurským příkrovem v okolí Bílé (Moravskoslezské Beskydy). Geologické práce, Zprávy 38, Bratislava. — [38] Menčík E., — Pesl V., 1966c: Geologická stavba antiklinálních pásem Čertových kamenů a luhačovicko—laňovského v račanské jednotce magurského flyše. Zprávy o geol. výzk. v r. 1965, Praha. — [39] Menčík E. — Pesl V. — Plička M., 1955: Zpráva o přehledném geologickém mapování východní části Chřibů. Zprávy o geol. výzk. v r. 1954, Praha. — [40] Nemček J., 1961: Vznik a výplň depresí v magurském flyši na východnom Slovensku. Geologický sborník XII, 2, Bratislava. — [41] Pesl V., 1950: Předběžná zpráva o geologickém mapování v okolí Bystřice pod Hostýnem. Věst. SGÚ XXV, Praha. — [42] Pesl V., 1951: Geologické poměry flyšového území jv. od Bystřice pod Hostýnem. Rukopis; Přírodovědecká fakulta University Karlovy, Praha. — [43] Pesl V., 1960: Přehledné geologické zhodnocení magurské skupiny flyšové na východním Slovensku. Rukopis; Geofond, Praha. — [44] Pesl V., 1963: Litofaciální zhodnocení paleogenních serií magurského flyše v jednotce račanské a bystrické. Rukopis; Geofond, Praha. — [45] Pesl V., 1964a: Litofaciální zhodnocení paleogenních serií vnitřních jednotek magurského flyše. Rukopis; Geofond, Praha. — [46] Pesl V., 1964c: Dva vývoje zlinských vrstev v západní části račanské jednotky. Zprávy o geol. výzk. v r. 1963, Praha. — [47] Pesl V., 1964d: Vnitřní zóna račanské jednotky na v. Slovensku. Zprávy o geol. výzk. v r. 1963, Bratislava. — [48] Pesl V., 1965: Litofaciální zóny spodního oddílu paleogénu ve vnějších jednotkách západní části magurského flyše. Sbor. geol. vied, ZK 3, Bratislava. — [49] Pesl V., 1966: Litofaciální rozdělení spodního oddílu paleogénu ve vnitřních jednotkách z. části magurského flyše. Zprávy o geol. výzk. v r. 1964, Praha. — [50] Pesl V. — Krystek I., 1966: Ergebnisse der Fazialanalyse und sedimentologischen Studien im Paläogen des westlichen Teils der Magura—Flysch—Gruppe (Westkarpaten), Geol. Rundschau 55, 3. Stuttgart. — [51] Pesl V. — Menčík E., 1959: Přehledné geologické mapování magurského flyše na východním Slovensku. Zprávy o geol. výzk. v r. 1957, Praha. — [52] Pesl V. — Menčík E., 1966a: Příspěvek k litofaciálnímu vývoji paleogénu račanské jednotky ve východním povodí Kysúce. Zprávy o geol. výzk. v r. 1964, Praha. — [53] Pesl V. — Menčík E., 1966 b: Geologická stavba území luhačovických lázní ve vztahu k minerálními pramenům. Sbor. geol. věd, HIG 4, Praha. — [54] Plička M., 1957: Geologické poměry širšího okolí Hluku (u Uherského Hradiště). Sbor. ÚÚG XXIII, odd. geol. 2, Praha. — [55] Roth Z., 1959: Závěry vysvětlivek ke geol. mapě ČSSR 1:200.000 list M—34—XX (Trstená). Věst. ÚÚG XXXIV, Praha. — [56] Roth Z., 1960: Vztah sedimentačního prostoru flyšového pásma v severozápadní části Karpat k Českému masivu, Věstník ÚÚG XXXV, Praha. — [57] Roth Z., 1961: Paleogeografické rysy západní části československého flyšového pásma Karpat z hlediska poměru Karpat a Českého masivu. Geologické práce, Zprávy 21, Bratislava. — [58] Roth Z., 1962: K problémům oblasti flyše v čs. Karpatech. Geologické práce, Zošit 63, Bratislava. — [59] Roth Z., 1965: Die Tektonik des Westabschnittes der äusseren Karpaten in der ČSSR. Verhandlungen der geol. BA, Sonderhf. G, Wien. — [60] Roth Z., 1966: Stáří a povaha mesozoických a tercierních tektonických pohybů v čs. vnějších západních Karpatech. Čas. pro min. a geol. 11, Praha. — [61] Roth Z. et al., 1962a: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200.000, M—34—XIX Ostrava, Praha. —

[62] Roth Z., 1962b: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200.000, M-34-XXIX Olomouc, Praha. — [63] Roth Z., 1963a: Vysvětlivky k přehlednej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M-34-XX Trstená, Bratislava. — [64] Roth Z., 1963b: Přehledná geologická mapa ČSSR 1:200.000 M-34-XX, Trstená, Bratislava. — [65] Roth Z., 1964: Přehledná geologická mapa ČSSR 1:200.000 M-34-XIII, Ostrava, Praha. — [66] Stráník Z., 1965: Geologie magurského flyše Čerchovského pohoří a západní části Ondavské vrchoviny. Sbor. geol. vied ZK 3, Bratislava. — [67] Stráník Z. — Hanzlíková E., 1963: Geologická studie smilenského okna. Sbor. ÚÚG., Praha. — Stráník Z. — Roth Z., 1959 — 1960: Předběžná zpráva o geologických výzkumech v Čerhovském pohoří a v západní bardějovské části Ondavské vrchoviny. Zprávy o geol. výzk. v r. 1957, 1958, Praha. — [70] Stráník Z. — Pícha F., 1957: Předběžné výsledky geologických a petrografických studií v paleogénu Žilinské kotliny a Súlovské hornatiny, Zprávy o geol. výzk. v r. 1956, Praha. — [71] Swidziński H., 1956: The dimensions of the horizontal displacement in the Northern Carpathians (rés.). Congresso geol. int. XXa Sesión 299, Mexico. — [72] Špička V., 1960: Geologický vývoj střed. části Vídeňské pánve. Rukopis. — [73] Zapletal K., 1932: Geologie země Moravskoslezské, Brno.

EDUARD MENČÍK

TECTONICS OF THE MAGURA FLYSCH GROUP OF CZECHOSLOVAKIA

In consideration of studies so far published by different authors and on the basis of field investigation carried out by the author, a conclusion can be drawn that the Magura nappe is a result of tectonic movements operative at the time of Pyrenean, Savian and Styrian folding period. They originated in late geosynclinal period representing then the factor, which influenced the distribution of the lithofacies of Upper Eocene sediments corresponding to later partial units of the Magura nappe. At that time, the inner border of the Magura geosyncline, adjacent to the Central Carpathian folded during the Laramide movements, showed a greater orogenic activity, than the part of the geosyncline overlying the reactivated epi-Variscan platform. This difference induced the development of a longitudinal shape of the Rača and Bystrica units, contrary to an embryonal transverse segmentation shown at the inner border of the geosyncline, which affected the present-day distribution of partial facies-tectonic units of the inner group (e. g. the Bílé Karpaty, Oravská Magura, Čerchov—Udava and the recently defined Humenné unit).

Due to absence of Oligocene sediments, the effects of the Pyrenean folding period cannot be differentiated from that of the Savian movements in the Magura nappe. It is most probable that the Pyrenean movements, due to which the Magura geosyncline became a continent at the end of the Upper Eocene time, became gradually more intensive and passed into the Savian folding movements. And therefore, we have better to mention only the pre-Burdigalian folding movements in the Magura nappe that terminated in the Alpine orogenesis.

The deformations resulting from the Styrian folding period are assumed to be related to a general compression of the Magura nappe between the Central—Carpathian block at the inner side and the resisting nappes of the Outer Flysch at the outer side. These deformations manifest themselves either in form of thrusts up to shifts on the block of the Central Carpathians or as internal disturbances shown markedly in the warped thrust

plane of the Magura overthrust. The Styrian movements did not affect the Magura nappe with an unvarying intensity. An intensity decrease apparent in the E—W direction was accompanied by simultaneous reducing of the areal extent of reversed movements, operative at the inner border, which could have indicated — general dying out of the Styrian folding period on the whole territory of the Outer Carpathians. In the region of Moravia and western Slovakia this effect became evident also by a progressive dying out of the Styrian thrust movements in the front of the Subsilesian—Ždánice and the Silesian unit (Roth 1965).

In the W part of the Magura nappe, the vertical force of the Styrian movements could cause even a deformation of the autochthonous basement and manifests itself in forming both: longitudinal ridges and depressions displaying axis culminations (Dlabač — Menčík 1964; Roth 1965).

A division of partial facies—tectonic units into the outer group (including the Rača and the Bystrica unit) and the inner group (with the Bílé Karpaty unit and the Oravská Magura unit) (Roth 1962) results from our knowledge of different facies developments of Paleogene series and different character of their tectonic contact in the W part of the Magura nappe (Matějka — Roth 1950, 1956). From the point of view of tectonics a different way, in which these units are related to their original autochthonous basement, is to be regarded as a further diagnostic mark. The Rača and the Bystrica units were removed far from their pre-Paleogene basement. On the other hand, one of the most striking features of the structure pattern of the Bílé Karpaty unit and the Oravská Magura unit is indicated by the folding of the Mesozoic of the Klippen belt (which was their original sedimentary basement) into anticlinal structures. A separate position of the inner group of the facies—tectonic units in the W part of the Magura nappe is supported even by the character of the Bílé Karpaty overthrust that gives this inner unit the impress of a considerably individualized partial nappe.

Tectonic independence of the Bílé Karpaty unit upon that of Oravská Magura is given not only by the structure of their Paleogene sediments known so far in two segregated areas, but also by a transverse dissection of the Mesozoic of the Klippen belt in two segments. Their contact in the Párnica sigmoid was affected by bilateral Styrian folding movements, in the course of which the Oravská Magura unit was folded up. This conception of tectonic movements is based on a detailed investigation of the Párnica sigmoid carried out and described by Andrusov (1938).

The two—directional vergencies occurring in the Paleogene structure of the W part of the Magura nappe only in the Oravská Magura unit, become considerably extensive in east Slovakian region. Apart from the inner units, they appear in the whole Bystrica unit as well as in the interior part of the Rača unit (Pesl — Menčík 1959; Stráník — Roth 1959; Pesl 1960; Matějka et al. 1964; Stráník 1965 et lit. cit.). At the same time, the Klippen belt displaying a specific development of the Paleogene mantle in the inner group of the units, was acting in relation to the Čerchov—Udava unit as an independent post-Paleogene portion of the Magura nappe, overthrust on the block of the Central Carpathians. This portion of the Magura nappe was designated as the Humenné unit. The deposition conditions as well as the general structure characteristic of the Čerchov—Udava unit manifest themselves by folds and tangential dislocations showing vergencies towards the inner border of the Outer Carpathians. A striking difference from conditions mentioned is shown in the structure of the Bystrica unit, which — as a zone of an intense folding — underwent both: movements trending towards the outside at the time of the pre-Burdigalian folding period and reversed movements operative during the Styrian folding period (Stráník 1965). Due to reversed movements along

tangential dislocations the Bystrica unit became an entirely rootless unit, which was extensively overthrust on the Čerchov—Udava unit.

In the Rača unit we may distinguish the inner part, at the time of Styrian folding thrust backwards similarly to the Bystrica unit, and the outer part, which at the pre-Burdigalian folding period moved outwards on the Dukla—Užok folds and during the Styrian movements underwent extensive deformations due to secondary tangential compression of its internal structure.

An exceedingly important period of forming of transverse megastructures in the Magura nappe came after the terminal stage of the Alpine orogenesis. These megastructures result mainly from simultaneously proceeding movements of the autochthonous basement and of the Magura nappe, overthrust on it.

In the W part two regions can be distinguished: one of them became gradually incorporated in the basement of the transgressing Neogene of the Vienna basin under a contemporary action of transverse radial faults (see the transverse Chřiby-block and the blockfaulting region of Uherský Brod), the other one, situated farther eastward, was deformed by megafolds forming the axial Bečva—Vlára depression, the Makov—Mariková elevation and the Staškov—Zakopčie depression. The effect of radial faults on forming these structures is quite negligible (see the Raková—Semeteš line). The continuation of this portion is represented by the E—striking Orava region, affected by a transgression of the Neogene on the nappe structure in the area of the Orava—Nový Targ basin (Roth 1965).

In eastern Slovakia, the transverse segmentation becomes evident primarily in that portion of the Magura nappe that was subjected to reverse tangential movements. The boundary between two main transverse segments is formed by a SW—NE directed axis, along which structures perpendicular to the general direction of longitudinal units arose. (See the Vaníškovice horst and the tectonic windows of Hankovce and Brezovka—Okruhlé). The transverse segmentation is characterized by changes in direction of the longitudinal units (the NW—SE direction is replaced by the WNW—ESE direction) accompanied by simultaneous varying in width of these units as well as by rebuilding of their internal structure.

In the internal structure of partial facies—tectonic units of the Magura nappe several subtypes of folding styles are observable. Folding styles with thrusts up to tectonic slices showing a linear arrangement of folds occur most frequently in this structure. We may also observe some destructive forms of skiba-like structures there. It exists a continuous transition between these two individual forms depending on the intensity of tangential stress and on the interrelations between folds and strike—thrusts, representing the discontinuity planes of deformation. A structural style of a particular kind is represented by folds with thrusts up to folds with tectonic slices showing an irregular structure arrangement as far as the arrangement of planes is concerned. It may be observed to a lesser extent in regions of extensive anticlinoria (e. g. in the Orava portion of the Bystrica unit and in the Zborov—Svidník anticlinorium of the Rača unit) and especially in the entire region of the Bílé Karpaty unit.

The anticlinal and synclinal zones in the W part of the Rača unit are arranged into three structural units of higher order. They are as follows: the frontal anticlinorium, the central synclinorium and the group of inner anticline and syncline zones. This arrangement, as the most typical one, occurs in the transverse section of the Bečva—Vlára depression; in the axial depression of Staškov—Zakopčie and in the block—faulting region of Uherský Brod it was disturbed by extensive synclinoria, which developed in more interior parts of the Rača unit. In the E part of the Rača unit specific differences

between the internal structure of the inner and the outer zone have been found. The outer zone is formed by an outmost situated frontal anticlinorium showing numerous tectonic slices. The synclinal part is closely adjacent to this anticlinorium and both the parts display a linear arrangement of fold structures. In the inner Rača zone, on the contrary, the transverse segmentation occurs more frequently [see the Zborov—Svidník anticlinorium (NW) and the Stropkov synclinal zone (SE)].

The Bystrica unit is characterized by a distinctive zonal structure with a varying compression degree, with the exception of the Orava section marked by an extensive anticlinorium. The anticlinal zones, contrary to synclinal parts, very often appear at the outer border on the contact with the Rača unit. In eastern Slovakia this configuration has never been influenced by any younger reversed movements of the Styrian folding period.

In the group of inner units belonging to the Magura nappe, each of the units is characterized by its specific internal structure. The arrangement of anticlinal and synclinal zones in the area depends both on the regional extent of general vergencies and the intensity of the pre-Burdigalian and Styrian folding movements, to which these units were subjected to.

Explanation of Text-Figs. 1 - 9

Fig. 1. Distribution of lithofacies of the Upper division of Paleogene in the Bílé Karpaty unit (acc. to A. Matějka—Z. Roth 1955, 1956). 1. Border line of the Neogene of the Vienna basin. — 2. Rača unit. — 3. Bystrica unit. — 4.—8. Bílé Karpaty unit. — 4. Lower division of Paleogene (+Hluk member and variegated Globotruncana marls near Hluk). — 5.—7. Upper division of Paleogene: 5. Transitional development. — 6. Vlára development. — 7. Hluk development. — 8. Mesozoic of the Klippen belt.

Fig. 2. Main folding vergencies in the W part of the Magura nappe. 1. Mesozoic of the Klippen belt. — 2. Magura overthrust. — 3. Thrust of the Bystrica unit. — 4. Overthrust of the inner units of the Magura nappe. — 5. Main vergencies toward the outer border of the Magura nappe. — 6. Main vergencies toward the inner border of the Magura nappe. — R — Rača unit. B — Bystrica unit. BK — Bílé Karpaty unit. OM — Oravská Magura unit.

Fig. 3. Main folding vergencies in the E part of the Magura nappe. 1. Dukla—Užok folds: S — Tectonic window of Smilno; P — Tectonic window of Papín. — 2. Mesozoic and Paleogene of the Humenné unit. — 3. Neovolcanites of Vihorlat Mts. — 4. Magura overthrust. — 5. Main thrust and shift lines of the internal structure of the Magura nappe. — 6. Main folding vergencies towards the inner border of the Magura nappe. — 7. Main folding vergencies towards the outer border of the Magura nappe: R₁ — Outer zone of the Rača unit; R₂ — Inner zone of the Rača unit; B — Bystrica unit. ČU — Čerchov—Udava unit. — H — Humenné unit.

Fig. 4. Post—Paleogene segments of the Klippen belt in the Párnica sigmoid. — 1. Paleogene of the Oravská Magura unit. — 2. Paleogene of the Central Carpathians. — 3. Mesozoic of the Klippen belt. — 4. Mesozoic of the Central Carpathians.

Fig. 5. Geological section through the W part of the Magura nappe between Bystrice p. Host. and Hor. Srnie, (in part acc. to V. Pešl 1966). 1. Variscan structure of the autochthonous basement. — 2.—4. Oligo—Miocene foredeeps. — 2. Oligocene (?). — 3. Carpathi-

an formation. — 4. Lower Tortonian. — 5. Outer Flysch Group. — 6. — 12. Magura Flysch Group. — 6. Soláň member. — 7. Beloveža member. — 8. Luhačovice member. — 9. Lower division of Paleogene of the Bystrica unit. — 10. Lower division of Paleogene of the Bílé Karpaty unit. — 11. Lower Zlín member. — 12. Upper division of Paleogene of the Magura Flysch. — 13. Mesozoic of the Klippen belt.

Fig. 6. Geological section through the Oravská Magura unit (modified acc. to Z. Roth, 1959). — 1. Paleogene of the Central Carpathians. — 2. Mesozoic of the Klippen belt. — 3. Lower division of Paleogene of the Oravská Magura unit. — 4. Upper division of Paleogene of the Oravská Magura unit. — 5.—7. Bystrica unit: 5. Soláň member. — 6. Beloveža member. — 7. Zlín member. — 8. Neogene of the Orava basin.

Fig. 7. Geological section through the east Slovakian portion of the Magura nappe. — 1. Inoceramus and Soláň member of the Rača unit. — 2. Beloveža member of the Rača unit. — 3. Lower division of Paleogene of the Bystrica unit. — 4. Lower and Upper division of Paleogene of the Čerchov—Udava unit. — 5. Lower division of Paleogene of the Humenné unit. — 6. Upper division of Paleogene of the Rača, Bystrica and Humenné unit. — 7. Dukla—Užok folds. — 8. Paleogene of the Central Carpathians. — 9. Mesozoic of the Klippen belt — as a part of the Humenné unit.

Fig. 8. Transverse units in the W part of the Magura nappe. 1. Chříby block. — 2. Block—faulting zone of Uherský Brod. — 3. Bečva—Vlára depression. — 4. Makov—Mariková elevation. — 5. Staškov—Zakopčie depression. — 6. Orava region. — A — Axis of the transverse elevation of the Chříby block. — B — Axis of the Makov—Mariková elevation. — C — Axis of the Bečva—Vlára depression. — D — Axis of the Staškov—Zakopčie depression.

Fig. 9. Transverse units in the E part of the Magura nappe. 1. Outer zone of the Rača unit. — 2. Inner zone of the Rača unit. — 3. Bystrica unit. — 4. Čerchov—Udava unit. — 5. Humenné unit. — 6. Axis of the transverse elevation controlling the structure of the inner portions of the Magura nappe.

Explanation of Enclosure I and II.

Encl. I

Tectonic subdivision of the Magura nappe — the W part (with use of general geological map on scale 1:200 000). 1. Anticlinal zones of the Rača unit. — 2. Anticlinal zones of the Bystrica unit. — 3. Anticlinal zones of the Bílé Karpaty unit. — 4. Anticlinal zones of the Oravská Magura unit. — 5. Transgressive border of Neogene of the Vienna basin and of the Paleogene of the Central Carpathians in the Klippen belt region. — (Anticlinal and synclinal zones are listed in the Czech text!)

Encl. II

Tectonic subdivision of the Magura nappe — the E part (with use of general geological map on scale 1:200 000). 1. Anticlinal zones of the Rača unit. — 2. Anticlinal zones of the Bystrica unit. — 3. Anticlinal zones of the Čerchov—Udava unit. — 4. Synclinal zones of the Čerchov—Udava unit. — 5. Mesozoic of the Klippen belt and its Paleogene mantle in the Humenné unit. — 6. Volcanites of Vihorlat Mts. (Anticlinal and synclinal zones are listed in the Czech text!).

EDUARD MENČÍK

TEKTONIKA JABLUNKOVSKÉ BRÁZDY V MORAVSKOSLEZSKÝCH BESKYDECH

Území jablunkovské brázdy v Moravskoslezských Beskydech tvoří geologickou strukturní jednotku s řadou tektonických znaků, ukazujících na dlouhodobé vývojové vztahy mezi příkrovovou tektonikou a stavbou autochtonního podkladu.

Jejím základem je ve slezské jednotce příčná synklinála paleogenních vrstev (podmenilitové, menilitové a krosněnské vrstvy) o směru SSZ — JJV, lemovaná podložními istebňanskými vrstvami a godulským souvrstvím. Vrásové vergence i další prvky detailní tektoniky ukazují, že synklinální charakter této části slezské jednotky byl ve své podstatě založen již v době alpinotypního vrásnění sávského. Štýrské pohyby po ploše godulského nasunutí se vůči příčné stavbě jablunkovské deprese projevují jako mladší.

Tyto vztahy můžeme nejzřetelněji pozorovat ve stavbě tektonické kry Prašivé (J. Burtan — A. Matějka — Z. Roth 1953; E. Menčík — V. Pesl 1959; E. Menčík 1960). Istebňanské vrstvy představují v této kře dalšími tektonickými pochody izolovaný severní brachysynklinální uzávěr jablunkovské deprese. Jsou tam bezprostředně nasunuty spolu se značně redukovanými godulskými a lhoteckými vrstvami na nekom dílčího tektonicky nižšího příkrovu těšínského (Menčík — Pesl 1959).

Příčný depresní charakter stavby se v jablunkovské brázdě uplatňuje i v tektonicky nižší jednotce podslezské. Je patrný v povodí Olše a toku Hlučové rozšířením menilitových vrstev, vytvářejících plošně rozsáhlé synklinální zóny, příčné k podélným strukturám podmenilitových a svrchnokřídových vrstev této jednotky.

Rozež tektonicky vyšší příkrov magurský využívá ve svém nasunutí příčnou jablunkovskou depresi a vytváří laločnatě vysunutou kru Gírové.

Magurské nasunutí v tomto úseku má velmi plochý až subhorizontální úklon. I vnitřní stavba čelní části magurského příkrovu vykazuje jen minimální vnitřní deformace v podobě brachystruktury tvarově konformní s plochou nasunutí (Menčík — Pešl 1964; Menčík 1968).

Rozsáhlé nasunutí slezské jednotky v podobě dílčího příkrovu těšínského a godulského nejenom na předhlubeň karpatské formace, ale i na předhlubeň spodního tortonu dokládá pro celou oblast Moravskoslezských Beskyd dokončení alpinotypní orogenese ve štýrském vrásnění. Ve srovnání s těmito pohyby se jeví další tektonický vývoj jablunkovské brázdy, ovlivněný účinky radiálních zlomů, jako mladší a minimálně svrchnotortonický.

Radiální zlomy patří dvěma systémům. Starší z nich jsou zlomy kopírující a zvýrazňující příčnou strukturu jablunkovské brázdy. Tyto zlomy přeměnily příčnou synklinálu v oboustraně zlomově omezenou příkopovou propadlinu. Jejich směry možno vůči alpinotypní stavbě slezské jednotky označit jako příčné. Ve své funkci jsou geneticky značně podobné příčnému radiálnímu zlomovému systému v magurské jednotce z povodí řeky Moravy.

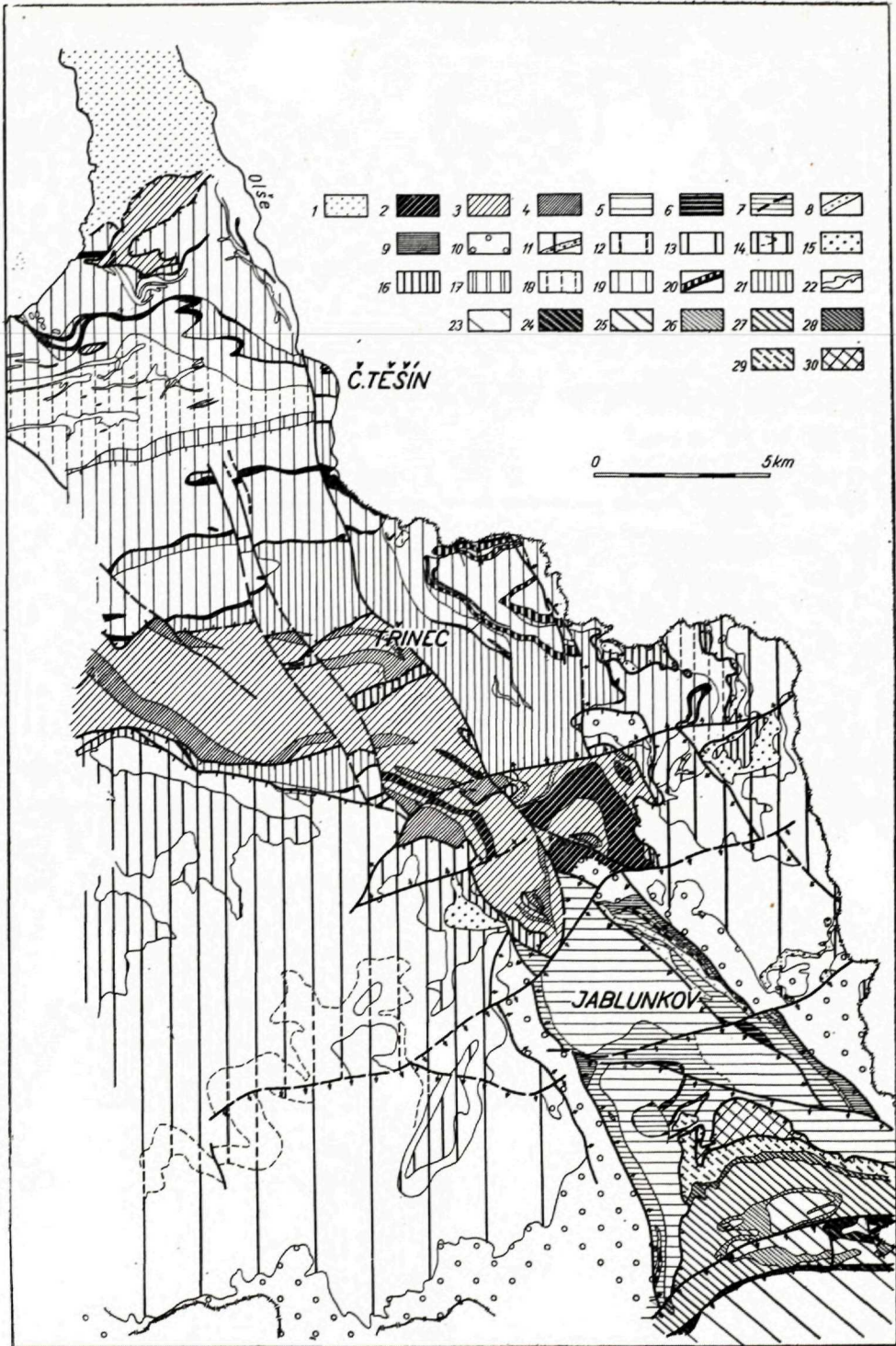
Na základě starších map interpretoval J. Nowak (1927) západní okraj jablunkovské deprese jako přesmyk s východní vergencí. Tuto interpretaci ještě nevyklučují ve svých pracích A. Matějka — Z. Roth (1948, 1949a, 1949b). Výklad stavby jablunkovské brázdy jako deprese s oboustranným zlomovým omezením podal poprvé E. Menčík (1960). Z části byla tato interpretace převzata i do přehledné geol. mapy v měř. 1:200 000 na listu Ostrava (Z. Roth et al. 1964).

Mladší zlomový systém je vůči předcházejícímu kolmý. Vůči alpinotypní tektonice flyšových příkrovů má směr podélný až diagonální.

Souhrou obou vzájemně kolmých radiálních zlomových systémů dochází v prostoru jablunkovské brázdy k těmto modifikacím alpinotypní stavby:

1. k izolaci severního brachysynklinálního uzávěru jablunkovské deprese do tektonické kry Prašivé; 2. k posunutí východního uzávěru tektonického polo-

Odkrytá geologická mapa vých. části Moravskoslezských Beskyd a Pobeskydí
1. spodní torton; 2.—4. podslezská jednotka: 2. menilitové vrstvy, 3. podmenilitové vrstvy, 4. svrchnokřídové vrstvy; 5.—22. slezská jednotka: 5. krosněnské vrstvy, 6. menilitové vrstvy, 7. podmenilitové vrstvy s polohami pestrých jílovců, 8. ciezgowický pískovec, 9. hraniční dan-paleocenní vrstvy, 10. istebňanské vrstvy, 11. svrch. godulské vrstvy s polohami malinoveckých pískovců, 12. přechodní středno-svrchnogodulské vrstvy, 13. střední godulské vrstvy, 14. spodní godulské vrstvy s rudimentárním vývojem pestrých godulských vrstev na bázi, 15. ostravický pískovec, 16. lhotecké vrstvy, 17. veřovické vrstvy, 18. hradištské vrstvy, 19. svrch. těšínské vrstvy, 20. kalová a detritická facie těšínských vápenců, 21. spodní těšínské vrstvy, 22. těšinity; 23.—29. magurská jednotka: 23. zlínské vrstvy, 24. belovežské vrstvy, 25.—29. soláňské souvrství: 25. pískovcové vrstvy, 26. břidličné vrstvy, 27. svrch. břidličnatopískovcové vrstvy, 28. paleocenní pestré vrstvy, 29. spodní břidličnato-pískovcové vrstvy; 30. předmagurská jednotka (jako celek).



okna podslezské jednotky na V od toku Olše směrem k J; 3. k zlomovému omezení podslezského a slezského paleogénu v povodí Olše; 4. k postupnému poklesávání příkrovové stavby slezské a magurské jednotky v jižní části jablunkovské kotliny.

K nejvýraznějším zlomům podélným (E. Menčík, 1968) patří radiální dislokace, probíhající na j. úbočí Gírové. Dosahují výšky skoku několika set metrů. Ve směrném pokračování navazují s největší pravděpodobností k JZ na linii Raková—Semeteš (A. Matějka — Z. Roth 1956). Dosud bylo předpokládáno, že dříve známé příčné zlomové linie při západním okraji jablunkovské brázdy jsou starší než magurské nasunutí (A. Matějka — Z. Roth 1949). Podle nových zjištění nutno předpokládat, že v prostoru jablunkovského průsmyku je jejich průběh pouze přerušen mladším výše uvedeným podélným zlomovým systémem. Sev. okraj magurského příkrovu tam není tvořen magurským nasunutím, nýbrž jen zvýrazněným podélným radiálním zlomem. Podélné zlomy zjištěné nově v prostoru jablunkovské brázdy nejsou pravděpodobně na území Moravskoslezských Beskyd ojedinělé. Byly již dříve prokázány i v povodí Ostravice (E. Menčík — V. Pesl 1955).

Ve srovnání geologické stavby jablunkovské brázdy s gravimetrickou mapou Bouguerových anomálií je patrné, že jablunkovské příčné depresi odpovídá negativní tíhová anomálie. Tyto vztahy naznačují, že vývoj, tvar i průběh základních tektonických celků povrchové stavby je vázán na příčiny v hlubinných geologických poměrech, především ve stavbě i v morfotektonickém reliefu autochtonního podkladu flyšových příkrovů. Struktura jablunkovské brázdy náleží tedy k těm stavebním prvkům vnějších západních Karpat, jejichž vývoj byl dirigován za neoidní tektoniky bezprostředním vlivem autochtonní stavby. V posledním stadiu celkové konsolidace pak prodělávaly obě strukturní patra řadu společných pohybů podél radiálních zlomů.

LITERATURA

- [1] Burtan J. — Matějka A. — Roth Z., 1953: O itebňanské křídě na Prašivé. u Vendryně (Moravskoslezské Beskydy), Věst. ÚÚG, XXVIII, Praha. — [2] Matějka A. — Roth Z., 1948: Zpráva o geologických výzkumech na listech Frýdek a Hřava, Věst. SGÚ XXIII, Praha. — [3] Matějka A. — Roth Z., 1949a: Vrtba u Svrčinovce, Věst. SGÚ XXIV, Praha. — [4] Matějka A. — Roth Z., 1949b: Předběžné poznámky ku geologii Moravskoslezských Beskyd, Sbor. SGÚ XVI, Praha. — [5] Menčík E., 1968: Nové poznatky o slezské a magurské jednotce na listu Jablunkov (M—34—86—B), Zprávy o geol. výzk. v r. 1966, Praha — [6] Menčík E. — Pesl V., 1955: O lithologickém vývoji godulských vrstev v povodí Ostravice, Sbor. SGÚ XXI, odd. geol., sv. 1. Praha. — [7] Menčík E. — Pesl V., 1959: O výsledcích geologického mapování v prostoru Třinec—Bystřice n. Olší, Zprávy o geol. výzk. v r. 1957, Praha. — [8] Menčík E. — Pesl V., 1964: Geologické výzkumy na listu Jablunkov, Zprávy o geol. výzkumech v r. 1963. — [9] Nowak J., 1927: Zarys tektoniky Polski, Kraków.

BARTOLOMEJ LEŠKO — JÁN SLÁVIK

TEKTONIKA SEDIMENTÁRNYCH FORMÁCIÍ VIHORLATSKEJ OBLASTI

Abstrakt. Vulkanizmus Vihorlatu sa odohrával na významnom tektonickom uzle, na ktorom sa zblížuje niekoľko tektonických jednotiek: 1. humensko-užhorodská hrast' mezozoických súvrství; 2. elevácia pieninského bradlového pásma; 3. zvrásnené súvrstvie magurského flyša; 4. blok centrálnokarpatského paleogénu; 5. neogén zakarpatského vnútorného prehybu. Tektonickej analýze sme podrobili predovšetkým tretohorné formácie, pričom predtercierným útvarom sme venovali pozornosť len pokiaľ majú vzťah k mladým štruktúram.

Vrásové štruktúry (plastické deformácie)

Alpinotypné tektonické štruktúry sú známe v našom území v rozsahu trias—spodný miocén a patria k nim: 1. *vrásové štruktúry humensko-užhorodskej hrasti*, vytvárajúcej úzky pozdĺžny blok, ktorý od Brekova až po Porúbku sa morfológicky uplatňuje ako Humenské pohorie (Krivošľanské). JV od Porúbky sa ponára pod neovulkanity a na priečných zlomových systémoch pod miocénne sedimenty. Jeho JV pokračovanie potvrdili prieskumné práce pri Hnojnom, Sobranceiach, Sejkove a Užhorode. Touto líniou sa zároveň určuje smerný priebeh hrasti. Vrásové štruktúry humenského mezozoika sú veľmi zložité a ich interpretácia rozmanitá (Leško 1953; Roth 1956; Maheľ 1963). Okrem plastických deformácií sú tu známe i pozdĺžne posuny najmä na hraniciach súvrství s odlišnými fyzikálno-mechanickými vlastnosťami. Na mape nie sú tieto prvky zakreslené.

2. *Elevácia pieninského bradlového pásma*. Bradlové pásmo v našej oblasti predstavuje pozdĺžnu, intenzívne zvrásnenú štruktúru, tvorenú dvoma pozdĺžnymi jednotkami: bradlovým mezozoikom a bradlovým paleogénom. Jurské bradlá tvoria izolované olistolity; orientácia hlavných prvkov vrásových štruktúr sa mení od bradla k bradlu. Kriedové súvrstvia bradlového pásma majú

tiež zložitú plastickú, vrásovú štruktúru, v ktorej bradlá „plávajú“. Na SZ okraji Vihorlatu vystupujú len kriedové vrstvy bradlového mezozoika, na SV okraji aj jurské bradlá, čo zrejme súvisí s pozdĺžnou osovou eleváciou. Na západnom okraji pohoria je bradlové mezozoikum spätne prešmyknuté k JZ na paleogén (súlovské zlepence) centrálnokarpatského flyša. Vo východnej časti však tento paleogén tvorí normálne nadložie mezozoika bradlového pásma a má rovnaké geologicko-tektonické črty. Na základe toho sme (Leško 1960) južný a severný pás paleogénu, súvisiaci s bradlovým substrátom, nazvali beňatinský flyš.

V oblasti Podhorode a Beňatiny sériu beňatinského flyša tvoria pročské vrstvy, stlačené do tesnej synklinály na styku s mezozoikom bradlového pásma a severnejšie do úzkej antiklinály s osovou plochou izoklinálnou s predchádzajúcou synklinálou, uklonenou 70° k severu (spriahnutá vrása). Ďalej je vyvinutá širšia (asi 400 m) symetrická synklinála, pomerne plochá, oddelená drobnou antiklinálou od chaoticky zvrásneného čela šupiny. Symetrálny vrás upadajú k juhu, teda celkový priebeh je vejárovitý. Násunová plocha je východne od Inovec mierne uklonená k JZ, západnejšie od Podhorode až po vulkanity Vihorlatu je styková plocha s magurským flyšovým pásmom príkra.

Po južnom okraji bradlového mezozoika pri Podhorodi a Beňatine sa zachovala pozdĺžna orientácia vrásových štruktúr. Zlepenec súlovského typu spolu s pročskými vrstvami vytvárajú na juh upadajúcu homoklinálu s miernym úklonom; iba v blízkosti bradlového mezozoika má paleogénny flyš priebeh vrás so spriahnutou úzkou synklinálou a antiklinálou s osovou plochou strmo uklonenou k juhu.

3. Centrálnokarpatský paleogén. Medzi Kamenicou a Kamienkou na SZ pohoria Vihorlat vystupuje na povrch flyšové paleogénne súvrstvie, ktoré v dôsledku tektonického styku s bradlovým mezozoikom zaraďujeme k centrálnokarpatskému paleogénu. Nie je vylúčené, že v severnej časti má už pienidný, a nie centrálnokarpatský substrát. Základné štruktúry paleogénu sú tu orientované priečne. Na podklade štruktúrnych analýz usudzujeme, že sú tu ploché štruktúry s priečnou antiklinálnou eleváciou súlovských zlepenčov medzi Jasenovom a Kamenicou n/Cirochou. Medzi Porúbkou a Kamienkou vrásové štruktúry prechádzajú amfiteatrovite do plochej synklinály vihorlatského pedimentu. V pozdĺžnom smere má však centrálnokarpatský flyš tiež synklinálnu štruktúru, vyvolanú zovretím paleogénu medzi bloky humenského mezozoika a bradlového pásma, vystupujúceho na povrch. Túto štruktúru možno považovať za príklad komplexnej vrásy so synklinálnym priebehom vo smere SV—JZ a antiklinálnym priebehom vo smere JV — SZ.

Bipolárny tektonický vývoj vnútorného paleogénu zdá sa byť dôsledkom zásadných rozdielov v tektonickom režime oblasti. V podloží Vihorlatu existuje priečna zóna diskontinuity (vihorlatský zlomový systém; Leško—Slávik 1967), ktorá má za následok diferencovanie vývoja tektonickej štruktúry na oboch blokoch; litologický charakter paleogénnych súvrství na oboch blokoch je podobný.

4. *Vrásové štruktúry magurského flyša* vystupujú na povrch medzi východnými svahmi Vihorlatu a hranicou s ZSSR; zistili sa aj na severnom okraji Vihorlatu až po Kamenicu n/Cirochou. Podrobnejšie sa skúmali v dvoch tektonických jednotkách magurského flyša: v bystrickej a kochanovskej.

Bystrická jednotka tu vystupuje vo forme úzkej šupiny. Na západnom okraji Ladomírova takmer zaniká, jej šírka nepresahuje 150—200 m; smerom na východ sa rozširuje až na 2 km. Smerom na západ pokračuje v niekoľko 100 m šírke až do údolia Cirochy, kde sa ďalej stráca pod jej alúviom a pod nasunutím kochanovskej čiastkovej jednotky. Plikatívne štruktúry bystrickej jednotky sú veľmi zložité. V oblasti Ladomírova a Michajlova, v susedstve račanskej jednotky je ladomírska spriahnutá synklinála s antiklinálou takmer vertikálneho priebehu, pričom os antiklinály (č. 5 v mape) tvorí jadro vrásy pieskovec; jadro súklonnej synklinály tvorí lackovské súvrstvie. V nadloží prechádza súvrstvie do zložitej synklinály a antiklinály kóty Hrabiena (6). Kým šírka spriahnutej ladomírskej synklinály a antiklinály je sotva 250 — 300 m, synklinála Hrabieny je široká viac než 500 m. Južné krídlo synklinály je tektonicky redukované. V potoku Michajlovčiek šírka severného krídla je asi 400 m, južného krídla len 100 m. V dôsledku diagonálneho priebehu vrásových štruktúr voči násunovým plochám sa menia vrásové štruktúry v pozdĺžnom smere. Sledovateľná dĺžka vrásových štruktúr je 5 — 7 km; v pozdĺžnom smere existuje tiež niekoľko osových elevácií a depresíí. Násunové plochy bystrickej jednotky na račanskú a kochanovskej na bystrickú sú veľmi strmé, do hĺbky cca 600 m skoro vertikálne (vrt Ladomírov — 3). Štruktúry severne od Vihorlatu sú plytšie (1, 2, 3).

Kochanovská tektonická jednotka je najrozsiahlejšia a najlepšie preskúmaná v našej oblasti. Tvorí 7 — 8 km široký pás medzi bradlovým pásmom a bystrickou jednotkou. Hranica s nimi je tektonická s výraznými násunovými plochami. V pozdĺžnom smere je kochanovská jednotka známa hlavne medzi sovietskou hranicou a východným úpäťm vulkanitov Vihorlatu. Spod nich sa síce na severnom úpäťi znovu vynára, ale pre vývoj oligocénu a miocénu a alúvia Cirochy podrobnejšie sme ju nemohli študovať.

Kochanovská jednotka v povodí potoka Stežná tvorí zložité asymetrické synklinórium so štruktúrne vyzdvihnutými severnými krídlami, v pozdĺžnom smere s osovou eleváciou čiastkových synklinál smerom k východu. Od severu na juh sledujeme tieto tektonické prvky (pozri tektonickú mapu): dúbavské antiklinoriálne pásmo (9, 8) so synklinálnou kvestou Čírovho vrchu (7); synklinála Savkovho potoka (10); šmigovecká antiklinála (11); strihovská synklinála (12); roztocko-hrabovecká antiklinála (13); synklinálne pásmo Hrabovej Roztoky (14); antiklinála Javorovej (15); synklinála Križanovej (16); antiklinála Ruskej Bystrej (17); synklinála Ruskej Bystrej (18); antiklinála Mliečnej (19); synklinála Rubane (20); antiklinórium Hôrky (21).

Antiklinoriálne pásmo dúbavské predstavuje násunovú zónu kochanovskej jednotky; dominujú v ňom plastické vrstvy belovežského súvrstvia, silne deformované do diapyrickej tektoniky. V tomto inkompetentnom súvrství viac-menej „plávajú“ rozdrobené zvyšky kompetentných vrstiev — strihovských pieskovecov (Leško 1964), široké sotva 100 — 150 m, známe na kóte Lojšak pri Ladomírove a na Holej Hore v hornom toku potoka Michajlovčík. Dĺžka týchto synklinálií, vyzdvihnutých na elevačnej štruktúre, je asi 1 km. Dúbavské antiklinoriálne pásmo má osovú eleváciu smerom k východu, takže vo východnom smere úplne miznú vyššie súvrstvia a ostáva len súvrstvie detailne prevránsených belovežských bridlíc. Výnimkou je len chrbát kóty Čírov vrch (441,6), predstavujúci kvestu pieskovecov SV od obce Ruský Hrabovec (šírka 200 m, dĺžka asi 1 km).

Synklinála Savkovho potoka predstavuje kompetentný synklinálny blok strihovského súvrstvia, dlhý asi 5 km, široký maximálne 600 m, tesne stlačený. Začína v obci Dúbrava a končí západne od Ladomírova na násunovej ploche čiastkovej kochanovskej jednotky so zreteľne diagonálnym priebehom osovej plochy synklinály na násunovú plochu. Zaujímavé je, že os synklinály prebieha diagonálne aj voči jej elcngácii, takže úsek medzi Dúbravou a Grúňom predstavuje len južné krídlo synklinály. Os synklinály prebieha údolím Savkovho potoka severne od Grúňa (390,2) a vybieha do oblasti kóty 371,0. Synklinála je zložitá, asymetrická s úklonom osovej plochy strmo k severu. Maximálna osová depresia je SZ od kóty 276,0 v doline Savkovho potoka.

Šmigovecká antiklinála. Medzi obcou Dúbrava a SV cípom Vihorlatu prebieha os šmigoveckej antiklinály od Dúbravy po Šmigovec dolinou potoka Rovný, ďalej na západ sa náhle rozširuje a je prekrytá vulkanitmi SV svahov kóty Skala (964 m). Východne od Dúbravy splyva s elevačným antiklinálnym pásmom dúbavským. Antiklinála má viditeľnú dĺžku asi 10 km, šírku 600 — 1000 m; jej vnútorná štruktúra je veľmi zložitá. Detailné merania potvrdili aj diapyricky plastickú tektoniku s miestnym prehnatením belovežských vrstiev až do „turbulentných“ vrásových drobných štruktúr. Diapyrizmus štruktúry potvrdzuje aj disharmónia detailných štruktúr na styku belovežských a strihovských vrstiev. V severozápadnej časti antiklinála sa rozširuje do úzkeho antiklinória so zachovanými úzkymi synklinálkami (1 km × 100 — 150 m) vrhnej časti belovežských vrstiev.

Strihovská synklinála tvorí prechod medzi štruktúrami plastických deformácií s plávajúcimi blokmi pieskovecov a štruktúrami, kde kompetentné rigidné strihovské súvrstvie vtlačilo plastickým súvrstviám svoj tektonický štýl. Synklinála sa od Ruského Hrabovca smerom na SZ postupne ponára a v oblasti Strihoviec dosahuje maximálneho rozvoja. Jej viditeľná dĺžka je 10 km, maximálna šírka asi 1500 m. Východná časť synklinály po Strihovce je nesymetrická, s redukovaným južným krídlom a s mohutným krídlom severným. Najzápadnejšia časť je síce menej odkrytá, ale zdá sa, že tam ide o konkordantnú, stratigrafickú postupnosť vrstiev. Južné krídlo je obmedzené tektonicky. Vnútorná štruktúra synklinály je doplnená niekoľkými menšími antiklinálami nižších radov. Zdá sa, že synklinála pri Strihovciach obsahuje najmohutnejší komplex pieskovecovej fácie strihovského súvrstvia (cez 1000 m).

Roztocko-hrabovecká antiklinála tvorí so strihovskou synklinálou typickú člnkovitú stavbu; jej západná časť je prikrytá vulkanitmi. Východné ukončenie antiklinály splyva s predchádzajúcimi na hrabovskom vyzdvihnutom bloku. Západné ukončenie antiklinály je sledovateľné ešte v oblasti južne od Strihoviec; západnejšie, na úpäť Vihorlatu už litologicky splyva so strihovskou synklinálou a dá sa sledovať len štruktúrnymi meraniami. Maximálna šírka antiklinály je 700 m. Jej východné ukončenie je komplikované na významných zlomových priečných štruktúrach hraboveckej kulisy.

Synklinálne pásmo Hrabovej Roztoky predstavuje najsevernejšiu časť zvrásneného strihovského súvrstvia. Zatiaľ čo v predchádzajúcich prípadoch predeľujúce antiklinály boli svojimi rozmermi ekvivalentné synklinálam, na juh od roztocko-hrabovskej antiklinály kompetentné strihovské súvrstvie vtlačilo nekompetentným podložným plastickým súvrstviam svoj tektonický štýl, charakteristický širokými synklinálami a úzkymi strmými antiklinálami s jadrom plastických belovežských vrstiev, ktoré len miestami vystupujú na povrch. Synklinála Hrabovej Roztoky sa vynára SZ od Hrabovej Roztoky spod neovulkanitov a prebieha k JV k masívu Holice s mierne elevačnou tendenciou. Jej šírka je takmer konštantná (1000 — 1300 m), je asymetrická, s osovou plochou, strmo uklo-nenou k juhu.

Antiklinála Javorovej je vyše 10 km dlhá a môžeme ju sledovať od úpätia Vihorlatu severne od kóty 585,3 až do doliny potoka Stežna a znovu od potoka Hrabovčiek k štátnej hranici so ZSSR. Jej max. šírka je 100 m. Vytvára úzku diapyrickú štruktúru medzi synklinálnymi blokmi.

Synklinála Križanovej je paralelná a dĺžkou ekvivalentná antiklinále Javorovej (šírka okolo 500 — 600 m). Dobre je odkrytá len v potokoch okolo Ruskej Bystrej. Avšak prítomnosť úzkeho, len niekoľko desiatok metrov širokého antiklinálneho pásma pri úpätí Vihorlatu a záp. svahov kóty Holica umožňuje jej spoľahlivú interpretáciu.

Antiklinála Ruskej Bystrej sa väčšinou dá identifikovať len štruktúrnymi meraniami. Výnimku tvoria elevačné oblasti na východnej a západnej časti, kde sa prejavuje prítomnosťou úzkeho, sotva niekoľko 10 m širokého pásma belovežských vrstiev. Na nej možno veľmi dobre sledovať diagonalitu vrásových štruktúr voči štruktúram násunovým. Pod uhlom asi 20° nabieha osová rovina antiklinály na násunovú líniu pieninského bradlového pásma (šupiny Paprtného).

Synklinála Ruskej Bystrej je 1 km široké synklinálne pásmo s niekoľkými neurčitými drobnými antiklinálami nižších radov. Synklinála je zreteľne asymetrická, prevrátená k juhu, s osovou plochou uklo-nenou príkro k severu. V oblasti Stežnej diagonálne nabieha na bradlové pásmo a na násune pieninského bradlového pásma mizne.

Antiklinála Mliečnej tvorí do 50 m úzky pás prechodného belovežského súvrstvia, disharmonicky zvrásneného oproti okolitým pieskovcom. Vynára sa spod vulkanitov na kóte 636,5 a diagonálne nabieha na bradlové pásmo, kde sa stráca.

Synklinála Rubane je okolo 500 m široká a najlepšie sa dá sledovať v najsevernejšom pravom prítoku Podhorodskej vody, tečúcom z oblasti kóty Hôrka (599,1 m). Štruktúra je slabó prevrátená k juhu.

Antiklinórium Hôrky buduje niekoľko čiastkových antiklinál, ktoré sa dajú sledovať len štruktúrnymi meraniami. Litologicky sa jadro antiklinály prejavuje len na SZ od kóty Hôrka (599,1 m), kde v ľavom ramene dvojpotoka, tečúceho do Ruskej Bystrej vystupuje vrchné belovežské súvrstvie. Antiklinálne pásmo je max. 3 km dlhé a 600 m široké. Jeho južný okraj sa ponára pod šupinu Paprtného.

Vo všeobecnosti kochanovská jednotka magurského flyša predstavuje medzi východným úpäťm Vihorlatu a hranicou so ZSSR zložitú široké synklinórium s prevládajúcimi inkompetentnými súvrstviami v severnej časti na styku s bystrickou jednotkou a s kompetentnými súvrstviami v susedstve bradlového pásma. Maximálnu hĺbku dosahuje zhruba v oblasti Strihoviec a Hrabovej Roztoky. Na východnom úpäťm Vihorlatu sa nachádza štruktúrna depresia synklinória a na sovietsko-čs. hranici štruktúrna elevácia synklinória, charakteristická vyznením niektorých čiastkových synklinál. Synklinórium je

silne stlačené a disharmonické, pričom osovú roviny vrás sa divergentne rozbiehajú.

Vrásové štruktúry miocénu

5. *Zabradlový miocén*. Vyslovene vrásovú stavbu má len reliktný spodnomiocénnych morských sedimentov pri Modrej n/Cirochou. Ich pozícia na vonkajšom okraji bradiel spôsobila, že pohelvetkým vrásnením boli intenzívne stlačené a sformované do úzkej synklinály. Väčšia plasticita sedimentov miocénu oproti paleogénu (malcovské súvrstvia) upozorňovala na disharmonický vzťah medzi nimi. Stretávame sa tu so štruktúrnym javom všeobecne známym medzi belovežským, strihovským, či lackovským súvrstviem v paleogénnej tektonike, avšak s tým rozdielom, že tu naopak miocénne súvrstvie je intenzívnejšie zvrásnené než staršie paleogénne.

6. *Predbradlový miocén*. Otázka existencie vrásových štruktúr v miocénnej molase nebola doposiaľ detailnejšie sledovaná a mnohé plastické štruktúry sa interpretujú ako štruktúry zlomové, aj keď miestami je deformácia vyložene plastická (napr. zalužický zlom na SV krídle ložiska Zbudza). Podoba tektonických štruktúr miocénu a centrálnokarpatského flyša nás upozorňuje, že aj v miocénnej molase existujú vrásové štruktúry, vyvolané kompresnými i tahovými pohybmi. Odrážajú vyznievanie radiálnych tlakov flyšovej geosynklinály v jej zázemí. Vo vihorlatskej oblasti možno pozorovať antiklinálnu štruktúru (23), vyvolanú humensko-užhorodskou hrasťou, ktorá smerom k juhu flexurou prechádza do synklinálneho pásma podvihorlatskej depresie (A) a na sever do synklinálneho pásma choňkovej depresie (C).

Genetické typy vrás vo vihorlatskej oblasti

Najväčší vplyv na vytvorenie vrás malo stláčanie sedimentačného priestoru geosynklinálneho pásma magurského flyša. Doposiaľ však zostáva otvorená otázka rozsahu čiastkových násunov v magurskom flyši. Kulisovitý vývoj jednotlivých šupín bystrickej jednotky, ktorý podľa doterajších zistení neprekračuje do susedných jednotiek, dá sa vysvetľovať azda aj gravitačnou tektogénozou, a to plastickým tečením sedimentov na severnom svahu dvíhajúcej sa pribradlovej oblasti. V tomto zmysle treba azda sávskej fáze pripísať len pozvoľnú antecedenciu geosynklinálneho priestoru, čo je v súlade s pozorovanou litofaciálnou postupnosťou v miocénnej vnútornej panve. Vytvorenie čiastkových vrás v magurskom flyši by bolo dôsledkom štýrskej orogénnej fázy. Miocénne útvary majú vrásové štruktúry, sledujúce zlomové poruchy rigidného substrátu; takúto štruktúru má humensko-užhorodská hrasť, antiklinálne pokrytá vrchnotortónskymi a spodnosarmatskými sedimentmi. Homoklinálne štruktúry sú známe zo severného ohraničenia miocénnej molasy. Zvláštny typ plochej vrásy sa vyvinul v spodnej uhoľnej sérii

podvihorlatskej panvy, kde sme zistili eleváciu, vyvolanú diagenetickým stlačovaním plastických súvrství na krídlach mezozoickej hrasti. Posledným genetickým typom vrás sú diapirické elevácie, spôsobené nadurovaním solných telies. Takýto typ vrásovej tektoniky sa zistil v oblasti ložiska Zbudza; takto sa dá interpretovať aj štruktúra S od Veľkých Zalužíc (25).

Príznaky diapirickej tektoniky môžeme pozorovať aj v úzkych antiklinálnych pruhoch a v synklinóriu kochanovskej jednotky, kde vystupujú na povrch plastické belovežské súvrstvia.

Zlomové štruktúry

Takto interpretujeme poruchy, ktoré spôsobili pretrhnutie a vzájomný posun pôvodne dotýkajúcich sa častíc horniny bez ohľadu na to, akými silami boli vyvolané. Zlomové štruktúry vrásnených oblastí paleogénu a mezozoika:

(a) *Násunové štruktúry flyšových jednotiek a bradlového pásma.* Tektonické štruktúry prvého radu sú stykové plochy bradlového pásma a čiastkových tektonických jednotiek magurského flyša. Regionálne rozsiahlejší sa zdá byť šupinový násun beňatinského flyša na kochanovskú jednotku magurského pásma. Na násunovej ploche sa stýkajú súvrstvia synklinóriu kochanovskej jednotky s paleogénom beňatinského flyša.

Tektonická plocha má na východe v oblasti Inovca tvar plochého násunu, avšak západne od potoka Hrabovčik je príkro uklonená k JZ. Tento vzťah možno zistiť analýzou vzťahu súvrství kochanovskej jednotky a šupiny Paportného v beňatinskom flyši. V západnej časti pohoria v oblasti medzi Cirochou a obcou Modrá n/Cirochou nedostatočná odkrytosť terénu však sťažuje toto štúdium. Na základe niekoľkých údajov sa však prikláňame k názoru, že ide o strmý násunový styk k SV.

Druhou významnou líniou je tektonická plocha, obmedzujúca z juhu bradlové pásmo. Sovietski geológovia v zakarpatskej oblasti ZSSR tento zlom nazývajú „zakarpatský hlbinný zlom“ (Gofštein a i.), avšak v súhlase s tamojšou situáciou sa zároveň považuje za zlom, obmedzujúci miocén zakarpatského vnútorného prehybu. Tento zlom má odlišný vývoj na východnej a na západnej strane Vihorlatu. Kým na západe miestami je jasná spätná prešmyková štruktúra bradlového mezozoika na paleogén centrálno-karpatského flyša, na východe medzi Podhorodňou a Beňatinou už nepozorovať takýto spätný násun, ani významnú poruchu. V tom úseku sa spätná prešmyková štruktúra rozpadáva na niekoľko stupňovitých poklesov, orientovaných k JV a sledovateľných v rade pozdĺžnych výstupov bradlového mezozoika a beňatinských paleogénnych súvrství na povrchu. Zrejme na priečnom vihorlatskom zlomovom systéme (Leško—Slávik 1967) došlo k tektonickej diferenciacii a oslabeniu spätných šmykových a vertikálnych pohybov sávskej a štýrskej

fázy. Treba dodať, že aj západnejšie od Vihorlatu, napr. v oblasti Hanušoviec n/Topľou a v Žilinskej kotline došlo k oslabeniu tektonických javov južne od bradlového pásma; preto pôvodne za tektonický označovaný centrálnokarpatský flyš tvorí normálne nadložie pieninského substrátu. Preto tektonickú plochu na južnom okraji bradlového pásma klasifikujeme ako štruktúru strmých až vertikálnych zlomov, od miesta k miestu s možnosťou prešmyknutia bradlového pásma smerom na vnútorné jednotky centrálnych Karpát. Nešlo však o násuny väčšieho rozsahu.

V tomto zmysle možno tento systém paralelných pozdĺžnych zlomov na južnom okraji bradlového pásma beňatinsko-podhorodskej oblasti považovať za pokračovanie zakarpatského zlomu napriek tomu, že západnejšie na našom území sa hranica miocénu odsúva na juž. okraj humensko-užhorodskej hrasti.

Tektonickú štruktúru nižšieho radu predstavujú podhorodsko-beňatinské pozdĺžne zlomy v bradlovom pásme. Tieto zlomy vznikli hlavne v priebehu vyzdvihu bradiel asi až v miocéne. Najvýznamnejší z nich je zlom, na ktorom sa stýka šupina Paportného s bradlovým mezozoikom. Ďalšie dva významné zlomy v šupine Paportného sú v teréne signalizované malými telesami travertínov. Jeden z nich prebieha severnými svahmi, druhý južnými. Ďalšie zlomy prebiehajú východne od strednej časti obce Podhorod a severnými svahmi kóty Hrb a Malý Osojík.

Významnú skupinu disjunktívnej tektoniky predstavujú *násunové línie na styku bystrickej jednotky s račanskou a kochanovskej s bystrickou*. Priebeh násunovej plochy je v pripovrchovej časti veľmi strmý a uklonený k juhu pod uhlom 70 — 80° (vrt Ladomírov 3). Priebeh násunovej plochy je nerovný. Násuny sú zrejme veľmi hlboko založené, po nich došlo k intrúziám drobných vulkanických teliesok (Leško — Slávik 1966, 1967). Priebeh násunovej plochy je orientovaný na vrásové štruktúry diagonálne. Bystrický násun na račanskú jednotku má analogické črty.

(b) *Vnútroformačné poruchy bystrickej jednotky*. Veľmi zaujímavé sú diagonálne poruchy bystrickej jednotky, overené tektonickými a geofyzikálnymi prácami a geomorfologickou analýzou reliéfu. Zistili sa 3 diagonálne poruchy: prvá na okraji obce Ladomírov, kde odsúva polohu ladomírskoho súvrstvia; pozdĺž druhej (Čašíka) je východné krídlo podsunuté pod krídlo západné a tretia (Gruníka 26) prebieha od údolia potoka Raztočka smerom k východnému okraju Ladomírova. Pozdĺž nej je kulisovite podsunuté východné krídlo poruchy pod západné. Doposiaľ sa nepodarilo zistiť pokračovanie týchto porúch cez násunové plochy. Zdá sa, že predstavujú vnútornú tektoniku bystrickej jednotky. Ak je táto predstava správna, potom diagonálne kulisy predstavujú tektoniku synchronnú s vysúvaním čiastkových násunov magurského flyša a sú dôkazom o dvojakom veku plikatívnych štruktúr (t. j. násuny sa formovali skôr, ako došlo k stlačeniu magurského sedimentačného priestoru).

(c) *Zlomové štruktúry, podmienené disharmonickým vrásnením na hranici kompetentných a nekompetentných súvrství.* Rozdiely v plasticite súvrství, najmä tam, kde plastické súvrstvia sú v prevahe, spôsobili, že kompetentné bloky vo vrásnenej štruktúre plávajú; tým došlo k vzájomným posunom pôvodne susediacich častí. Na geologickej mape sa takéto formy prejavujú ako zlomová tektonika. Takéto typy štruktúr sú známe najmä zo synklinória kochanovskej jednotky, hlavne z jej severnej časti, kde je prevaha plastických súvrství v dôsledku vyššej štruktúrnej pozície severného krídla. Väčší geologický význam zlomy tohto typu nemajú, preto ich ani na mape nevyčleňujeme, s výnimkou najväčších. Dva z nich sa nachádzajú SZ od obce Šmigovec. Jeden obmedzuje SV hranicu synklinály Savkovho potoka, druhý čiastkovú synklinálu v rámci šmigovskej antiklinály. Najvýznamnejšou štruktúrou tohto typu je zlom Tokárne, obmedzujúci južný okraj strihovskej synklinály na južných svahoch hrebeňa Holak — Tokáreň. Geologicky a geomorfologicky bol tento zlom identifikovaný zalomením terénu a stykom vrchných belovežských vrstiev so strihovským súvrstvím. SZ od kóty 395,2 je pokračovanie zlomu. Štruktúrne merania tu ukazujú, že antiklinála je nahradená roztrhnutím pieskovcového súvrstvia pri namáhaní na ohyb. Taký istý charakter má aj antiklinála Ruskej Bystrej na JV od kóty 493,4 i antiklinála Mliečnej a čiastková antiklinála pásma Hôrky. Tieto „zlomové“ zóny nemožno považovať za zlomovú tektoniku s. s.; sú to len prejavy pretrhnutia kompetentného súvrstvia, neschopného v pripovrchovej zóne plastickej deformácie.

Do skupiny zlomov vrásnených oblastí by mohli patriť aj priečne zlomy. Nakoľko však pokračujú aj do miocénu (ich persistencia dokonca aj v pliocéne), budeme ich opisovať spolu so zlomami vnútorného prehybu.

Zlomové štruktúry neogénu

Keďže vihorlatská oblasť je preskúmaná nerovnomerne, aj závery z jednotlivých oblastí majú rôznu presnosť. Najlepšie je preskúmaná oblasť medzi bradlovým pásmom a nasunutím bystrickej čiastkovej jednotky, resp. aj pod vihorlatská panva, avšak tam o tektonike vieme len v rozsahu vrchný sarmat-pliocén. Podobne je to aj v prípade pohoria Popričný a centrálnej časti Vihorlatu V od čiary Zemplínske Hámre — Motrogan — Poruba pod Vihorlatom. Najmenej preštudované je povodie Riky (Valaškovská kotlina). V každom prípade však technické práce umožňujú tektonickú interpretáciu hlavných štruktúrnych elementov.

V neogéne zohrala zlomová tektonika rozhodujúcu úlohu. Neogénne zlomy diferencovali panvu, kontrolovali paleogeografické i litofaciálne zmeny a podmienili v našej oblasti významnú vulkanickú činnosť. Neogénne zlomy rozdeľujeme na dve skupiny: (a) zlomy pozdĺžne, východokarpatského (SZ — JV) smeru a (b) priečne, západokarpatského (SV — JZ) smeru.

a) Pozdĺžne zlomy

Najvýznamnejším tektonickým elementom zlomového pôvodu v miocénnej oblasti je *humensko-užhorodská hrasť*, vychádzajúca na povrch v reliéfe Krivošťanského pohoria. Medzi Oreským a Porúbkou sa diagonálne ponára pod neovulkanity a pod sedimentárny neogén, kde medzi Hnojným — Sejkovom a Užhorodom na dĺžke asi 40 km bola zachytená radom prieskumných prác. Táto hrasť oddeľuje dve miocénne štruktúrne depresie: závadskú, ktorá na SZ prechádza do štruktúrne vyššej depresie strážskej, a depresiu Popričného. Prvá z nich smerom k juhu susedí so zbudzansko-zalužickou, či michalovskou hrasťou (Buday in Matějka 1964).

Strážsko-závadskú depresiu od severu ohraničuje *krivošťansko-sejkovský zlom* (V), zistený v okolí Hojného, Sejkova a Užhorodu gravimetricky, seizmicky a vrtnými prácami. Dĺžka zlomu je viac než 40 km; je pospodnotortonský a predvrchnosarmatský. V západnej časti ohraničuje miocénnu molasu, avšak medzi Lúčkami a Sobrancami neogénne sedimenty ho pokrývajú. Výška skoku je premenlivá, max. až cez 1000 m. Zlomová plocha je strmo uklonená k juhu, pričom pozdĺž nej došlo k zaklesnutiu južného krídla. Na líniu zlomu sú viazané preniky vulkanických telies vrchnosarmatských „autometamorfovaných“ amfibol-pyroxenických andezitov, sčasti vystupujúcich na povrch a sčasti prikrýtych pliccénom podvihorlatskej panvy.

V severnej časti územia *humensko-užhorodskú hrasť* ohraničuje *humensko-sobranecký zlom* (VI), zreteľný z niekoľkých vrtných prác a interpretovaný z gravimetrických a seizmických anomálií a geologických pozorovaní. Jeho smer je paralelný s *krivošťansko-sejkovským zlomom*, avšak jeho amplitúda je neznáma. Jeho paleogeografický význam je menší, od juhu obmedzuje choňkovskú miocénnu depresiu.

Choňkovskú miocénnu depresiu zo severnej strany ohraničuje *boroľský zlom* (XII), preukázaný vrtnými prácami (vrt Boroľa 1). Výška skoku je asi 200 m s úklonom k juhu. Zlom vznikol v tortóne. Jeho západné a východné pokračovanie sa pre vulkanickú prikrývku len predpokladá. Centrálnu časť depresie oddeľuje od sobraneckej medzikryhy *choňkovský zlom*, interpretovaný zatiaľ len z gravimetrických meraní. Považujeme ho za súčasný s boroľským zlomom (X) a pripisujeme mu vrchnotortonský vek. Ďalším pozdĺžnym zlomom v choňkovskej depresii je *horňanský zlom* (IX), signalizovaný len vývermi minerálnych vôd v Sobranciach a v Jovse. Jeho ďalšie štruktúrne črty nepoznáme.

Južne od *humensko-užhorodskej* pochovanej hrasti v spodnej štruktúrnej etáži pokračuje *zalužický zlomový systém* (II), na ktorom Kocák — Mořkovský (1966) rozoznávajú severný a južný zalužický zlom. Výška skoku je v hlbších partiách až 500 m (Janáček 1960), vo vyšších neprekračuje 200 m. Úklon zlomu je k severu. Tento zlom do pliccénu nezasahuje.

Najmladšie, pliocénne zlomy do značnej miery predstavujú oživovanie starších zlomových systémov. Vrtmi sa zistili pozdĺžne *zlomy sejkovské* (VII), tvoriace dvojicu zlomov s poklesom južného krídla niekoľko desiatok metrov. Podľa štruktúrnych ukazovateľov predstavujú povrchový prejav krivošťansko-sejkovského poklesu. Analogický je *zlom fekišovský* (VIII), zistený pri prieskume uhoľného ložiska Hnojné; jeho smer je SSZ — JJV, výška skoku takmer 100 m, s poklesnutým južným krídlom.

b) *Priečne zlomy*

Najvýznamnejší priečný zlom vihorlatskej oblasti je hlavný zlom tzv. *vrbnického zlomového systému* (c, d, e, f, g, h; Kocák, — Čverčko 1964) tzv. *Michalovsko-jovsanský priečný zlom* (f), overený technickými prácami, mapovaním i geofyzikálnymi prácami; je signalizovaný aj množstvom premenečných metamorfovaných andezitových pásiem vo vulkanitoch a výverom minerálky v Jovse. Severne od Vihorlatu prechádza aj do flyšového prostredia a je napriek disperzii chrbticou veľkého priečného hlbokého karpatského ulomenia. Jeho výška skoku je niekoľko 100 m a ešte v pliocéne dosahuje amplitúdy 100 m (Brodňan a i. 1959). Zlom je veľmi starý a funguje azda od paleogénu. V neogéne pozorujeme jeho pohyb od spodného sarmatu do kvartéru s maximom pohybu vo vrchnom sarmate a nižšom pliocéne. Zlom zohral rozhodujúcu úlohu pri formovaní podvihorlatskej uhoľnej panvy.

Pod pojmom podvihorlatská panva začleňujeme len najvyššiu štruktúrnú etáž geologického stĺpca — od spodného sarmatu vyššie. Jej vznik je spätý s oživením pohybov pozdĺž vihorlatského zlomového systému, ktorý sa prejavil predovšetkým počas pliocénu pohybmi, hlavne pozdĺž priečného vrbnického zlomu. Podvihorlatská depresia je naložená štruktúra, prekrývajúca obidve miocénne depresie (závadsnú a choňkovskú), oddelená od seba hrastou.

Západnejšie leží *klokočovský zlom* (g), ktorý smeruje od východného okraja Michaloviec po svahoch Bielej Hory ku Klokočovu. Vo Vihorlate sa prejavuje slabšie, ale možno s ním spájať priečne poruchy magurského flyša severne od Vihorlatu. V miocéne bol jeho úklon k východu a výška skoku niekoľko desiatok metrov. Východnejší *zlom remetský* (h) bol zachytený hlavne vo vulkanitoch. Môžeme ho sledovať podľa facetovej plochy v rokline potoka Okna a čiastočne aj v potoku Barlahov. V kochanovskej jednotke naväzuje na priečnu poruchovú líniu ladomírovskú, zrejme staršieho založenia, ktorá preniká ďalej na SV. Na juh od Ladomírova je s ňou spätý roj intrúzií bazaltoandezitu a severné odsunutie násunovej plochy kochanovskej jednotky na bystrickú. Zdá sa, že jeho disperziou vznikla *šmigovská priečna kulisa* (i), presahujúca tiež cez bystrickú jednotku. Ďalej na východ je v miocéne vyvinutý *kúpeľný zlom* (j), nazvaný podľa Sobraneckých kúpeľov. Jeho priebeh je patrný z gravi-

metrických meraní. Vo vulkanitoch nebol sledovaný, ale dobre koinciduje s *priečnou zlomovou kulisou Ruská Bystrá — Hôrka* (o).

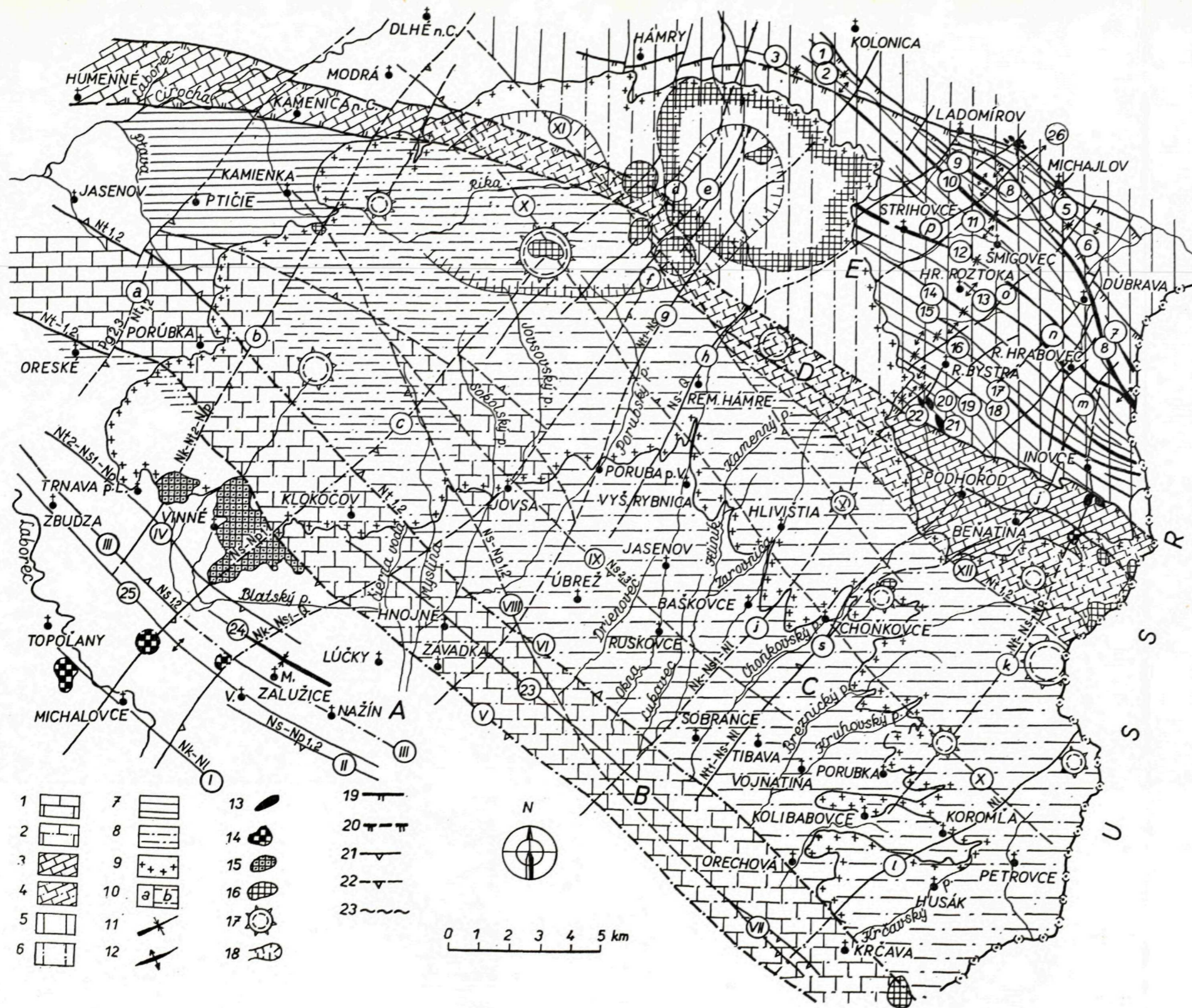
Priečny choňkovský systém (s) tvorí skupina zlomov, prebiehajúcich dolinou Podhorodskej a Beňatinskej vody. Vo flyšovom prostredí zlomový systém zreteľne disperguje a vytvára dve kulisovité formy: *podhorodsko-hraboveckú* (n) s geomorfologicky zreteľnými subrecentnými pohybmi a degradovanými visiacimi lavými údoliami a *beňatinsko-inoveckú* (m) s úzkou priekopovou prepadlinou v Beňatine. Na menší priečny zlom, *monšeličský* (k), upozorňuje ryodacitová kupola v Beňatine kótou Monšelik a prejavy medenej mineralizácie v Beňatinskej vode v potoku Syrový. Južnejšie sa odzrkadľuje v porubskokolibabovskej vnútornej depresii. Ďalej na juh sme jeho priebeh nesledovali. Najvýchodnejší priečny zlom, ktorý sme zistili geomorfologickou analýzou reliéfu a premenenými pásmami vo vulkanitoch, je *zlom koromľanský* (l), prechádzajúci na územie ZSSR. Mimo vulkanitov sa ho nepodarilo identifikovať.

Dynamika tektonickej činnosti

Vihorlatská oblasť, predstavovaná významným tektonickým uzlom, na ktorom sa stýka 6 tektonických jednotiek (mezozoikum humensko—užhorodskej hrasti, bradlová elevácia, južné členy magurského flyša, centrálnokarpatský flyš, miocénna vnútorná priehlbina a vulkanický masív) umožňuje riešiť dynamiku vzájomných vzťahov ich tektonickej stavby. Keďže náš záujem sa sústreďuje len na neohistóriu oblasti, nebudeme sa zaoberať tektonickými udalosťami pred vyzdvihnutím flyšovej geosynklinály.

Významnou udalosťou bolo vrásnenie magurského sedimentačného priestoru počas *ilýrskeho orogénu* pred vrchným eocénom a rástup novej sedimentácie, spoločnej pre celú oblasť vnútorných depresii centrálnych Karpát. Zachoval sa z nej iba úzky relikv v susedstve bradlového pásma pri Inovciach a Modrej n/Cirochou. Táto mobilita nadútesového sedimentačného priestoru sa prejavila ešte v spodnom miocéne vytvorením úzkého zálivu spodnomiocénnych morských sedimentov pri Modrej n/Cirochou. Regionálny výzdvih celej oblasti (magurského flyša i miocénnej molasy) v priebehu helvéty s. s. je podľa našej mienky prejavom pohybov, ktoré viedli k vysúvaniu čiastkových násunov magurského príkrovu. Pre túto interpretáciu svedčí: 1. vznik vrásnených štruktúr spodného miocénu; 2. niektoré tektonické línie vnútri jednotlivých zón magurského príkrovu nepresahujú hranice čiastkových jednotiek. Tektonické línie diagonálnych smerov v bystrickej jednotke a iné zjavy svedčia o existencii intervalu medzi vysúvaním čiastkových príkrovov magurského flyša a vytvorením tesnej vrásnej stavby kochanovskej jednotky.

Helvétsko-spodnotortónske obdobie je charakteristické prehlbovaním vnútornej priehlbiny miocénnej molasy vedľa plochého, pozvoľne antecedujúceho



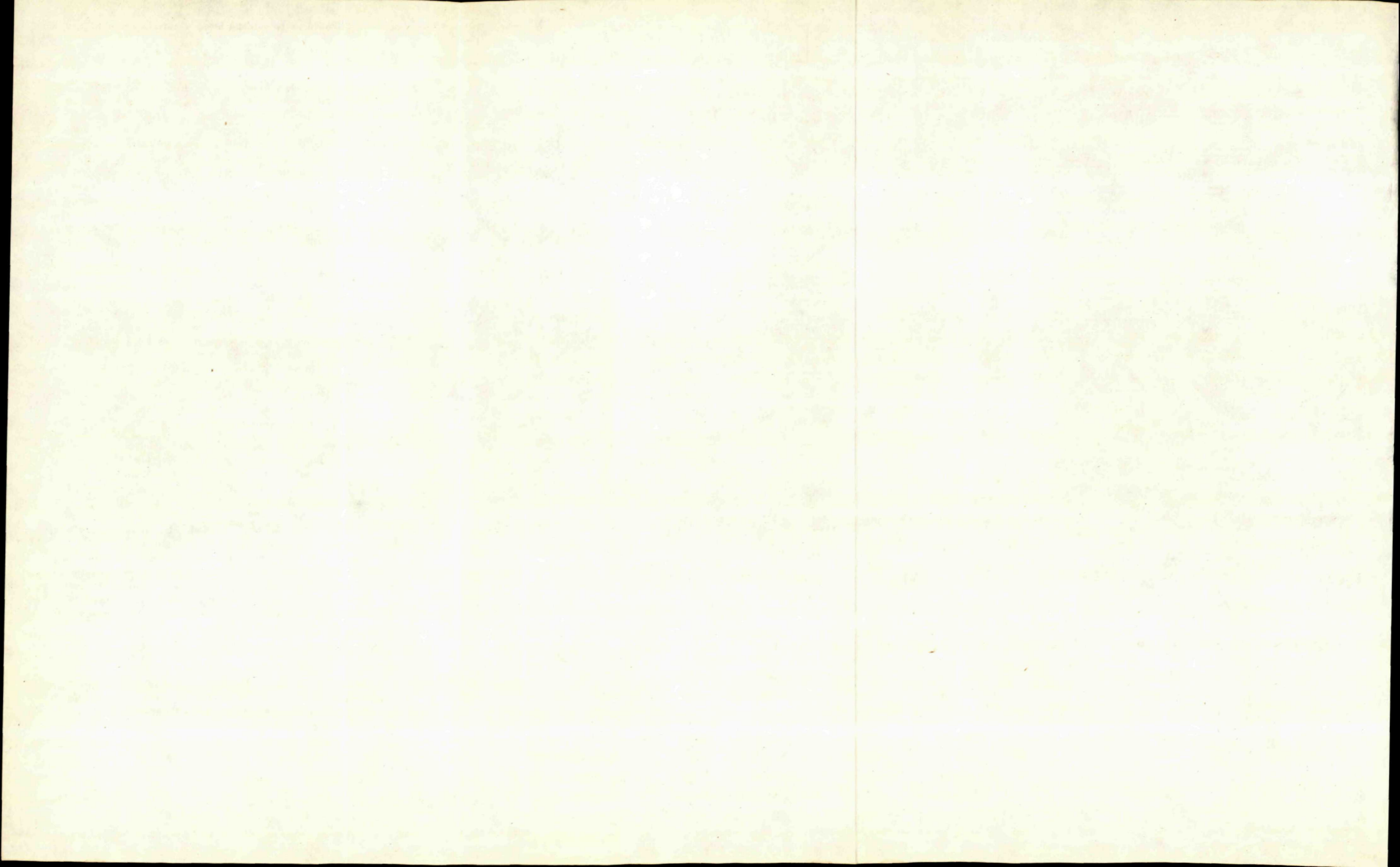
1. mezozoikum humensko-užhorodskej hrasti, 2. pochované mezozoikum humensko-užhorodskej hrasti, 3. pásmo pieninských útesov, priútesového flyša paleogénu a beňatinského paleogénu, 4. pochované pieninské útesové pásmo, priútesový paleogén a beňatinský paleogén, 5. magurský flyš, 6. pochovaný magurský flyš, 7. centrálne-karpatský paleogén, 8. pochovaný centrálne-karpatský paleogén, 9. hranica vulkanického masívu, 10. sedimentárny neogén: a) na povrch vystupujúci, b) pochovaný; 11. osi synklinál, 12. osi antiklinál; 13. subvulkanické telesá, dajky a neky vulkanitov, 14. kupoly ryolitov a ryodacitov, 15. kupoly amfibol-pyroxenických andezitov, 16. kupoly pyroxenandezitov a bazaltoandezitov, 17. vulkanické centrá, 18. vulkanotektonická depresia; 19. hlavné násunové štruktúry, 20. pochované násunové štruktúry, 21. poklesy, 22. pochované poklesy, 23. diagonálne kulisy bystrickej jednotky.

Pg_{2,3} paleogén - eocén, oligocén, Nk neogén - karpat, Nt_{1,2} neogén, tortón spodný - vrchný, Ns_{1, 2,3} neogén - sarmat spodný, stredný, vrchný, Np neogén - pliocén spodný, Nl neogén - pliocén vrchný (levant), Q kvartér. A zavadská depresia, B humensko-užhorodská hrast', C choňkovská depresia, D elevácia bradlového pásma, E magurský flyš.

Structural-geological map of the Vihorlat region

(B. Leško - J. Slávik 1968)

1 - Mesozoic of the Humenné-Uzhorod horst, 2 - buried Mesozoic of the Humenné-Uzhorod horst, 3 - belt of the Pieniny klippen and Beňatina Flysch, 4 - buried units of the Pieniny belt, 5 - Magura Flysch, 6 - buried Magura Flysch, 7 - Intracarpathian Flysch, 8 - buried Intracarpathian Flysch, 9 - boundary of the volcanic massif, 10 - sedimentary Miocene: a - outcropping, b - buried, 11 - axes of synclines, 12 - axes of anticlines, 13 - subvolcanic bodies, dykes and volcanic necks, 14 - rhyolite and rhyodacite domes, 15 - amphibole-pyroxene andesite domes, 16 - pyroxene andesite and basalt andesite domes, 17 - volcanic centres, 18 - volcano-tectonic depression, 19 - main thrust structures, 20 - buried thrust structures, 21 - subsidences, 22 - buried subsidences, 23 - diagonal tectonic slices of the Bystrica unit
Pg_{2,3} Paleogene - Eocene, Oligocene; Nk Neogene - Karpatian; Nt_{1,2} Neogene, Tortonian Lower - Upper; Ns_{1, 2, 3} Neogene-Sarmatian (Lower, Middle, Upper); Np - Neogene-Pliocene Lower; N1 - Neogene - Pliocene Upper (Levantian); Q - Quaternary; A - Zavady depression; B - Humenné-Uzhorod horst; C - Choňkove depression; D - Klippen Belt elevation; E - Magura Flysch.



bloku magurského geosynklinálneho priestoru. Svedčí o tom: (1) rozšírenie spodného tortónu so širokomorským planktónom v blízkosti magurského flyša a (2) nedostatok hrubších klastík flyšovej proveniencie v helvétsko-tortónskych uloženiach blízko flyšovej oblasti, ktorú v tomto období treba považovať za vynorenú.

Začiatkom *vrchného tortónu* sa zdá, že aj tento antecedentný pohyb ustal, pričom ešte v tom čase nebola súvisle vynorená ani humensko-užhorodská hrast', ani bradlové pásmo. Sedimentačný kľud sa odrazil vo formovaní evaporitov, ktoré lemujú v takmer súvislom pruhu severný okraj miocénnej molasy. Najintenzívnejšiu fázu vrásnenia predstavuje *vrchnotortónsky orogén štyrskej fázy*. Jeho dôsledkom je prerušenie sedimentácie evaporitov, regionálny vývoj konglomerátov flyšovej proveniencie i z mezozoika humensko-užhorodskej hrasti. Z analýzy pozorovaní vyplýva, že práve obdobie po ukončení sedimentácie bulimino-bolivínovej zóny je začiatkom energického výzdvihu flyšovej geosynklinály. Zreteľná diskordancia medzi morským tortónom a vysladeným vrchným miocénom a pokračovanie priečných (pravda aj neskôr obnovovaných) porúch do paleogénneho prostredia naznačuje, že práve vrchný tortón a spodný sarmat je obdobím intenzívneho stlačenia magurského priestoru. Dôkazom toho je heterogénne zvrásnenie čiastkových synklinál medzi dvoma pásmami priečných porúch. To svedčí o skutočnosti, že priečna tektonika musí byť staršia, či súčasná s formovaním priečných zlomových štruktúr, lebo niektoré priečne zlomy prekračujú hranice jednotlivých flyšových jednotiek.

Pospodnosarmatský tektonický štýl vo vnútornom prehybe je charakteristický plochým uložením sedimentov, čo svedčí o ich subsidencii v jednotlivých čiastkových sedimentačných priestoroch, kontrolovaných prevažne priečnou tektonikou. Nakoniec najdôležitejšia priečna tektonika hrala významnú úlohu azda už od druhohôr (pozri Leško — Slávik 1967).

Veľmi zaujímavý je diagonálny priebeh vrásových štruktúr na štruktúry násunové, pod uhlom okolo 20°. To je jeden z faktov, svedčiacich o dvojfázovom formovaní štruktúry flyša. Zaujímavé je ďalej, že miocénne pozdĺžne zlomové štruktúry vykazujú zreteľnú afinitu k vrásovým, nie však k násunovým štruktúram; napr. koincidencia medzi osami antiklinálnych a synklinálnych štruktúr kochanovskej jednotky a hlavnými tektonickými elementami vnútornej priehlbiny (humensko-užhorodskej hrasti, strázskej, závadskej i choňkovskej depresie). Pekným príkladom je i diagonálny presah bradlovej zóny sedimentmi morského sarmatu. Toto je zároveň jedným z dôkazov vrchnotortónsko-spodnosarmatského veku synklinálneho stlačenia kochanovskej jednotky a synchrónnosti formovania magurských vrás a strednomiocénnych tektonických štruktúr vnútornej priehlbiny.

Dôležitým tektonickým prejavom je aj pozícia a chronológia vulkanizmu, ktorý sa v našej oblasti odohráva v obdobiach vytrácania sa tangenciálnych síl a po vysunutí čiastkových flyšových príkrovov na konci morského miocénu.

LITERATÚRA

- [1] Brodňan M. a kol., 1959: Geológia podvihorlatskej uhoľnej panvy, oblasť Hnojné. Geologické práce, Zošit 52, Bratislava. — [2] Janáček J., 1960: Geologické poměry solného ložiska u Michalovec na východním Slovensku a výpočet zásob suroviny. Geologické práce, Zprávy 20, Bratislava. — [3] Kocák A. — Mořkovský, M., 1967: Tektonika vostočnoslovačckogo neogenogo bassejna v svete geofizičeskich issledovanij. VIII. kongres KBA, Beograd. — [4] Leško B., 1953: Geológia tektonických jednotiek na východnom Slovensku pri Humennom. Geologický sborník IV, Bratislava. — [5] Leško B., 1960: Magurský flyš na sever od Vihorlatu a Popričného. Geologické práce, Zprávy 18, Bratislava. — [6] Leško B., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Snina. Rukopis; Geofond Bratislava. — [7] Leško B. — Slávik J., 1966: New Occurrence of Cinnabar in the Magura Flysch of Easternmost Slovakia. Geologické práce, Zprávy 40, Bratislava. — [8] Leško B. — Slávik J., 1967: Les traits fondamentaux de la structure géologique de la région située entre les Karpates occidentales et les Karpates orientales. Geologický sborník XVIII/1, Bratislava. — [9] MaheIM., 1963: Nové poznatky o stratigrafii a tektonickom postavení Humenského pohoria. Geologické práce, Zprávy 30, Bratislava. — [10] Matějka A., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Zborov — Košice. ÚÚG, red. Bratislava. — [11] Roth Z., 1957: Mesozoikum Humenského pohorí. Geologické práce, Zošit 46, Bratislava. — [12] Slávik J., 1958: K otázke vzniku jazera Veľké Okno a jeho kotliny vo Vihorlate. Geol. práce, Zošit 49, Bratislava.

BARTOLOMEJ LEŠKO — JÁN SLÁVIK

TECTONICS OF THE VIHORLAT REGION

Volcanism in the region of the Vihorlat Mountains took place at a junction of several tectonic units of a higher order. They are as follows: (1) the Humenné—Užhorod horst of Mesozoic complexes, (2) the elevation of the Pieniny Klippen Belt, (3) folded complex of the Magura Flysch, (4) block of the Intracarpethian Paleogene, and (5) Neogene of the Transcarpathian interior depression.

Fold structures (plastic deformations)

The Humenné—Užhorod horst is a narrow longitudinal block which from Brekov as far as Porúbka forms the topographically marked Humenské pohorie Mts. South-east of Porúba it plunges under young volcanic rocks and in their substratum under Miocene deposits along transverse fault systems. The Pieniny Klippen Belt is a longitudinal, intensely folded structure composed of two longitudinal units: the Klippen Mesozoic and the Klippen Paleogene (the Beňatina Flysch). The Jurassic klippens, which have a fold structure, form isolated olistoliths, and the orientation of the main elements changes from one klippe to another. The Cretaceous complex has a very intricate plastic fold structure, in which the klippen „float.“ The Paleogene has mostly common geological-tectonic features with the Mesozoic substratum of the klippen. North—west of the

Vihorlat Mts., between Kamenica and Kamienska outcrops the Paleogene Flysch complex which is assigned to the Intracarpathian Paleogene on account of the tectonic contact with the Mesozoic of the Klippen Belt. A transverse zone of discontinuity occurs in the substratum of the Vihorlat Mts., which differentiated the development of the tectonic structure of the Paleogene, imprinting it a bipolar character.

The fold structures of the Magura Flysch have been followed in the Bystrica and Kochanova partial units. The Bystrica unit is developed in form of a narrow slice, whose width in the western part of the region does not exceed 200 metres; towards the SE it gradually widens attaining the width of 2 km. The folds change in longitudinal direction owing to the diagonality of fold structures to the course of thrust planes. The thrust planes of the Bystrica unit on the Rača unit and of the Kochanova unit on the Bystrica unit are very steep. The Kochanova unit is characterized by broad asymmetrical synclinoria and anticlinoria with the axial elevation trending east.

Of the Miocene deposits, the relic of Lower Miocene marine deposits near Modra n/Cir. in the foreland of the Klippen Belt has an explicit fold structure. On account of their position on the outer periphery of the klippen they were intensely compressed into a narrow syncline by post-Helvetic folding. The greater plasticity of the Miocene deposits with respect to the Paleogene deposits caused a disharmonic relationship.

Genetic types of folds

Of greatest significance for the formation of folds in this region was the compression of the sedimentary area of the geosyncline of the Magura Flysch. To date, however, the problem of the extent of the partial overthrust in the Magura Flysch remains to be solved. The coulisse-like development of the individual slices (Schuppen) of the Bystrica unit can, perhaps, be explained also by gravitational tectonics, viz. by plastic flow of sediments on the northern slope of the uprising peri-Klippen region. In this sense, during the Savian phase perhaps only gradual uplifting of the geosynclinal region was effected. The generation of partial folds in the Magura Flysch was the result of the Styrian orogeny.

The Miocene units are fold structures which plastically follow the fault zones of the rigid substratum. The Humenné—Užhorod horst, anticlinally covered by Upper Tortonian and Lower Sarmatian deposits displays such a structure. Homoclinal structures are known from the northern boundary of the Miocene molasse. A special type of a flat fold developed in the lower coal series of the sub-Vihorlat basin. Boring prospecting has revealed an elevation called forth by diagenetic compression of plastic complexes on limbs of the Mesozoic horst. Diapiric elevations produced by the swelling of salt bodies are another genetic type of folds.

Fault structures

The fault structures of the folded Paleogene and Mesozoic of this region include the following: (1) thrust structures of the Flysch units and of the Klippen Belt; (2) intraformational faults of the Bystrica unit; (3) faults originated by disharmonic folding on the boundary of competent and incompetent beds. To the first group of structures belong the contact planes of the Klippen Belt with partial tectonic units of the Magura Flysch as well as the tectonic plane limiting the Klippen Belt from the south. The last-mentioned is a fault of the bipolar type. While in the west of the region a back-thrust structure of the Klippen Mesozoic on the Paleogene of the Intracarpathian Flysch is evident, in the east, between Podhorod and Beňatina neither a back-thrust nor a significant fault are observable.

The Neogene fault structures comprise the following: (1) longitudinal faults of East Carpathian direction, and (2) cross-faults of West Carpathian direction. In the Neogene the fault tectonics played a decisive part as it differentiated the basin, controlled the paleogeographical and lithofacies changes and, finally, conditioned a significant volcanic activity in this region.

Dynamics of tectonic activity

The Vihorlat region, represented by a significant tectonic junction, renders the solving of the dynamics of the mutual relationship of tectonic units possible. Significant events were the uplifting of the Magura sedimentary area during the Illyrian orogeny in the Upper Eocene and the onset of new sedimentation common for both the area of the Flysch geosyncline and for the inner Carpathian depression. A relic of this deposition has been preserved in the neighbourhood of the Klippen Belt near Inovce and Modra n/Cirochou. In our opinion, the regional uplift of the whole area during the Helvetian manifests the movements which led to the upthrow of partial folds of the Magura nappe. The following facts speak in favour of this interpretation: (1) fold structures of the Lower Miocene complex; (2) some tectonic lines within the individual zones of the Magura nappe do not cross the boundaries of partial units. Tectonic lines of diagonal directions in the Bystrica unit as well as other phenomena attest to an interval between the upthrow of partial nappes of the Magura Flysch and the origin of a tight (narrow) fold structure of the Kochanova unit. The Helvetian—Lower Tortonian period is characterized by the deepening of the inner depression of the Miocene molasse besides a flat, gradually rising block of the Magura geosynclinal area. Evidence of this is afforded by the occurrence and distribution of the Lower Tortonian with the pelagic plankton in the vicinity of the Magura Flysch, and the lack of coarser clastic rocks of the Flysch provenience in the Helvetian—Tortonian deposits in the proximity of the Flysch area which was, at that time, presumably emerged.

It seems that at the beginning of the Tortonian also this antecedent movement ceased, while at that time not even the Humenné—Užhorod horst and the Klippen Belt were continuously emerged. The extraordinary break in deposition was reflected in the origin of evaporites, which border in an almost continuous belt the northern margin of the Miocene molasse. The most intensive phase of folding appears to be the intra-Upper Tortonian orogenic episode, which belongs to the Styrian phase. Its results were the break in the deposition of evaporites and the regional development of conglomerates both from the Flysch provenience and from the Mesozoic of the Humenné—Užhorod horst. The analysis of the observations reveals that it was the period after the termination of deposition of the Bulimina—Bolivina Zone which marked the beginning of a vehement uplift of the Flysch geosyncline. A distinct unconformity between the marine Tortonian and fresh-water Upper Miocene and the continuation of cross-faults into the Paleogene environment reveal that it was just during the Upper Tortonian and Lower Sarmatian that the Magura area was intensely compressed. This is also attested by the heterogeneous folding of the partial synclines between two belts of cross—faults. Moreover, it also proves that the transversal tectonics must be older than, or contemporaneous with, the forming of cross-fault structures. The post-Lower Sarmatian tectonic style in the inner depression is characterized by a flat position of sediments, which points to their subsidence in the individual partial sedimentary areas, which are mostly controlled by transversal tectonics. Finally, the deep-rooted transversal tectonics played a significant part already since the Mesozoic.

A very interesting feature is the diagonal course of the fold structures in relation to the thrust structures. These structural elements include an angle of 20° . This is also one of the facts which points to a two-phase forming of the Flysch structures. Another interesting feature is that the Miocene longitudinal fault structures do not display a distinct affinity to the thrust structures, but to the fold structures. This parallelism can, for instance, be observed between the axes of anticlinal and synclinal structures of the Kochanova unit and the main tectonic elements of the inner depression. Another example is the diagonal overlap of the Klippen Belt by Sarmatian marine deposits, which is also one of the proofs of the Upper Tortonian — Lower Sarmatian age of the synclinal compression of the Kochanova unit and of the synchronous formation of the Magura folds and of the Middle Miocene tectonic structures of the inner depression.

An important tectonic feature is the distribution and chronology of volcanism. It must be noted that in our region volcanism occurred at the end of marine Miocene, in the periods of disappearing of tangential forces and after the uplift of partial Flysch nappes.

Faint, illegible text at the top of the page, possibly bleed-through from the reverse side.

Z. ADAM

POZNÁMKY K ZLOMOVÉ TEKTONICE VE ŽDÁNICKÉ JEDNOTCE A VÍDEŇSKÉ PÁŇVI

Metody užití geofyziky zejména reflexní seismiky zaujímají při řešení geologické stavby čím dál tím více významnější místo. Pokud se v dřívějších letech interpretovaly z geofyzikálních měření převážně bezzlomové deformace vrstev, jsou dnes k dispozici již spolehlivá kritéria pro zjišťování zlomů. Bez nadsázky lze tvrdit, že v mnohých případech alespoň v méně dokonale odkrytých oblastech poskytuje v tomto směru geofyzika spolehlivější podklady než staré klasické geologické metody — geologické mapování.

Pro ilustraci předkládáme dva příklady moderně řešených tektonických problémů. První příklad je nesvačilský příkop z vnější flyšové jednotky. Tento příkop je pokračováním brněnského zálivu. Pokračování příkopu dále k JV do ždánické jednotky zachycuje seismický profil, který byl odměřen metodou jak reflexní, tak i refrakční. Při geologické interpretaci jsme vycházeli z již dříve získaných a ověřených kritérií pro sledování zlomů z neogenních pánví. Z anomálního sklonu reflexních plošek většinou s velkými úklony, je možné v profilu interpretovat příčné poruchy. Na seismickém profilu na základě charakteru odrazů jsme interpretovali jako nejvýznamnější zlom, tvořící JZ omezení nesvačilského příkopu. Zlom je indikován odlišným sklonem a množstvím odrazů v pokleslé a vysoké kře. Tak např. odrazové plošky na vysoké kře jsou uloženy téměř vodorovně, v pokleslé kře se plošky sklání k SV. Kromě toho pozorujeme větší množství odrazů v pokleslé kře. Vzhledem k tomu, že v nesvačilském příkopu byla zjištěna přítomnost autochtonního oligocénu, kdežto na JZ na nikolčické elevaci oligocén nebyl navrtán, předpokládáme, že nesvačilský zlom omezuje rozšíření oligocénu. Z toho dále můžeme usuzovat ve shodě s V. Homolou a M. Dlabačem, že nesvačilský příkop začínal poklesávat začátkem oligocénu. Výška skoku zlomu na svrchní hranici

jury je kolem 1 000 m. Na spodní hranici miocénu pouze kolem 100 m. Na průběh nesvačilského zlomu můžeme soudit i z výsledku refrakčního seismického měření. V západní části profilu probíhá refrakční rozhraní s hraniční rychlostí 6 000 m/ sec., které však končí při JZ nesvačilském příkopu a začíná až v úpatí ždánické kladné tíhové anomálie. V hlubších částech příkopu toto rozhraní zjištěno nebylo. Existence a ověření průběhu nesvačilského zlomu směrem k JV bylo učiněno v roce 1966 metodou tzv. vrtní refrakce. Měření bylo provedeno na dvou vrtbách Nikolčice—1 a Vranovice—1. Měření bylo prováděno v mesozoiku. Zpracováním bylo zjištěno pokračování nesvačilského příkopu směrem k JV. Podářilo se tedy přítomnost zlomu prokázat třemi odlišnými geofyzikálními metodami.

Z provedené geologické interpretace vyplývá poznatek o asymetrickém tvaru nesvačilského příkopu, který je tektonicky omezen pouze v JZ části, kdežto směrem k SV se jeví více-méně monoklinální úklon vrstev s málo výraznými zlomovými liniemi.

Druhý příklad geologické tektonické interpretace ze seismického měření je z Vídeňské pánve. Ve srovnání se ždánickou jednotkou je interpretace zlomů v neogenních pánvích poněkud jednodušší. O interpretaci zlomů ve VP na podkladě geofyzikálních měření bylo napsáno již dosti prací. Nebudeme se zabývat podrobnější interpretací zlomů na základě téměř již klasických metod, ale poukážeme na nové možnosti seismických měření pro sledování tektonických linií. Od r. 1966 jsme přešli na nové seismické aparatury s magnetickým zápisem, v nichž je vyloučen individuální vliv interpretátora, který do seismického řezu zakresloval jen výrazné reflexy. Nyní máme tedy k dispozici všechny reflexy získané při odpalu. Tím se dostáváme do nového období, kdy budeme interpretovat přímo z magnetických zápisů. Podle zkušeností s magnetickými zápisy např. z Rakouska, měla by být geologická interpretace dokonalejší. Doposud máme k dispozici dosti malé množství materiálu, než abychom mohli toto tvrzení plně potvrdit. Přesto však již dnes můžeme uvést příklad jednoznačné interpretace zlomu. Jedná se o svatojánský zlom z jižní části Vídeňské pánve, který tvoří východní omezení kútského příkopu. V časovém snímku seismického profilu, který byl odměřen v kolmém směru na zlom (SZ—JV), se svatojánský zlom projevuje souvislou linií. U zlomu pozorujeme například přerušení souvislých reflexních horizontů, brachyantiklinální vyklenutí reflexů v pokleslé části zlomu, změnu sklonu reflexů v pokleslé a vysoké kře. Při tomto způsobu měření není možné v seismických podkladech výrazné poruchy přehlédnout.

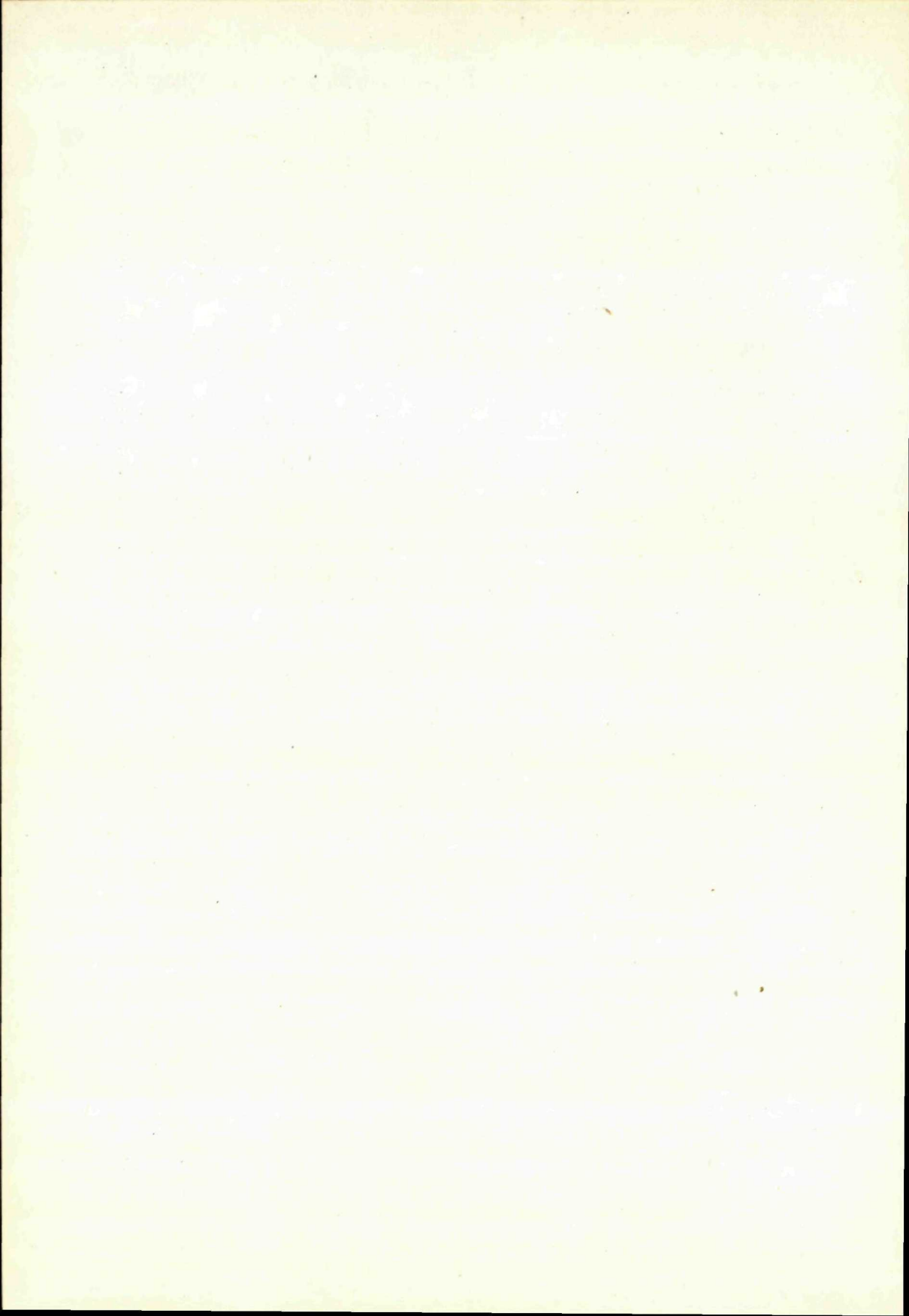
Vedle svatojánského zlomu, jehož interpretace s ohledem na pokročilost prozkoumanosti je jednoznačná, získáváme novou měřicí a interpretační metodikou i určité orientační podklady pro řešení tektoniky mesozoika. V časovém snímku se např. projevují určité linie, které mohou naznačovat vykličo-

vání gosauských vrstev směrem západním; kromě toho jsou v mesozoiku náznaky zlomových linií. Můžeme tedy předpokládat, že se podaří pomocí magnetických zápisů řešit i složitější geologickou stavbu.

Z uvedených příkladů a to jak v karpatských neogenních pánvích, tak ve ždánické jednotce vyplývá, že jsou určitá kritéria, která přispívají k řešení geologické stavby a to i oblastí zakrytých. Doposud získané zkušenosti např. z Podunajské nížiny a Potisské nížiny svědčí o tom, že interpretované zlomy ze seismických profilů byly v pozdější době prokázány a potvrzeny i vrtním průzkumem. Vyplývá tedy z toho, že interpretované zlomy z geofyzikálních měření by mohly být brány v úvahu při sestavování tektonických map. Avšak vzhledem k tomu, že geofyzikou lze zatím zjišťovat zlomy pouze nepřímou, a to nejen metodami seismickými, ale např. gravimetrií, geolektrikou a pod., proto pro další zpracování navrhuji dvě kategorie tektonických poruch interpretovaných na podkladě geofyzikálních měření. Do první kategorie by se řadily poruchy, které se projevují např. v gravimetrii, nejsou však výrazně patrné v seismických profilech, nebo splňují pouze některá kritéria pro stanovení zlomů. Jednalo by se tedy v podstatě o poruchy, které nejsou jednoznačné a výrazné a mají pouze orientační charakter. Do druhé kategorie by se řadily ty poruchy, které jsou dokázány několika geofyzikálními metodami, ale hlavně metodou seismickou. Na podkladě konfrontace s dosavadními všemi geologickými podklady by mohly být zakreslovány jako poruchy předpokládané na podkladě geofyzikálních měření.

Ústav užití geofyziky

Brno



VÁCLAV ŠPIČKA

K PROBLÉMU NEOGENNÍ ZLOMOVÉ TEKTONIKY ZÁP. KARPAT NA ZÁKLADĚ VÝZKUMŮ VE VÍDEŇSKÉ PÁNVI

O neogenní zlomové tektonice Záp. Karpat bylo dosud nejvíce poznatků získáno ve vídeňské pánvi, díky rozsáhlým pracem na naftu a plyn. Jejím rozbořením se dosud zabývaly četné práce, zvláště kolektiv geologů ČND a zejména Z. Adam, K. Bílek, T. Buday, M. Dlabač, J. Janáček, Fr. Němec, V. Špička a K. Urban. Důležité jsou též poznatky získané z rakouské části pánve, především R. Janoschkem, J. Kapounkem a H. Stowasserem. V rozboru a podrobné citaci dosavadních výsledků odkazujeme na práce Buday—Cicha—Seneš (1965) a Špička (1967).

Dosavadní poznatky o zlomové tektonice ve vídeňské pánvi umožňují stanovit některé důležité zákonitosti, i když prostorová a vertikální prozkoumanost je značně různorodá. Málo poznatků máme o zlomové tektonice předtortonických vrstev.

K otázce dokumentace zlomové tektoniky

Zlomovou tektoniku máme dosud dokumentovanou množstvím dílčích údajů, co však není pro detailní rozbor zlomů dostačující. Za nejvhodnější způsob dokumentace zlomové tektoniky považujeme detailní rozbor významných zlomů ve směru prostorovém i vertikálním, včetně řešení strukturálních prvků, jejichž vznik a vývoj se zlomovou tektonikou úzce souvisí. Jedná se tedy o rozbor na podkladě geologických řezů, mapového znázornění a písemného vysvětlení nejdůležitějších zjištění. Vhodnost tohoto způsobu prokázaly práce Dlabače—Adama (1956) a Stowassera (1966). V tomto směru je plánováno ve vídeňské pánvi sestavení paleotektonických map pro všechny dílčí stratigrafické jednotky, které by byly podkladem pro stanovení geneze,

funkce a dalších zákonitostí jednotlivých zlomů. Takto získané poznatky by bylo žádoucí prověřit pokusy na tektonických modelech. Význam zjištění a nutnost dalších výzkumů v tomto směru prokázal Dlabač (1960).

Funkce zlomů v rámci sedimentačních cyklů

Podle vztahu zlomů k sedimentaci vrstev se rozlišují zlomy *syngenetické* a *epigenetické*. Nové detailní výzkumy, s použitím výsledků prací na tektonickém modelu (Dlabač 1960: při poklesu podloží bez zlomů nevznikají ani zlomy ve výplni) a řešení geneze zlomů (Buday 1963: zlomy určující příští tektonické členění a vývoj pánve vznikají v orogenetických fázích mezi jednotlivými vývojovými etapami v rámci sedimentačních cyklů) prokázaly, že největší rozdíl v bezzlomové subsidenci i kerné diferenciaci jsou na počátku sedimentačního cyklu a vyznávají směrem do nadloží. Míra diferenciacie je při tom úměrná intenzitě předcházející orogenetické fáze (Špička 1967).

Z této zákonitosti vyplývá, že zlomy vzniklé, příp. obnovené v určité orogenetické fázi jsou *syngenetické*, počínaje následujícím sedimentačním cyklem. Zdá se, že všechny zlomy jsou tedy pro určité vrstvy syngenetické. Z hlediska starších vrstev, ve kterých zlomy nebyly činné, se jedná o *epigenetické porušení*. Místy nejsou podklady o synsedimentární funkci k dispozici a uvažuje se pouze s epigenézí. Názorným příkladem jsou nejmladší pliocenní zlomy, které porušují panon epigeneticky, ale o jejich funkci v pontu a mladším pliocénu scházejí následkem denudace údaje.

Geneze, funkce a klasifikace zlomů

souvisí úzce s genezí a funkcí elevačních a depresních jednotek, které tyto zlomy omezují nebo člení. Tyto jednotky určují vývoj a stavbu pánve. Také příčiny vzniku zlomů se zpravidla řeší v souvislosti s genezí pánve (Buday etc. 1965; Stowasser 1958). Zpravidla se uvažuje o členění zlomů podle těchto hledisek (a): *podle rozměru v geologickém pojetí* a (b): *podle vztahu k podloží a výplni*.

(a) Ve vídeňské pánvi jsou nejvýznamnější zlomové systémy, které lze stotožnit s *velkými zlomy*. Můžeme je sledovat v délce až kolem 100 km a jejich maximální výška skoku je až kolem 2 km. Tyto zlomy člení pánve na dílčí jednotky. Některé zlomy souvisejí zřejmě geneticky s důležitými hranicemi a liniemi mezi podložními jednotkami. Z hlediska geneze pánve, při níž jsou všechny zlomy projevem jednotného pochodu poklesu pánve uvnitř alpsko-karpatského oblouku, musíme tyto zlomy pokládat za druhořadé, podřízené uvažované existenci hlubinných zlomů.

(b) Všechny hlavní zlomy pánve vznikají jako *disjunktivní poruchy v orogenetických fázích*, a to v podloží, včetně staršího neogenního pokryvu. Vzniklé

zlomy odpovídají směrově buď starší stavbě podložních jednotek, nebo se jedná o nově vzniklé zlomy souběžné s novými prvky, které stavbu podloží dotvářejí.

Často se diskutuje otázka hlubinného původu velkých zlomů ve vídeňské pánvi. Poukazuje se na něj především v souvislosti s pozicí a orientací pánve i zlomů na švu předpokládaném mezi Českým masivem a alpsko-karpatským krystalinikem (Stowasser 1958; Buday etc. 1965 a j.). Nejzávažnější je právě otázka geneze zlomů s převládajícím jz.—ssv. směrem, paralelním s podélnou osou dnešní pánve. Nové výzkumy prokazují, že jednotky a zlomy tohoto systému vznikly teprve v rámci dotváření stavby podloží v orogenetické fázi mezi lanzendorfskou serií a tortonem (Špička 1966). Porušují totiž epigeneticky a sečou kose předtortonenské vrstvy, které při tom svými převládajícími zjz.—vsv. a sz.—jv. stavebními prvky respektují a jsou odrazem hlubší stavby podloží.

Zdůrazňuje se též shoda vídeňské pánve se směrem rýnského příkopu, t. j. s hornorýnskými, či jizerskými směry v oblasti Českého masivu. Ve vídeňské a podunajské pánvi však vedle převládajícího jz.—ssv. směru lze vyčlenit samostatný s.—j. systém. Směry blanické a boskovické brázdy v Českém masivu, blíží se více s.—j. směru, sečou též kose podélné osy dnešní vídeňské a podunajské pánve.

Podle dosavadních poznatků se zdá, že *podélná jz.—ssv. tektonika* vznikla teprve při dotváření stavby podloží v mladoštýrské orogenetické fázi mezi lanzendorfskou serií a tortonem jako úplně nový stavební prvek Záp. Karpat. Je otázkou, zda by nebylo vhodné používat pro odlišení od zlomů a tektoniky ostatních systémů, zakotvených v hlubší stavbě podloží a v neogénu pouze oživovaných, označení *tektonika*, resp. zlomy mladoštýrského (založení mezi lanzendorfskou serií a tortonem), nebo *tortonského založení*.

(c) *Klasifikace zlomů podle převládajícího směru a vztahu k vrstevní stavbě* bude zřejmě nejvhodnější. Zlomy omezují nebo člení elevační a depresní jednotky, podmíněné rozdílnou mobilitou podloží a odpovídající kram a blokům podloží. Lze tedy předpokládat, že směry zlomů jsou predisponovány různými tektonickými jednotkami a liniemi v podloží a respektují starou stavbu podloží.

Obtíže jsou v tom, že v dnešním obrazu se jedná o složité zlomové systémy, ve kterých se uplatňují často vlivy směrově i geneticky různorodých tektonických prvků, takže dochází k odchýlkám v průběhu některých zlomů od převládajícího směru hlavního zlomu, podmíněným spojovacími liniemi, horizontálními posuny podle příčných linií atd. Původně se jednalo o jednotlivé velké zlomy, ale vznikem dalších zlomů (při uplatnění vlivu stavby podloží podle stupně oživení mobility starých prvků) se vytvořily teprve dnešní velké

zlomové systémy. Mobilita a funkce směrově různých jednotek a zlomů se při tom vzájemně ovlivňují.

Přesto lze vymezit jednotlivé systémy zlomů, zřejmě *podmíněné geneticky různými prvky v podloží*. Jsou to: (1) zlomy sz.—jv. až ssz.—jjv., dále sz.; (2) zlomy zjz.—vsv. až z.—v., dále zjz.; (3) zlomy prakticky s.—j., dále s.; (4) zlomy jjz.—ssv., dále jjz.

Zlomy prvních 3 systémů jsou směrově shodné se zlomy v saxonské tektonice Českého masivu, které mají původ v tektonice předneoidního založení. O shodném původu svědčí též údaje v oblasti Karpat. Jedná se o tektoniku založenou v předneoidním podkladu a oživenou periodicky v neoidní éře.

Zjz. i sz. zlomy jsou směrné pro lanzenforfskou sérii, karpat a spodní miocén. Jsou však příčné k tortonské a mladší výplni, t. j. k pánvi v dnešní podobě. Od zjz. tektoniky musíme proto odlišit z tohoto hlediska podélnou jjz. tektoniku, jejíž počátek vzniku nutho klást teprve do období mezi lanzenдорfskou sérií a tortonem.

Samostatné postavení má prakticky s.—j. tektonika. Zdá se, že se uplatňuje především v pliocénu.

Tyto 4 systémy tektonických jednotek a zlomů ovlivňují vývoj a stavbu neogénu ve vzájemné kombinaci. Lze se domnívat, že mají regionální platnost, dosud prokázanou pro západní úsek Karpat, pro oblasti karpatské čelní hlubiny, vídeňské, podunajské a jihoslovenské pánve. Jednotlivé systémy se uplatňují ve stavbě v proměnlivé intenzitě.

Otázka průběhu a vzájemného styku zlomů

Úklon zlomů se pohybuje v neogénu převážně v rozmezí od 30° do 70°. Ke změnám v úklonu zlomové plochy dochází v závislosti na průběhu zlomů ve směru horizontálním a směrem do hloubky. Zvláště v souvislosti se změnou úklonu zlomové plochy na rozhraní neogénu a podloží je diskutována otázka vzájemného poměru protiklonných zlomů, omezujících příkopy, na př. moravskou ústřední prohlubeň, kútský a zohorský příkop. Nejlogičtější je zatím vysvětlení, že v podloží neogénu dochází ke *zpříkření zlomů*, takže neogenní zlomy navazují až na vertikální zlomy v podloží (Buday 1963). Teoreticky tuto možnost prokázal Dlabač (1960), který tím uspokojivě řeší otázku vzniku prostoru pro sedimentaci. Důležité poznatky přináší Stowasser (1958, 1966), který vznik prostoru pro pánevní sedimenty bez komprese vysvětluje hloubkovým dosahem zlomů do rigidní zóny pláště. Předpokládá se též kompenzace převládajících poklesů podle zlomů ukloněných k JV, protiklonnými zlomy při jv. okraji. Zdá se, že zlomy tohoto smyslu jsou spíše doprovodnými protiklonnými zlomy k hlavním poklesům podle okrajových zlomů. Tyto otázky bude však nutné dále sledovat.

Vzájemné vztahy různých zlomů řešili především Dlabač (1947), Dlabač — Adam (1956), Janáček (1954), Špička (1960, 1966) a Buday (1963). Důležitá je především zákonitost o styku syngenetických zlomů v tom smyslu, že dochází k jejich vzájemnému splynutí, posunu a odštěpení. Je nutno dodat, že v neogénu vídeňské pánve se jedná převážně o zlomy působící syngeneticky v rámci určitého sedimentačního cyklu. Styk syngenetických zlomů v určitém souvrství se ovšem může stát stykem syngenetického a epigenetického zlomu v hlubších vrstvách, následkem proměnlivé funkce různých zlomů. Tyto otázky jsou sice již zčásti propracované, ale vyžadují další studium, zvláště v rámci komplexního zhodnocení.

*

Problémy zlomové tektoniky vídeňské pánve souvisejí úzce s řešením průběhu a významu tektonických jednotek pro vývoj a stavbu pánve. Zlomy však mají též praktický význam pro utěsnění akumulací živců. Z teoretického i praktického hlediska patří proto další řešení zlomové tektoniky k nejzávažnějším úkolům dalších výzkumů. Jednou z dalších etap výzkumů je sestavení paleotektonických map, včetně komplexního rozboru a dokumentace všech hlavních zlomových systémů pánve. Z širšího hlediska je nutno přikročit k teoretickým výzkumům na tektonických modelech.

LITERATURA

- [1] Buday T. — Cicha I. — Seneš J., 1965: Miozán der Westkarpaten. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava. — [2] Buday T. — Špička V., 1967: Vliv podloží na stavbu a vývoj mezihorských depresí se zřetelem k poměrům v Podunajské pánvi. Geol. práce, Správy 43, Bratislava. — [3] Dlabač M. — Adam Z., 1956: Příspěvek k řešení tektoniky steinberského zlomu v severní části vídeňské pánve. Práce Úst. pro naft. výzkum, publ. č. 23—25, Praha. — [4] Dlabač M., 1960: Řešení vzniku a vyhledávání ložisek nafty a plynu v Malé dunajské nížině. Tektonika. Rukopis; Geofond, Praha. — [5] Dlabač M., 1963: Řešení všeobecných otázek akumulací funkce zlomů. Rukopis; Geofond Praha. — [6] Kapounek J. — Kölbl L. — Weiberger F., 1963: Results of new exploration in the basement of the Vienna basin. 6 th. W. P. C., Sect. 1, Paper 2, Frankfurt/Main. — [7] Stowasser H., 1958: Einige Bausteine zur Tektogenese des Wiener Beckens. *Erdoel—Erdgas Zeitschr.*, Wien—Hamburg. — [8] Stowasser H., 1966: Strukturbildung am Steinbergbruch im Wiener Becken. *Erdoel—Erdgas Zeitschr.*, Wien—Hamburg. — [9] Špička V., 1966: Paleogeografie a tektogeneze vídeňské pánve a příspěvek k její naftově geologické problematice. *Rozpravy ČSAV*, roč. 76, seš. 12, Praha. — [10] Špička V., 1968: Příspěvek ke zlomové tektonice vídeňské pánve. *Sb. geol. věd, ř. G.*, sv. 12, Praha.

ZUR FRAGE DER NEOGENEN BRUCHTEKTONIK VON WESTKARPATEN (auf Grund der Studien im Wiener Becken)

In dem Artikel werden die wesentlichsten Kenntnisse über die Genese, Funktion und Klassifikation der Brüche in den neogenen Gebieten der Westkarpaten, vorwiegend auf Grund der Forschungsergebnisse aus dem Wiener Becken zusammengefasst.

Trotz verschiedenen komplizierten Wirkungen der bunten tektonischen Prozesse in den Westkarpaten kann man im wesentlichen vier Hauptssysteme der Brüche unterscheiden (offensichtlich bedingt durch verschiedene Faktoren im Untergrund), und zwar:

- (a) Brüche der NW — SO bis NNW — SSO Richtung,
- (b) Brüche der WSW—ONO bis W — O Richtung,
- (c) Brüche des nord-südlichen Verlaufs, und schliesslich
- (d) Brüche der SSW — NNO Richtung.

Die ersten drei Bruchsysteme sind ähnlich gerichtet wie die Brüche der saxonischen Tektonik in der Böhmisches Masse, die in der vorneoiden Tektonik angelegt wurden. Das SSW—NNO Bruchsystem entwickelte sich während der endgültigen Ausbildung des vorneogenen Substrates zur Zeit der jungsteyrischen Phase zwischen der Lanzen-dorfer Serie und der Torton—Zeit.

In der Arbeit werden die festgestellten Gesetzmässigkeiten bei der Entstehung der Brüche, ihrer Funktion, bzw. bei ihrer Regelung und gegenseitigen Kontakten eingehender besprochen.

Geologische Zentralanstalt, Praha

DIONÝZ VASS

ZLOMY IPELSKEJ KOTLINY

Ipeľská kotlina predstavuje časť rozsiahlej medzihorskej superponovanej panvy, ktorá leží na rôznych tektonických jednotkách Západných Karpát I. radu, konkrétne na centrálnom horskom pásme a nad medzihorím (v zmysle napr. Krausa 1959; nie Szalay 1961, 1964). Okrem toho križuje rad ďalších tektonických jednotiek nižšieho radu, ako aj dôležité staré tektonické línie. Pri vývoji panví tohto typu zlomová tektonika nehrala obvykle rozhodujúcu úlohu. Preto aj jej charakter je v Ipeľskej kotline zväčša epigenetický. Rozhodujúci vplyv na vývoj terciéru Ipeľskej kotliny mali *epeirogenetické pohyby*, ktoré podmienili vznik základnej štruktúry — šahanskej elevácie (Vass — Tomášek 1963). V tomto príspevku sa budem zaoberať zlomami.

Prvým vodidlom pri identifikácii neogénnych zlomov v Ipeľskej kotline, ako všade inde bola *geologická mapa* (Čechovič 1946 — 1949) a *morfológia terénu*. Ako dôkaz existencie zlomov sa uvádzajú aj *vývery minerálnych vôd*. Už Čechovič (pozri tiež Franko 1961) zistil, že vývery minerálnych vôd nie sú viazané na zlomy s veľkou výškou skoku. Väčšina prameňov vyviera na vysokých kryhách; teda ako prírodné cesty slúžili pravdepodobne menšie zlomy. Vývery minerálnych vôd prezrádzajú nielen prítomnosť zlomu, ale aj niektoré jeho vlastnosti, napr. že zlomy, v blízkosti ktorých sú vývery, nie sú stlačené, ale pre vody priestupné. Veľké i menšie zlomy prepadlín sú v dôsledku zaklesnutia kryh do zmenšeného priestoru stlačené a pre vodu nepriestupné.

Zlomy sa identifikujú aj *vrtmi*, v našom prípade vo východnej časti Ipeľskej kotliny aj *geofyzikálnymi*, *hlavne gravimetrickými* meraniami. Ich pomocou sa overuje existencia zlomov predpokladaných z geologickej mapy, resp. morfológie.

Pre identifikáciu starších zlomov, zastretých mladšími zlomovými štruktúrami, spravidla tieto metódy boli nedostačujúce. Preto niektoré zlomy ostali

dlho neznáme; podarilo sa nám ich zistiť *konštrukciou máp mocností usadenín* jednotlivých stratigrafických stupňov; napr. staršie zlomy na tzv. štruktúre krížových poklesov (Vass 1963), kde došlo ku kosému porušeniu starej hrasti (strehovská hrast) mladou prepaddinou (hornostrhársko-trenčská). Staršia štruktúra, poľažne zlomy, ktoré ju ohraničujú z JZ, boli identifikované pomocou máp mocností karpátu (vrch. helvétu) a helvétu s. s., ktorých vrstvy smerom do prepaddinly druhotne vykliňujú. Najprv vykliňujú mladšie, potom staršie vrstvy karpátu, nakoniec rzhakiové vrstvy. Vrstvy helvétu s. s. — — tzv. nadložné íly majú v miestach, kde boli predtortónskou eróziou odstránené vrstvy karpátu a rzhakiové piesky, redukovanú mocnosť (Vass 1964).

Vek zlomov

možno posudzovať z dvoch hľadísk: z hľadiska doby, *kedy došlo na zlomoch k pohybu* (pritom zlomy svojím založením môžu byť staršie než pohyby); z hľadiska *doby vzniku zlomov*. Podľa prvého hľadiska zlomy Ipelskej kotliny môžeme rozdeliť do dvoch skupín: (1) zlomy, ktoré porušili neogén v tortóne a po tortóne; (2) zlomy, ktoré porušovali neogén pred tortónom s. 1.

Zlomy prvej skupiny prevládajú. Javia sa ako epigenetické voči predtortónskym členom výplne panvy, čiže voči podstatnej časti výplne panvy. Dôkazy: staršie vrstvy ako tortón vykliňujú smerom do vinickej prepaddinly, ale aj smerom do hornostrhársko-trenčskej prepaddinly (na čo sme už poukázali; Vass — Tomášek 1963; Vass 1964). Produktívne vrstvy helvétu s. s. s najväčšími mocnosťami uhoľných slojov sú vyvinuté na vysokých kryhách, obmedzených zlomami, ktoré porušili neogén v tortóne s. 1. a po tortóne; do susedných prepaddinl sloje vykliňujú.

Syngenetickú úlohu zohrali tieto zlomy hlavne v období tortónu s. s. až spodného sarmatu, čo sa najmarkantnejšie prejavilo na vývoji jazerných usadenín tohto veku v priestore hornostrhársko-trenčskej prepaddinly. Mocnosti a litologický vývoj tortónu s. s. až spodného sarmatu sa na vysokých kryhách stracinských a v tejto prepaddinle podstatne líšia (Vass 1963).

Zlomy druhej skupiny, ktoré porušovali výplň Ipelskej kotliny pred tortónom s. 1., sú zastúpené podradne. Vzhľadom na charakter panvy menší počet týchto zlomov nie je prekvapením, lebo, ako sme už spomenuli, na vývoj medzihorských superponovaných panví zlomy spravidla nemali rozhodujúci vplyv; zohrali iba podradnú úlohu (porovnaj Buday in Buday-Cicha — Seněš 1965). Nevieme s určitosťou posúdiť, či tieto zlomy sú syngenetické, alebo epigenetické. Keby boli epeigenetické, potom sa pohyby po nich museli počas akvitánu — tortonu viackrát opakovať; rozhodne k nim muselo dôjsť po karpate, čo potvrdzuje druhotné vykliňovanie karpátu a redukcia helvétu s. s. na starej strehovskej hrasti.

Niektoré zlomy druhej skupiny patria súčasne aj do skupiny prvej, lebo pohyby pozdĺž nich pokračovali aj v a po tortóne (napr. zlom Plachtinského potoka, o ktorom bude reč v ďalšom).

Tým však nechceme tvrdiť, že predmetné zlomy vznikli v neogéne. Všetky dôležitejšie a výraznejšie zlomy sú pravdepodobne staršieho založenia. Vass — Tomášek (1963) v súvislosti so zdôvodňovaním prevládajúceho smeru zlomov Ipeľskej kotliny (SZ—JV,* teda je priečny na smer západnej časti karpatského oblúka, ale paralelný s významnými líniami sudetského smeru) vyslovili názor, že mladá tektonika Ipeľskej kotliny súvisí so stavbou starého, predmezozoického podložja panvy.

Na posúdenie doby vzniku zlomu poskytli isté kritériá *geofyzikálne merania*; pomocou nich snažili sme sa zistiť, či zlomy, epigeneticky porušujúce predtortónsku výplň kotliny, siahajú až do podložja, alebo nie. V prvom prípade by mohlo (ale nemusí) ísť o zlomy staršie než je výplň kotliny, v druhom prípade ide o zlomy mladé — tortónske a potortónske. K starším, predtortónskym sme zaradili najmä zlomy, ktoré sa prejavujú na mape úplných Bouguerových izanomálií výrazným nahustením izanomál Δg , čo svedčí nielen o veľkej výške skoku, ale aj o hlbokom založení zlomu. Potvrdili to aj seizmické profily. Zlomy s malou výškou skoku sa na mape úplných Bouguerových izanomálií buď neprejavujú vôbec, alebo iba nejasne. Malými zlomami nevýrazne členené pole úplných izanomálií sa na mapách reziduálnych izoanomálií rozpadáva na rad pozitívnych a negatívnych anomálií: negatívne indikujú poklesnuté kryhy, pozitívne kryhy vyzdvihnuté (vysoké). Mapa reziduálnych anomálií však neposkytla možnosť posúdiť, či zlomy o nevelkej výške skoku porušujú podložie alebo nie. Túto otázku nám pomohol riešiť seizmický rez, ktorý ukázal, že niektoré zlomy napriek malej výške skoku porušujú aj podložie, iné sa uplatňujú iba v nadložných sedimentoch, sú teda mladé — tortónske.

Vzťah tortónskych zlomov k hlboko založeným je pekne ilustrovaný na prípade modrokamenskej prepadliny. Je to úzka (2—4 km) asymetrická prepadlina, ktorá sa svojou stavbou podstatne líši od hornostrhánsko-trenčskej alebo vinickej (sú to prepadliny oveľa širšie a symetrické). Od JZ ju obmedzuje zlom Plachtinského potoka (výrazné nahustenie Δg na mape úplných Bouguerových anomálií), ktorý porušuje podložie (jeho predtortónske založenie dokumentuje paleogeogr. funkcia zlomu v staršom miocéne, o čom ešte bude reč). Od SV obmedzujú prepadlinu dva zlomy s menšou výškou skoku a plytším hlbkovým dosahom, ktoré sú vo vŕahu k zlomu plachtinskému ako antitetické.

* Smer SZ—JV je charakteristický pre tzv. tektonickú jednotku maďarského Stredohoria (Central Transdanubian major tectonic unit; Kőrössi 1958, 1964) v bezprostrednom susedstve Ipeľskej kotliny.

Modrokamenská prepadlina je do istej miery obdobou prepadliny Egge z porýnskej oblasti (Martini 1937 in Sitter 1956). Oba menšie zlomy na jej JV krídle sú asi mladé, neogénne a vznikli ako následok vyrovnania napätia v horninách neogénu po ich rozlomení a po poklese pozdĺž starého zlomu Plachtinského potoka.

Z tohto príkladu vyplýva, že medzi zlomami predtortónskymi a mladšími existuje určitá genetická príbuznosť. Prvé podmienili vznik druhých a podľa Budayovej klasifikácie (in Buday—Cicha—Seneš 1965, str. 225) patria spolu do skupiny zlomov, vzniklých oživením pozdĺž starých zlomov.

Paleogeografický význam zlomov

Pri posudzovaní tohto významu zlomov v Ipelskej kotline vychádzali sme opäť zo vzájomného vzťahu medzi časom pohybu a vekom výplne kotliny. Zlomy epigenetické nemohli mať paleogeografický význam. Ide o zlomy aktívne iba od tortónu; istý paleogeografický význam mali hlavne v tortóne ^{III}s.s. až spodnom sarmate, kontrolovali oblasti maximálnej akumulácie sladkovodných vrstiev, ale na celkový vývoj panvy v terciéri nevlplyvali.

Na druhej strane zriedkavé zlomy, aktívne aj pred tortónom (poť. len pred tortónom), mali istú paleogeografickú úlohu v dobe vzniku a vývoja terciérnej výplne kotliny, hoci rozhodujúcim paleografickým činiteľom bola šahanská elevácia. Tieto zlomy sa podieľali do určitej miery na určovaní rozsahu morských transgresií, na vzniku facií i na priestorovom vymedzení panvy, ako na to upozorňujú mapy mocností, hlavne akvitánu a karpatskej série, ktoré SZ od Modrého Kameňa tvoria pomerne úzke, ale dlhé (hlboké) zálivy do vnútra Karpát. Lito- a biofaciálny vývoj svedčí o plytkovodnom prostredí, o blízkosti pobrežia, resp. o tom, že takýto záliv občas strácal kontakt s otvoreným morom. Vznik tohto zálivu (ide vlastne o jeden záliv, ktorý existoval hlavne v akvitáne a karpate) súvisí asi so zlomami, ktoré priečne porušovali šahanskú eleváciu a umožnili preniknutie morskej transgresie za jej čelo.

Okrem toho stará predtortónska strehovská hrast', a teda aj zlomy, ktoré ju obmedzovali, zohrali tiež istú paleogeografickú úlohu. Dokazuje to faciálny vývoj vrstiev helvétu a karpatu, ktorého relikty, uchránené pred predtortónskou eróziou na hrasti, sú znateľne plytkovodnejšie (okolie Pôtra a Horných Strhár). Helvétske uhoľné sloje majú na starej hrasti redukovanú mocnosť.

Výšku skoku zlomov sme odhadovali z geologických rezov; za korelačný horizont sme zvolili produktívne súvrstvie helvétu s. s., poť. sloje uhlia. Najväčšia výška skoku sa zistila u zlomov hornostrhársko-trenčskej prepadliny (max. až 450 m) a u zlomu Plachtinského potoka. Táto výška sa však dosť mení; u hornostrhársko-trenčskej prepadliny sa znižuje hlavne v dôsledku zmenšovania hĺbky panvy smerom k okraju (teda na sever).

Sklon zlomov sa objektívne zisťoval na zlomoch, ktorých dislokačné plochy boli nafárané v baniach; činí 50 — 60°, čo súhlasí s údajmi o veľkosti sklonu normálnych zlomov vo svetovej literatúre. Pukliny s ohladenými plochami (teda pozdĺž ktorých došlo k pohybu — zvyčajne ide o malý skok) sú uklonené strmšie než zlomy (70 — 80°).

Usmernenie zlomov v priestore sme už spomínali. Prevláda SZ až SSZ smer. Súvisí to najskôr s ich epigenetickým charakterom. U epigenetických zlomov je priebeh priamočiarejší než u syngenetických (pozri Buday in Buday — Cicha — Seneš 1965, str. 232). Príčiny prípadného ohnutia zlomov sa podobne neskúmali; v prípade zlomu Plachtinského potoka V od Záhoriec (ohyb je zrejмый z gravimetrických podkladov) ide pravdepodobne o ohyb podmienený prítomnosťou rigidného vulkanogénneho telesa hlboko pod povrchom (teleso indikujú gravimetrické i magnetometrické merania).

Vzťah k štruktúram. Epigenetické zlomy tortón—potortónske tvoria samostatné zlomové štruktúry. V jednom prípade zlomy mladšej štruktúry koso presekávajú zlomy staršej štruktúry (už spomínaná štruktúra krížových poklesov). Staršie, pravdepodobne syngenetické zlomy, sú kosé na šahanskú eleváciu. Staršie i mladšie zlomy považujeme buď za priamych následníkov starých zlomov, alebo vznikli v dôsledku pohybov po starých zlomoch, ale nie sú ich bezprostredným pokračovaním.

Vzťah k nerastným surovinám. Vzťah zlomov k výverom kyseliek už bol spomínaný, podobne ako vzťah medzi mladými tortón—potortónskymi zlomami a štruktúrami a produktívnymi vrstvami helvéty s. s. Produktívne vrstvy, predovšetkým vznik uhoľných slojov nejavia genetickú závislosť na týchto štruktúrach. Na druhej strane je zjavná závislosť vývoja slojov na starších predtortónskych zlomoch; sloje sú vyvinuté v priestore starej prepadliny. Na starej hrasti strehovskej je ich mocnosť značne redukovaná.

Záver

(1) Bežné metódy (geol. mapa, morfológia terénu, vrty a rezy, geofyzikálne merania), hlavne pri identifikácii zlomov starších, zastretých mladšími zlomovými štruktúrami, možno vhodne doplniť o mapy mocností súvrství jednotlivých stratigrafických stupňov panvovej výplne.

(2) Minerálne pramene sú tiež dobrým indikátorom zlomov; vyvierajú na zlomoch voľných, nestlačených a pre vodu ľahko priestupných. Obvykle sú to zlomy na vysokých kryhách s malou výškou skoku.

(3) Vek pohybu po zlomoch možno stanoviť analýzou vzťahu medzi zlomami a výplňou panvy.

(4) Vlastný vek zlomov, poť. rozčlenenie zlomov na staršie ako výplň panvy, a synchrónne, príp. mladšie, možno odhadnúť analýzou gravimetrických podkladov — máp úplných Bouguerových anomálií, reziduálnych anomálií a seizmických rezov. Vek zlomov pomáha objasniť vzájomný vzťah zlomov jednotlivých štruktúr, a to aj, ak sa zlomy v horizontálnom pláne nekrižujú.

(5) Paleogeografický význam zlomov možno posúdiť z paleogeografických máp, alebo z rôznych variant máp, zohľadňujúcich jeden alebo viac paleogeografických aspektov (mapy mocností jednotlivých stupňov, významných litofácií ap.).

(6) Priemerný sklon zlomov sa pohybuje okolo 50 — 60°.

LITERATÚRA

- [1] Buday T. — Cicha I. — Seneš J., 1965: Miozän der Westkarpaten. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava. — [2] Franko O., 1961: Pôvod CO₂ v juhoslov. uhoľ. panve a možnosti odplynovania. Zb. referátov z prílež. dní výmeny skúseností o odvodňovaní uhoľ. ložísk v Krtíši. — [3] Kőrössy L., 1959: Adatok Kisalföld melyföldtanához. Földtani Közlöny 88, Budapest. — [4] Kőrössy L., 1964: Tectonics of the basin areas of Hungary. Acta geologica VIII/1—4, Budapest. — [5] Krauss E., 1959: Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Oceane. Berlin. — [6] Sitter de L. U., 1956: Structural Geology. Mc Graw—Hill Publish. Comp. Lim. London. — [7] Szalai T., 1961: A Tisza és Panonikum belsőhegysége. Földrajzi értesítő. Budapest. — [8] Szalai T., 1964: Epirogene Bewegungen des Pannonischen Internids und seiner Kordilleren. Acta geologica VIII/1—4. Budapest. — [9] Vass D., 1963: Tectonic mobility and its effect upon the Miocene sedimentation of the Ipeľ. — kotlina basin Geol. práce, Správy 28, Bratislava. — [10] Vass D., 1964: Tektogenéza Ipelskej kotliny v miocéne. Manuskript; Geofond, Bratislava. — [11] Vass D. — Tomášek B., 1963: Elevácia predterciérneho podložia pri Šahách. Geol. práce, Správy 27. Bratislava.

DIONÝZ VASS

ZUR IDENTIFIZIERUNG DER BRÜCHE IM IPEL—KESSEL

Der Ipeľ—Kessel stellt einen Teil des umfangreichen superponierten Zwischengebirgsbeckens, das sich auf verschiedenen erstrangigen westkarpatischen tektonischen Einheiten ausdehnt, und zwar der zentralen Gebirgszone und dem intramontanen Gebiet (vgl. z. B. Kraus 1959; non Szalay 1961, 1964). Er kreuzt auch zahlreiche anderen tektonischen Einheiten zweiten Ranges und einige alten tektonischen Linien, durch.

Bei der Entwicklung solcher Becken spielte die Bruchtektonik meistens nur eine untergeordnete Rolle. Deshalb ist auch ihr Charakter im Ipeľ—Kessel meistens epigenetisch. Den entscheidenden Einfluss auf die Ausbildung des Kessels übten die epirogenetischen Bewegungen aus, durch welche die Entstehung der Grundstruktur — der Šahy—Elevation (Vass — Tomášek 1963) bedingt war.

Im vorliegenden Beitrag werden Möglichkeiten bei der Identifizierung der Brüche behandelt. Die üblichen Methoden — wie geologische Kartierung, Morphologie des Terrains, Bohrungen und Aufschlüsse, geophysikalische Messungen — können bei der Bestimmung besonders der älteren Brüche, die von jüngeren Bruchstrukturen oft mehr oder weniger verwischt werden, durch *Mächtigkeitskarten einzelner Schichtpakete je nach stratigraphischen Stufen der Beckenfüllung* ergänzt werden.

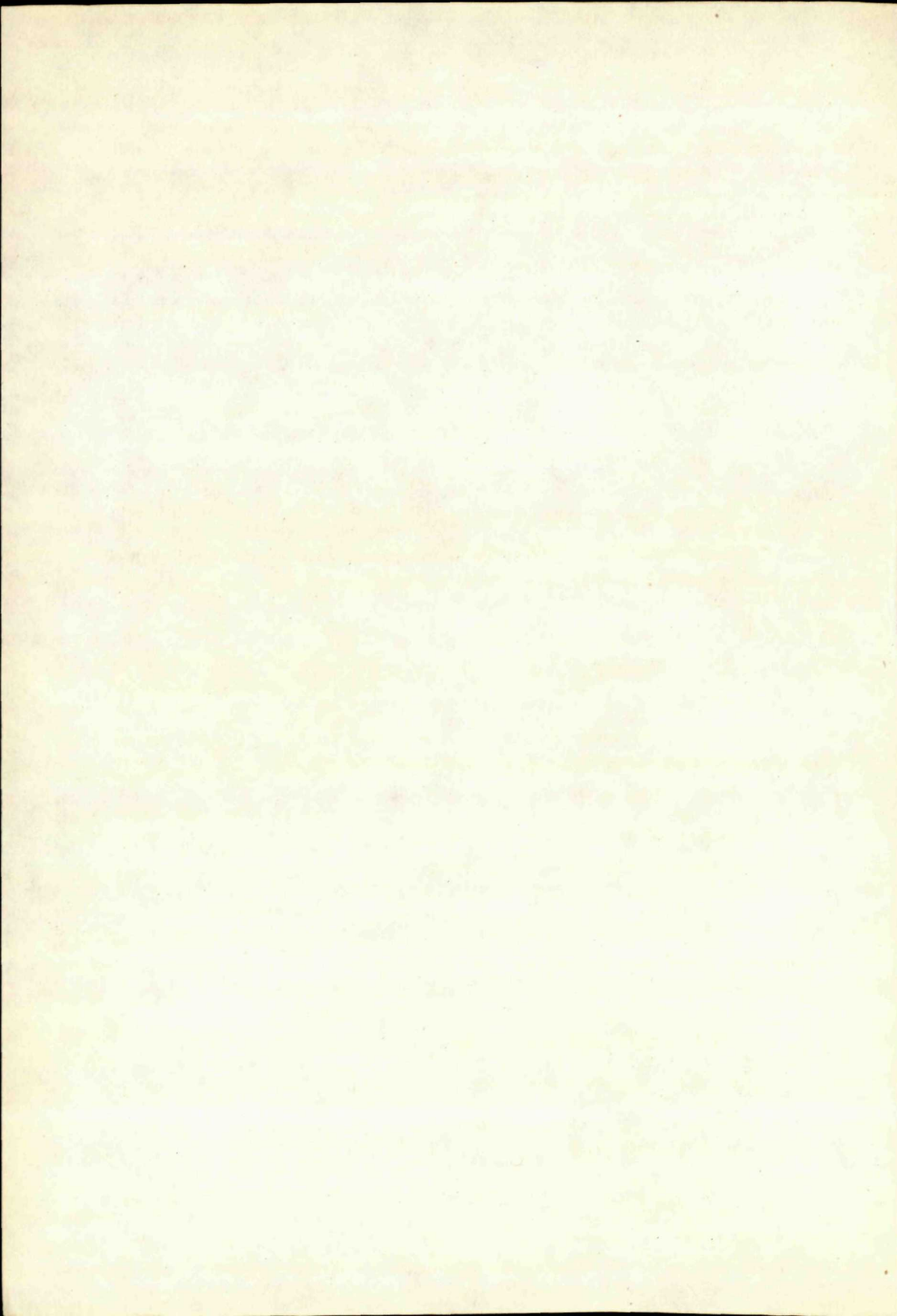
Auch die *Mineralwasserquellen sind als geeigneter Zeiger der Brüche* zu betrachten. In solchen Fällen handelt es sich meistens um Brüche auf den Hochschollen mit einer mässigeren Sprunghöhe.

Das Alter, bzw. die Zeit der Bewegungen auf den Brüchen kann man auf Grund der Untersuchung der *Beziehungen zwischen den Brüchen und der Beckenfüllung* abschätzen. Das Alter der eigentlichen Brüche, bzw. ihre Verteilung in Altersgruppen, d. h. ob sie älter sind als die Beckenfüllung, oder synchron mit dieser, event. jünger als die Füllung, kann aus den *gravimetrischen Unterlagen* — aus Karten der totalen Bouguer Anomalien, aus Residualstörungen und seismischen Profilen abgeschätzt werden. Das relative (oft auch absolute) Alter der Brüche lässt sich aus *gegenseitigen Beziehungen zwischen den Brüchen* einzelner Strukturen bestimmen, und zwar auch dann, wenn sich die Brüche in horizontaler Richtung nicht kreuzen.

Die Bedeutung der Brüche für die paläogeographische Entwicklung eines bestimmten Gebietes lässt sich aus den speziellen paläogeographischen Karten, oder aus den Karten, die einen oder mehrere paläogeographischen Aspekte berücksichtigen (z. B. Mächtigkeitskarten einzelner Stufen, bedeutender Lithofazies u. ä.) beurteilen.

Das durchschnittliche Fallen der Brüche in unserem studierten Gebiet beträgt etwa 50 bis 60°.

*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*



J. ČVERČKO — R. RUDINEC

KLASIFIKÁCIA ZLOMOV VO VÝCHODOSLOVENSKOM NEOGÉNE

Pri zostavovaní mapy zlomov vo VSN sme vychádzali z bežných kritérií o klasifikácii zlomov, známych zo starších prác T. Budaya, J. Janáčka, A. Kocáka, J. Seneša, J. Švagrovského i novších výsledkov J. Slávika, pričom treba poznamenať, že iba T. Buday a J. Janáček riešia zlomovú tektoniku VSN z regionálnejšieho hľadiska. Hlavným podkladovým materiálom ostávajú doterajšie výsledky naftového prieskumu, o ktoré sa prakticky opierame. Na územie VSN z lineamentov, resp. zlomov I. radu zasahuje lineament hornadský, balatonský, szamoský a Picineaga, usporiadané do troch hlavných smerov: SZ, SV a S. Vývoj a stavbu východoslovenskej neogénnej panvy podmieňujú hlavne zlomy III. a IV. radu; prvé ohraničujú väčšie štruktúrne jednotky, kým malé, odštiepne a sprievodné zlomy sú podradnejšie (IV. radu). V podstate sme doteraz v neogéne východného Slovenska zistili iba zlomy III. a IV. radu; pozdĺž nich dochádzalo k syngenetickým i epigenetickým pohybom a k ďalšiemu formovaniu panvy až do dnešného stavu. Prírodné niektoré zlomy III. a IV. radu môžu byť súčasťou zlomových línií vyšších radov. Zlomy sme zisťovali mapovaním, vrtnými prácami, geofyzikálnym prieskumom a z geomorfológie. Podrobnejšie hodnotíme najmä zlomy overené vrtmi, kým zlomy zistené mapovaním sú komentované pri tektonickom členení panvy.

Ako je známe v naftovej prospekcii, hlavne v prípade panví podobného typu ako je VSN, sa veľký význam pripisuje zlomom, pretože na ne sú väčšinou viazané elevácie vhodné pre akumuláciu živíc. Najlepšie informácie boli v tomto smere získané štruktúrnym a hlbinným prieskumom (napr. Albínov, Kolč. Dlhé, Trhovište-Pozdišovce, Trebišov).

Podobne ako lineamenty aj zlomy sú usporiadané do troch hlavných smerov: SZ, SV a S. Všetky zlomy sú poklesového charakteru, s výnimkou tulčického zlomu, ktorý má ráz prešmyku, alebo príkro ukloneného poklesu (Buday

1960). Podľa výsledkov vrtného prieskumu sa sklon zlomov pohybuje od $35 - 55^\circ$ (priemerne $40 - 45^\circ$). Ide väčšinou o poruchy synsedimentárne, hlavne u základných zlomov, založených už v predneogénnom podloží (sávská horotvorná fáza Stilleho). Pohyby po týchto zlomoch sa opakujú hlavne počas staroštýrskej, mladoštýrskej a moldavskej horotvornej fázy, pri niektorých až do fázy atickej. Výška skoku sa do hĺbky zväčšuje; u hlavných zlomov činí až niekoľko sto metrov (močaranské cez 1000 m).

Genetická postupnosť jednotlivých zlomových systémov nie je doposiaľ vyjasnená. Zdá sa, že S—J zlomy v Potiskej nížine sú najmladšie, zlomy karpatského smeru a radiálne staršie; mnohé z nich sú založené už v podloží. V košicko-prešovskej kotline sú dominantné zlomy S—J smeru, ktoré fungovali už od podložia, ktorého reliéf podstatne ovplyvnil smer zlomov.

Pokles oblasti priamo súvisí s vyzdvihnutím Karpát. Základné zlomy značného hĺbkového dosahu podmienili aj intenzívnu vulkanickú činnosť, viazanú na poruchové pásma prakticky v celom neogéne (Fintice, Sirník, Hran, Kráľovský Chlmec, Beša, Čičarovce, Malčice, Slánske hory, Lesné, Michalovce, Vihorlat atď.).

Ako už bolo spomenuté, na tektonickej stavbe panvy sa podieľajú predovšetkým *zlomy III. radu*, ktoré rozdeľujeme na základné a podradné. Obidve skupiny zlomov môžu byť overené vrtmi s východom na povrch (napr. močaranský, trebišovské, trhovišťský, hrčelskoveľatský), alebo vrtne overené, ale zakryté (napr. trebišovský, trhovišťský JV smeru). Okrem toho vyčleňujeme zlomy predpokladané s východom na povrch (trebišovský, klečenovský, kožučovský) a predpokladané zakryté (falkušovský, močaranský JV smeru).

Zlomy IV. radu rozlišujeme: vrtne overené s východom na povrch (albinovský, odštiepený zlom od michalovsko-vrbnického systému), alebo predpokladané s východom na povrch (parchovanský).

Na základe zlomov karpatského a priečného smeru bola panva rozčlenená na niekoľko celkov v pozdĺžnom a priečnom smere (Buday 1960). Podľa karpatských zlomov boli od SV k JZ vyčlenené nasledujúce jednotky:

1. *severovýchodná okrajová kryha*, budovaná centrálnokarpatským paleogénom alebo bradlovým pásmom. Od neogénu je oddelená tulčickým a čičavským zlomom;

2. *čelovecká depresia* hraničí so SV okrajovou kryhou. Smerom na JV pokračuje do depresie strážskej a podvihorlatskej; na JZ ju ohraničuje zlom trnkovský, uklonený k SV. Strážska depresia je na JZ obmedzená zalužickým zlomom;

3. *kapušíansko-michalovská hrast*. Jej pokračovanie bolo vrtne overené až po Michalovce, kde je čiastočne zastretá michalovsko-vrbnickým zlomovým systémom. Ďalej na JV sa interpretuje iba podľa seizmických materiálov v podloží pliocénu. Existencia hrasti sa v poslednej dobe overila v podvihorlat-

skej oblasti vrtom Iňačovce—1. Pod takmer kompletným pliocénnym profilom bola zachytená redukovaná časť spodného sarmatu, spodného tortónu a takmer kompletný vývoj karpátu. Podložie neogénu (v hĺbke 1940 m) tvoria slabo metamorfované bridlice, odpovedajúce pravdepodobne karbónu. Túto hrasť obmedzujú zložité systémy kapušansko-šebastovských, toplanských, močaranských, michalovských a hažinských zlomov. Hrasť pokračuje aj na prilahlé územie v ZSSR, kde vrtom Užhorod—2 v hl. cca 800 m bolo pod spodným sarmatom (cibicidové pásmo) zachytené slabo metamorfované paleozoikum (karbón ?);

4. *ústredná priehlbina, alebo prešovsko-trebišovská depresia* je najvýznamnejšia a najväčšia jednotka karpatského smeru. Na SV ju ohraničuje systém kapušansko-šebastovských zlomov, ktorých pokračovaním sú močaransko-toplanské zlomy, na západnej, resp. juhozápadnej strane trebišovské zlomové pásmo, ktorého pokračovaním do košicko-prešovskej kotliny má byť systém brestovansko-rankovských zlomov. V oblasti Kečerovských Peklan a Rankoviec sa však rankovské zlomy zatiaľ do hl. 600 m vrtmi nezistili. Preto JZ obmedzenie prešovsko-trebišovskej depresie v tejto oblasti nie je zatiaľ jednoznačné. Je možné, že trebišovský zlomový systém sa stáča do S—J smeru a na JZ obmedzuje prešovsko-trebišovskú depresiu. Ich priebeh je krytý vulkanitmi Prešovsko-slánskych hôr;

5. ďalšia Budayom (1960) predpokladaná jednotka je *elevačné pásmo drienovsko-svinické*, ktoré predstavuje pochované pokračovanie Zemplínskeho ostrova a jeho severných okrajov z jednej strany a Slovenského rudohoria a Čiernej hory zo strany druhej. Táto jednotka bola vyčlenená na základe skutočnosti, že uprostred tufticko-lignitickej série sa zistili východy tortónu a brakického sarmatu. Ako ukázali najnovšie výsledky, sladkovodné sarmatské vrstvy nepredstavujú tufticko-lignitickú sériu, mladšiu ako brakické sarmatské vrstvy; ide o vysladené až sladkovodné súvrstvie, odpovedajúce spodnému sarmatu. Preto existencia tejto jednotky nie je nateraz jednoznačná;

6. poslednou jednotkou je *depresia JZ od Košíc*, vyplnená pliocénnymi štrkami, patriaca k výbežkom Turnianskej kotliny.

Priečnymi poruchami je panva členená nasledovne:

1. *severozápadná a západná okrajová oblasť*, oddelená od panvy terňanským zlomom;

2. *solivarsko-nemcovská prekopová prepadlina* od okraja oddelená radom stupňovitých poklesov (terňanský, záhradňanský, fintický, sengetovský a fuľanský zlom). Na juhu prechádza do jednotiek hornadského smeru, pričom priečne zlomy sa stáčajú do S-J smerov (torýsky, solivarský, novoveský zlom);

3. *hanušovská hrasť* je oddelená od depresie stupňovitými, k SZ uklonenými zlomami (lipnický a pavlovský);

4. *kryhová oblasť vranovská* predstavuje prechod medzi najviac poklesnutou podvihorlatskou depresiou (centrálne depresia) a hanušovskou hrastou. Dajú sa v nej rozlíšiť tieto čiastkové jednotky:

a) *depresia čeklovsko—zanutovská* medzi zlatnickým a opačne ukloneným zlomom vranovským. Jej pokračovanie do Košickej kotliny nie je podľa najnovších výsledkov vrtného prieskumu jednoznačné;

b) *hrasť čemerňansko-hrabovská* leží medzi vranovským a strážským (hrušovským) zlomom;

c) *lesňanská kryha* leží medzi strážským (hrušovským) a vrbnickým zlomom. V strednej časti je rozdelená výrazným k SZ ukloneným moravanským priečnym zlomom.

5. *JV od vrbnicko-michalovského zlomového pásma* nebolo územie pre nedostatok podkladov bližšie delené. Celá oblasť sa označovala ako *podvihorlatská depresia*. Na základe výskumov z posledných rokov sa v tomto území vyčlenila výrazná depresia, označovaná ako priečna centrálna depresia (zatiaľ vyčlenená v tortóne), na západe obmedzená spomínaným michalovsko-vrbnickým zlomovým systémom a na JV falkušovským k SV ukloneným zlomom. Aj keď oblasť JV od falkušovského zlomu bude určite ešte v tomto smere viac rozčlenená, doterajším prieskumom sa zistili iba čiastkové výsledky na SV strane (Vihorlat — J. Slávik); v JV časti (Zatín a Oborín) nie sú dostatočné podklady pre bližšie členenie tohoto územia.

O paleogeografickom dosahu jednotlivých zlomov nebudeme sa bližšie zmieňovať, i keď ich význam aj v tomto smere je značný. Spomenieme len niektoré: pre naftovú prospekciu negatívny vplyv majú stupňovité zlomy so syntektickým uložením vrstiev; najlepšie to dokumentujú pomery v oblasti elevácie Kolčovo Dlhé. Malá výška skoku toplanských zlomov a ďalších s nimi paralelných zlomov má za následok prepojenie piesčitých obzorov vo vrchnom vysladenom tortóne až na povrch. V dôsledku toho došlo najpravdepodobnejšie k migrácii živíc až po povrch. Pri vrtaní pre piloty na stavbe pre pórobetonku v Hencoviach z 10—12 m hĺbky bolo v piesčitých vrstvách cítiť silný zápach po gazolíne.

Na druhej strane zlomy v neogéne, pokiaľ nedochádza k priamemu prepojeniu obzorov, majú funkciu tesniacu, ako napr. priečny trhovišťský zlom, obmedzujúci produktívnu časť plynového ložiska Trhovište—Pozdišovce zo severu. Zlom sa uplatňuje hlavne v tortóne a azda aj v bazálnej časti spodného sarmatu. V priestore ložiska má približne V—Z smer, s úklonom k juhu až JJZ. Výška skoku zlomu je cca 100 m.

*Československé naftové doly, n. p.,
prieskumný závod
Michalovce*

LITERATÚRA

- [1] Buday T. a kol., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list M-34-XXVIII Košice, M-34-XXII Zborov. Bratislava. — [2] Buday T. — Cicha J. — Seneš J., 1965: Miozän der Westkarpaten. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava. — [3] Čverčko J., 1964: Správa o výsledkoch štruktúrneho prieskumu v Košickej kotline s návrhom hlbokého prieskumu elevácie Ďurkov. Rukopis; Archív ČND, Hodonín. — [4] Ďurica D. — Rudinec R., 1964: Záverečná správa o štruktúrnem a hlbokom prieskume oblasti Kolčovo Dlhé. Rukopis; Archív ČND, Hodonín. — [5] Janáček J., 1959: Stratigrafia, tektonika a paleogeografie neogénu východného Slovenska. Geologické práce, Zošit 52, Bratislava. — [6] Janáček J. — Kocák A., 1958: Správa o štruktúrnem a seizmickom prieskume elevačnej oblasti Pozdišovce na východnom Slovensku s návrhom a plánom hlbokého prieskumu. Rukopis; Archív ČND, Hodonín. — [7] Janáček J. — Pagáč I., 1961: Zhodnotenie prieskumu elevačných oblastí Albínov, Trhovište, Pozdišovce z hľadiska nových stratigrafických a tektonických poznatkov. Rukopis; Geofond Bratislava. — [8] Leško B. — Slávik J., 1967: Štruktúrno-geologické črty pomedzia východných a západných Karpát z hľadiska vplyvu transverzálnej tektoniky. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [9] Maheľ M. — Máška M., 1960: in Tectonic development of Czechoslovakia. Praha. — [10] Rudinec R., 1964: Správa o výsledkoch štruktúrneho a pionierskeho prieskumu v oblasti trebišovských vysokých kryh. Rukopis; Archív ČND, Hodonín. — [11] Rudinec R., 1967: Výsledky nového štruktúrneho prieskumu v západnej časti Podvihorlatskej depresie. Rukopis; Archív ČND, Hodonín.

J. ČVERČKO — R. RUDINEC

ZUR KLASSIFIKATION DER STÖRUNGEN IM OSTSLOWAKISCHEN NEOGENEN BECKEN

In den Raum des ostslowakischen neogenen Beckens greifen folgende Lineamente, bzw. erstrangige Bruchlinien vor: das *Hornád-Lineament*, jenes von *Balaton*, *Szamos* und *Picineaga*, die in drei Hauptrichtungen geregelt sind: NW, SO und südlich. Die Entwicklung und der Bau des Beckens sind vorwiegend durch die dritt- und viertrangigen Störungen beeinflusst; die ersteren begrenzen bedeutendere Struktureinheiten.

Durch die längsgerichteten karpatischen Störungen wurde die Bildung folgender Einheiten bedingt:

1. die *nordöstliche Randscholle*, gebaut durch das zentralkarpatische Paleogen oder Klippenzone;
2. die *Čelovec-Depression* grenzt vom NO mit der vorerwähnten Scholle;
3. der *Kapušany-Michalovce Horst* ist durch ein kompliziertes Störungssystem von Kapušany—Šebastová, Topľa, Močarany, Michalovce und Hažín—Brüchen begrenzt und reicht auch ins anliegende Grenzgebiet der UdSSR;
4. die *Zentralvertiefung*, oder auch *Prešov-Trebišov-Depression* genannt, ist die wichtigste und umfangreichste Einheit der karpatischen Richtung. Im Nordosten ist sie durch ein Bruchsystem von Kapušany—Šebastová und dessen Fortsetzung Močarany—Topľa—Brüche, im Westen, bzw. Südwesten durch die Trebišov—Bruchzone begrenzt, die im Košice—Prešov—Kessel im Brestovany—Rankovce—Bruchsystem ihre Fortsetzung haben soll. Allerdings hat man im Raume von Rankovce und Kečer.

Peklany keinen Bruch dieses Systems bis 600 m tief festgestellt. Daher bleibt die SW-Begrenzung dieser Vertiefung unbekannt. Möglicherweise wechselt da das Trebišov-Bruchsystem seine Richtung und verläuft nord-südlich.

5. Die *Drienov-Svinica-Elevationszone* soll nach Buday (1960) die begrabene Fortsetzung der Zempliner (Karbon) Insel vorstellen. Ihre Aufstellung stützt sich auf die Tatsache, dass inmitten der tuffit-lignitischen Serie die Torton und brackische Sarmatsedimente auftreten. Wie aber neue Ergebnisse zeigen, gehören die Sarmatschichten keinesfalls der tuffit-lignitischen Serie, sondern dem Untersarmat an. Deshalb ist auch die Aufstellung dieser Struktureinheit zweifelhaft.
6. Die *Depression südwestlich Košice* ist durch die pliozänen Schotter des Turňa-Kessels ausgefüllt.

Unter dem Einfluss der querverlaufenden Störungen haben sich folgende Einheiten formiert:

1. das *nordwestliche und westliche Randgebiet*, getrennt vom Becken durch den Terňa-Bruch;
2. die *Solivar-Nemcovce Versenkung*, getrennt vom Randgebiet durch zahlreiche stufenartige Sinkungen;
3. der *Hanušovce-Horst*, getrennt von der Depression durch stufenartig geregelte, nach NW geneigte Brüche (von Lipnica und Pavlovce);
4. das *Vranov-Schollengebiet* stellt einen Übergang zwischen der am stärksten abgesunkenen sub-Vihorlat-Depression (Zentraldepression) und dem Hanušovce-Horst, mit mehreren Teileinheiten (Depression von Čaklov-Zamutov; der Čemerňany-Hrabov-Horst; die Lesňany-Scholle), vor.

Das Gebiet SO der Vrbnica-Michalovce-Bruchzone konnte mangels Unterlagen nicht untergliedert werden.

A. KOCÁK — M. MOŘKOVSKÝ

PŘÍSPĚVEK GEOFYZIKY K OBJASNĚNÍ ZLOMOVÉ TEKTONIKY VÝCHODOSLOVENSKÉ NEOGENNÍ PÁNVE

Dosavadní výsledky při vyhledávání nerostných surovin, zejména živic, ve východoslovenské neogenní pánvi byly podmíněny ve značné míře podrobným geofyzikálním průzkumem. Z geofyzikálních disciplin prováděných ve východoslovenské neogenní pánvi má prvořadý význam pro řešení geologické stavby průzkum seismický, pak měření tíhové, magnetické a méně geoelektrické. Při analýze výsledků geofyzikálního měření je nutno vycházet z poznatků o paleogeografickém vývoji pánve, určit základní strukturní jednotky a definovat hlavní zlomovou tektoniku, která je vytváří. Geologickými výzkumy neogénu východního Slovenska se zabývali zejména Homola — Slavík — Slavíková (1956), Seneš — Švagrovský (1957), Janáček (1959, 1961), Buday (1959, 1960, 1963, 1964).

Jen ve stručnosti uvádíme, že spodnomiocenní sedimentační prostor je vázán na s. část pánve. Ve středním miocénu se pánev rozšiřuje k jihu, zaplavena zůstává prešovská část Košické kotliny, v lanzendorfské sérii (mimo elevační oblast Ptrukša) záplava postupuje až k Zemplínskému ostrovu. Ve svrchním miocénu je zaplavena celá pánev, mimo moldavské části Košické kotliny. V pliocénu se sedimentační prostor posunuje k jihu, severní část pánve se stává souší a transgrese proniká do moldavské části Košické kotliny a doposud členité podvihorlatské oblasti. Vývojový proces je dotvářen vulkanickou činností, která vrcholí v pliocénu vznikem Prešovsko-Slánských hor a Vihorlatu. Vznik pánve a jejich hlavních strukturních jednotek je podmíněn zlomovými liniemi I. řádu v rámci alpsko-karpatské soustavy.

Výsledování základních strukturních elementů je úkolem tíhového měření. Ve východoslovenském neogénu je detailně proměřena setinnými gravimetry jak Potiská nížina (Blížkovský — Kocák 1961), tak i v. část

Košické kotliny (Odstrčil 1965). Neproměřena zůstává oblast Prešovsko-Slánských hor a moldavská část Košické kotliny. Toto měření upřesnilo podstatně poznání tíhového pole, byly zachyceny i drobné anomálie, které souvisejí se zlomovou tektonikou II. řádu.

V tíhových mapách takových kvalit má každé vyklenutí isočar, změna směru i jejich rozdílná hustota reálný vztah ke geologické stavbě území. Ukazuje se, že některá hlavní zlomová pásma se v tíhovém poli vyznačují zhuštěním isočar a prudkými změnami v jejich kresbě. Při hledání souvislostí tíhového pole se základní stavbou neogenní pánve jsme vycházeli z mapy Bouguerových anomálií a odvozených map druhých derivací (vypočtených podle Elkinsovy formule pro $S=0,75$ km a $S=1,5$ km).

Z těchto map vyplývá, že převládající směry uplatňující se v tíhovém poli jsou SZ a SV. Směry S—J jsou zásadní pro Košickou kotlinu, kdežto v Potiské nížině se nijak výrazně na mapě Bouguerových isonomál neprojevují. Toto zjištění je v souladu s geologickými poznatky získanými vrtným a základním průzkumem a souhlasí s průběhem základních zlomových linií. Vrtně bylo zjištěno, že severojižní zlomy v Potiské nížině (albínovský, dvorianský, parchovanský) nenarušují hlubší sedimentární serie a zanikají v bazální části vyslazeného tortonu (Janáček—Pagáč 1961). Na zanikání severojižní zlomové tektoniky do hloubky poukazují i mapy druhých derivací. V mapě o $S=0,75$ km, která odráží mělejší vlivy, se zcela zřetelně uplatňují směry severojižní (hrášť albínovská, parchovanská i trhovištská), kdežto na mapě s účinkem hlubších vlivů o $S=1,5$ km význam severojižních směrů zaniká a zřetelně se projevují směry SZ a SV. Tento odlišný vztah potvrzuje zjištění, že s hloubkou vzrůstá význam karpatských a radiálních poruch a podtrhuje základní koncepci tektoniky Budaye (1960).

Z tíhových jednotek, které mají sz. směr, jsou v Potiské nížině nejvýznamnější *centrální deprese prešovsko-trebišovská, hřbetní pásmo kapušansko-michalovecké, kladný tíhový výběžek iňačovecký, tvořící pokračování kapušansko-michaloveckého hřbetu k JV, sobranecká anomálie, tíhový výběžek u Ptrukši a Albínova*. Na jihu je to výrazný *tíhový pruh zemplínský*. V Košické kotlině tento směr sleduje *myšlanský hřbet*; k SZ navazuje na tíhový výběžek vyvolaný gemeridním podložím. Sz. směr má rovněž průběh isolinií v oblasti Prešova.

Z tíhových jednotek, které sledují příčný sv. směr je v Potiské nížině nejvýraznější tíhová deprese, která souvisí s *bánoveckou vkleslou krou*. Příčné směry isolinií v Podvihorlatí poukazují na příčné kernou stavbu. Na SZ má příčný směr *hanušovská hrášť*. V jižní části pak příčný směr sleduje *malčická anomálie, bešansko-čičarovecká elevační zóna, nosovitý výběžek u Zatína* a kerná stavba sv. svahů Zemplínského ostrova.

V Košické kotlině je tento směr zastřen. Uplatňuje se, a to zejména v centrální části na rozdíl od Potiské nížiny v základních rysech směr S—J s lokál-

ními náznaky směru karpatského a příčného. Dominujícím prvkem je *centrální deprese* probíhající souběžně se z. okrajem Slánských hor. Souhlasně probíhají v sj. směru isolinie při západním okraji pánve. Význam tohoto směru na základní stavbu pánve nelze zatím spolehlivě ocenit, protože chybějí poznatky podrobnějšího seismického měření, které je zde v počátečním stádiu a zejména údaje hlubinných vrtů. Nicméně určité podklady nám poskytuje mapa druhých derivací o $S=1,5$ km, která naznačuje, že zejména v jižní části Košické kotliny jsou charakteristické sz. strukturní jednotky. Centrální deprese se rozpadá na řadu lokálních anomálií a rovněž se projevují náznaky karpatského směru. Předpokládáme, že zde S—J směr nesouvisí jen s reliéfem neogenního podkladu, ale uplatňuje se ještě i vliv hlubší stavby.

Na objasnění vztahů tíhového pole a geologické stavby má mimo všeobecně platných faktorů (diferenční hustota neogén-podloží, petrografické změny v podloží pánve, petrografické změny neogenní výplně-vulkanity) značný vliv i regionální tíhový gradient.

Na ty strukturní jednotky, které jsou ve vztahu s vulkanity bazického charakteru, upozorňuje magnetika (Man 1961). Proměřená je celá východoslovenská pánev, detailně Potiská nížina. Na základě fyzikálních vlastností bylo prokázáno, že na diferenciaci magnetického pole mimo bazických eruptiv mají vliv i přemístěné produkty bazického vulkanizmu, které jsou součástí sedimentární výplně (pyroklastika, tufy, tufity). Vulkanity bazického charakteru jsou podmíněny kladné magnetické anomálie u Beši, Čičarovců, Polan, Malčie, v okolí Stredy n. B. a u Ruskova. Směrové uspořádání eruptivních center souhlasí s průběhem uváděných hlubinných zlomů.

Regionální magnetické anomálie charakterisované pravidelnou, téměř kruhovou kresbou isočar souvisejí s vulkanity, které jsou uloženy nehluboko pod povrchem. Jsou vázány na depresní části pánve. Jen rozsáhlá kladná anomálie v prostoru Sečovce—Vel. Kapušany podle hloubkové interpretace není vyvolaná jen sedimenty se zvýšenou susceptibilitou, ale projevuje se patrně i vliv bazického tělesa v hlubší části výplně, případně i nejsvrchnějších patrech podloží.

Pro interpretaci zlomů jsou významné deformace regionálního magnetického pole vyvolané rozdílnou hloubkou magneticky pozitivního souvrství, na různých krácích. Týká se to zejména severojižních poruch (kochanovské, albínovské, dvoriánské a parchovanské), které takové souvrství, rozložené v prostoru Sečovce—Trhovište porušují. Snížené hodnoty vykazuje hrást albínovská a parchovanská, na kterých tufogenní souvrství je oddenudováno, takže pokleslé kry se projevují zvýšenými hodnotami. Obdobně i v Košické kotlině jsou deprese magneticky kladné, kdežto např. myšlanská hrást s malými mocnostmi neogénu se projevuje minimálními hodnotami.

Největší význam pro interpretaci zlomové tektoniky má seismické měření používané zejména v naftové prospekci, kde předmětem průzkumu je vymezení elevací. Struktury vázané na dislokace jsou v neogenních pánvích nejhojnější a proto je věnována hlavní pozornost zlomovým liniím.

Problematika interpretace zlomů je o to komplikovanější, že v pánvi nejsou ve větším rozsahu vyvinuty vůdčí seismické horizonty. Takové obzory se vyskytují jen lokálně a nemají regionální uplatnění. Ve východoslovenském neogénu výrazné reflexy jsou často pozorovány v nadloží solných poloh (zóna aglutinancí) a v některých tufitických souvrstvích.

Vyhledávání zlomů seismickými metodami je opřeno o geologickou interpretaci seismických řezů. Otázkou interpretace se zabývala v ČSSR řada autorů. Významné jsou práce Dlabače—Adama (1959) z Podunajské pánve, a z východoslovenské neogenní pánve Beránka—Kocáka (1963), ve kterých byly popsány projevy zlomů v seismických profilech.

Všeobecně lze uvést, že v reflexní seismice se výrazněji projevují zlomy syntektické oproti antitetickým. Rovněž tak významný je vztah funkce zlomů ke stáří porušeného souvrství. Zlomy synsedimentární se oproti zlomům epigenetickým projevují výrazněji. Při nedostatku jiných údajů bývá tato indikace často jediným vodítkem pro určení stáří zlomu.

Úloha seismiky pro sledování poruch je významná zejména v oblastech s diskordantně uloženým mladším souvrstvím, které již není staršími zlomy porušováno. Jako příklad lze uvést východní část Potiské nížiny, kde řada poruch zjištěných na povrchu je jv. od vrbnického zlomového pásma zastřena až 1000 m mocným pliocénem. V následujícím se zabýváme popisem projevů jen významnějších zlomových linií.

V sv. části pánve dominuje výrazný strukturní prvek — *zbudzansko-zalužická hrást*, omezená *zalužickými zlomy* s úklonem k SV a *petroveckým zlomem* ukloněným k JZ. Zalužický zlomový systém a petrovecký zlom se v profilech projevuje předsunutými antiklinálami a rozdílnými úklony plošek. K významnějším poruchám karpatského směru v sv. části pánve patří *močaranský zlomový systém*, ukloněný k JZ. Jižně od vrbnické poruchy vrtně dosud zjištěn nebyl, jeho průběh byl interpretován z reflexně—seismických profilů. V blízkosti zlomového pásma jsou charakteristické rozdílné úklony plošek, v některých případech je nápadné vymizení reflexů pod zlomem a místy jsou patrné přímé odrazy od zlomové plochy.

Podle refrakčního měření které potvrdilo jeho přítomnost, amplituda u Stretavy na rozhraní neogén—podloží je cca 600 m. Týmž refrakčním profilem, který spojuje vrty Iňačovce — 1, Stretava — 7 a Ptrukša — 2 byla potvrzena i existence zbudzansko-zalužické hrástě. Rozhraní neogén—podloží je charakterisováno lomenými vlnami o rychlosti 5.750 m/s. a 5.800 m/s.

Další významnou poruchou karpatského směru zjištěnou geofyzikálně a později vrtně potvrzenou je *zlom trhovištský*. Je zřetelný výraznými projevy na seismickém profilu, jeho přítomnost byla potvrzena korelací stratigrafických rozhraní hlubinných vrtů Bánovce — 1, 2 a Krásnovce — 1.

Z příčných poruch (sv. — jz. směru) je nejvýznamnější *vrbnické zlomové pásmo*, omezující na SZ *bánoveckou vkleslou kru*. Projevuje se výrazně prakticky na všech profilech. V tíhové mapě je indikováno nahuštěním isočar.

Další poruchou interpretovanou pouze z geofyzikálních materiálů je *zlom falkušovecký*, který nebyl dosud vrtně ověřen. Zlom omezuje na JV *bánoveckou vkleslou kru*. Na jeho existenci usuzujeme z příznaků v reflexně seismických profilech, z nesrovnalostí při korelaci stratigrafického rozhraní mezi stretavskými vrty a vrty u Bánovců a Krásnovců a z deformace tíhového pole.

V jižní části pánve probíhá v karpatském směru významný *zlomový systém trebišovský*, oddělující jz. elevační křídlo pánve od kapušansko-trebišovské deprese. Jedná se z geofyzikálního hlediska o jeden z nejlépe se projevujících zlomů. Na seismických řezech lze jej bezpečně indikovat podle anomálních odrazů od zlomové plochy, a podle rozdílných úklonů odrazových plošek na sousedních kráčích. Jeho průběh byl upřesněn strukturním vrtním průzkumem.

Ze sj. poruch je ze seismických řezů patrný *zlom albínovský*, který byl ověřen vrtně. Projevuje se změnou úklonů reflexů na pokleslé a vysoké kře, a jak bylo již uvedeno, i z magnetického měření.

V Košické kotlině, kde seismický průzkum je v počátečním stadiu, byla zlomová tektonika řešena ze seismických profilů jen rámcově. Jako geofyzikálně výraznou poruchu lze uvést *zlom svinický*, omezující na východě *bidoveckou kru*. Na profilech se projevuje deformacemi reflexů podél zlomu, tj. vleků a předsunutými antiklinálami.

Interpretované zlomové linie byly z převážné části ověřeny vrtně. Jedná se o ty zlomové systémy, které vyvolávají registrovatelné fyzikální anomálie (zpevnění, tlaková deformace a tektonická roztržitost, litologické vlivy a pod.). Dosažené výsledky jsou tedy závislé na stavu přístrojové techniky. Jako příklad může sloužit srovnání výsledků tíhového měření desetinným a setinným gravimetrem v Potiské nížině.

Ústav užití geofyziky,

Brno

LITERATÚRA

- [1] Beránek B. — Kocák A., 1963: Geophysikalische Erforschung im Gebiet der Potiská nížina. Geofyzikální sborník sv. XI, Praha. — [2] Blížkovský M. — Kocák A., 1961: Detailní gravimetrický průzkum v severní části Potiské nížiny. Zpráva ČND —

geofiziky Brno. Geofond Bratislava. — [3] Buday T., 1959: Přehled vývoje neogénu západních Karpat. Časopis pro min. a geologii, sv. IV, Praha. — [4] Buday T., 1960: Vysvětlivky pro list generální mapy M-34-XXVIII — Košice. Zpráva ÚÚG Praha. Rukopis; Geofond Praha. — [5] Buday T., 1963: Tektonický vývoj a stavební styl karpatských neogenních pánví. Doktorská disertační práce. Archiv ÚÚG Praha. — [6] Buday T. (in Matějka A. a kol. 1964). — [7] Dlabáč M. — Adam Z., 1959: Geologická interpretace reflexně-seismického měření v Malé dunajské nížině, tektonické členění a rozbor struktur. Zpráva ČND — VÚ a Geofiziky Brno. Geofond Bratislava. — [8] Homola V. — Slávik J. — Sláviková K., 1956: Přehled geologie východoslovenského neogénu. Práce Ústavu pro naft. výzkum, řada E publ. č. 9 — 13. Praha. — [9] Janáček J.; 1959: Stratigrafie, tektonika a peleogeografie neogénu východního Slovenska. Geologické práce, Zošit 52, Bratislava. — [10] Janáček J.; 1961: Závěrečná zpráva o mapování 1:50 000 list Michalovce (M-34-116-D). Sedimentární neogén. Zpráva GÚDŠ. Rukopis; Geofond Bratislava. — [11] Janáček J. — Pagáč I., 1961: Zhodnocení průzkumu elevačních oblastí Albínov, Trhovište, Pozdišovce z hlediska nových stratigrafických a tektonických poznatků. Zpráva ČND Hodonín. Rukopis; Geofond Bratislava. — [12] Matějka A. a kol., 1964: Vysvětlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M-34-XXII — M-34-XXVIII Zborov — Košice. Bratislava. — [13] Odstřel J., 1965: Detailní tíhový průzkum Košické kotliny. Zpráva ČND — geofiziky Brno. Geofond Bratislava. — [14] Seneš J. — Švagrovský J.; 1957: Neogén východného Slovenska. Geologické práce, Zošit 46, Bratislava. [15] Man O., 1961: Záv. zpráva o magnet. průzkumu východoslov. neogénu. Rkp., Geofond, Bratislava.

GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 47

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava,

vo Vydavateľstve SAV v Bratislave roku 1969

Vedecký redaktor: Dr. Ondrej Samuel, CSc.

Vytlačili: Tlačiarenské závody PRAVDA, závod Bratislava písmom garmond Extended
AH 14,62, VH 15,09

Tematická skupina 03/9

Cena brož. Kčs 20.—