

## Hornádsky zlomový systém a jeho problémy

(7 obr. v texte)

PAVOL GRECULA — MICHAL KALIČIAK — IMRICH VARGA\*

### Горнадская система нарушений и её проблемы

Горнадская система нарушений представляет состав параллельных разломов, которые возникли в нижнем и среднем бадене.

Она не достигает больших глубин, ненарушает сарматский фундамент всей его мощности. Также с ней не связаны неовулканические образования Восточной Словакии. Неовулканизм связан с местами скрещивания больших поясов дисконтинуит а именно балатонско-дарговской и загребско-земплинской зоны с перипанонским тектоническим поясом. Горнадская линия как глубинный разлом несуществует и нельзя его сопоставлять с зоной Балатон—Даргов и Загреб—Земплин.

### The Hornád fault system and its problems (Eastern Slovakia)

The Hornád fault system in the Košice basin represents a group of several parallel to subparallel normal faults dipping to the east. These faults originated probably already in the Lower and Middle Badenian but manifested itself only in sedimentary development of the Upper Badenian (the Kolčovo formation). The Hornád fault system caused gradual down-faulting of inner West Carpathian units into the basement of the East Slovakian Neogene molasse. The Hornád fault system had any influence on the distribution of the neovolcanic activity. As the Hornád fault system does not have deep foundation, it does not disturb the crust in its whole thickness. The Hornád line as a deep fault do not exist. Roles attributed to the Hornád fault system have other main discontinuity belts in Eastern Slovakia as the Rába—Rožňava, Balaton—Darnó and the Zagreb—Zemplín discontinuity belt.

Náhľady na základné stavebné prvky Západných Karpát sa od vydania prvého súborného spisu V. Uhlika (1903), a najmä od spoznania ich príkrovovej stavby roku 1907 vyvíjajú už sedem desaťročí. Novodobé geologické výskumy územia Slovenska za ten čas spresnili význam takmer všetkých ich základných elementov a umožnili dnešný obraz o geologickom vývoji tohto horstva. Pre ostatné roky je príznačný rýchly vývoj syntetizujúcich prístupov

\* RNDr. Pavol Grecula, CSC., RNDr. Michal Kaličiak, RNDr. Imrich Varga, Geologický prieskum, p. p. A-21, 040 51 Košice.

najmä z hľadiska novej globálnej tektoniky, ktorá sa usiluje uplatniť svoje princípy aj pri výklade geologického vývoja Karpát.

Nie všetky prvky geologickej stavby však boli predmetom sústredenej analýzy vzniku a vývoja, takže sa ich význam v stavbe Západných Karpát vysvetľuje viac-menej na základe tradície. Práce vykonané v oblasti východného Slovenska ukázali, že je účelné zaoberať sa problematikou hornádskej línie (V. Uhlig 1907). Jej význam v geologickej stavbe tejto časti Karpát sa doteraz nálezite neosvetlil a interpretuje sa tradične alebo len v súvislosti s potrebou vysvetliť odlišnosti geologickej stavby styčných území, pre ktoré sa nenašla odpoveď v detailne skúmaných okolitých územiach. Početné nové výskumy potvrdili potrebu novej analýzy tejto línie, čo je predmetom našej práce.

### Doterajšie definície hornádskeho zlomového systému

Hornádsku líniu v geologickej literatúre definoval V. Uhlig (1907)\* a charakterizoval ju ako S—J zlom, na ktorom sa končia jednotky vnútorných zón západokarpatského horstva.

Zistenie severojužnej zlomovej línie v údolí Hornádu viedlo k snahe vysvetľovať odlišnosti v stavbe Karpát jej vplyvom. I. P. Voitești (1921, s. 9—10) píše o spojitosti hornádskej línie s hypotetickým dlhodobým vplyvom línie Peceneaga—Camena na vývoj stykovej oblasti Západných a Východných Karpát. Vplyv poklesov vyvolaných pohybmi pozdĺž línie Peceneaga—Camena sa podľa neho na vnútornej strane karpatského oblúka spája s poklesovými pohybmi na zlome pozdĺž Hornádu, odrezávajúcom východnú stranu Tatier. Spoločný vplyv oboch línií je vysvetlením, prečo je v tejto oblasti najnižšia časť Karpát (Dukliansky priesmyk), tvoriaca prirodzenú geografickú hranicu. Pod vplyvom tejto línie sa podľa tohto autora mezozoikum na niektorých bradlách redukuje. Uvedené črty zapríčiňuje spoločný vplyv veľkých tektonických línií.

Do slovenskej geologickej literatúry uviedol termín hornádsky zlom D. Andrusov (1938, 1943). Charakterizuje ho ako mohutný zlom pozdĺž údolia Torysy porušujúci vrstvy mladšieho miocénu („tortónu“) a jeho vznik možno odvodiť z menších horotvorných procesov podmieňujúcich celkom slabé vrásnenie, po ktorom vznikli dosť intenzívne zlomové poruchy najprv uprostred miocénu (medzi „helvétom“ a „tortónom“) a opakovali sa v slabšej forme ešte počiatkom pliocénu (D. Andrusov 1943, s. 42—43).

Hornádsky zlom bol v nasledujúcom období mimo pozornosti. Opätovný záujem vyvolal až v období 1955—1960 v súvislosti s novými výskumami východného Slovenska. J. Seneš (1955) a J. Seneš — J. Švagrovský (1957, s. 262) prikladajú zlomom hornádskeho smeru v geologickej stavbe celej neogénnej panvy vedúcu úlohu. Vznik týchto zlomov (smeru S—J) nie je podľa nich presnejšie definovaný, avšak počas „tortónu“ (pohyby mladšej skupiny štajerskej fázy a za nimi nasledujúce epeirogenetické pohyby) sa

---

\* Charakteristika hornádskej línie V. Uhliga vychádza už zo starších prác F. Hauera (1859), v. Richthofena (1868), Gy. Szádeczkého (1897) a H. Böckha (1905).

tieto staré zlomy severojužného smeru prehľbovali. Staré založenie zlomov hornádskeho smeru vyplýva z konštantnej polohy západnej hranice východoslovenského neogénu.

Výraznou hranicou vo veľkej stavbe Karpát je hornádsky zlomový systém podľa M. Máška — V. Zoubka (in T. Buday et al. 1960), podľa ktorých "...Slovenský blok (starý podklad) sa na V prudko norí do hĺbky podľa sústavy severojužných poklesových zlomov hornádskeho". Za najvýchodnejšie východy slovenského bloku pokladajú predneoidné útvary v zemplínskej hrasti (ibid., s. 162). Ich poňatie zrejme vychádza zo skôr postulovaného charakteru tzv. hornádskej jazvy prvého radu, v ktorej sú všetky pásma medzi gemeridným a vysokotatranským pásmom, charakteristické pre Západné Karpaty (v podstate veporidy), pohltené. S týmto zjavom súvisí aj intenzívne tektonické prehnatenie, dislokačná metamorfóza a zošupinatenie tatrid v údolí Hornádu (V. Zoubek 1957, s. 40).

Hornádsky zlomový systém sa tak postupne stával prvoradým tektonickým prvkom východnej časti Západných Karpát. Pri charakteristike základných črt územia medzi Západnými a Východnými Karpatmi pripisujú B. Leško — J. Slávik (1967) hraničný význam hlavným priečnym zlomom. Podľa nich hornádsky zlom (v uvedenom zmysle) obmedzuje slovenský blok s fáciami typickými pre Západné Karpaty. Predtriasové jednotky na východ od hornádskej zóny dislokácií majú preto trochu odlišné črty (nižší stupeň metamorfózy, stopy uhlia, nedostatok čiernych fylitov a podobnosť facií karbónu a permu v zemplínskom ostrove), ktorými sa odlišujú od doteraz najčastejšie porovnávaného paleozoika Čiernej hory. Usudzujú, že zemplínske paleozoikum nemožno paralelizovať s tatridným kryštalinikom (l. c., s. 169—172). Z toho vyvodili, že hornádsky zlomový systém spolu s vihorlatským zlomom (smeru JJZ—SSV) boli hranicou a oblasť medzi nimi má spoločné znaky Západných aj Východných Karpát. Upozorňujú však, že pohyby na týchto systémoch dislokácií prebehli až počas finálnej fázy vzniku štruktúry Karpát a ich úloha v tektonickom, vulkanickom a paleogeografickom vývoji oblasti sa stala významnou až vtedy. Sú to podľa nich zóny diskontinuit, ktoré pravdepodobne existovali od mezozoika po pliocén. Z argumentácie je zrejmé, že aj keď dôkazy o pohyboch na hornádskom zlomovom systéme boli až z obdobia vývoja neogénu, predpokladajú aktivizáciu podstatne starších zlomov, ale bez presnej definície a lokalizácie takeého starého systému dislokácií. Podľa uvedených autorov definícia hornádskeho zlomového systému pochádza od D. Andrusova (1938).

Týmto spôsobom sa dospelo k dost komplexnému poňatiu úlohy hornádskeho zlomového systému. Podľa M. Maheľa (1969, s. 21) morfotektonicky výrazné hornádske zlomové pásmo oddeľuje dva stavbou veľmi odlišné bloky: centrálnokarpatský segment od východnejšieho, ktorý má iný typ paleozoika (karbónu: mimokarpatského) a jednoduchšiu štruktúru mezozoika (bez chočského prikrovu, bez zliechovskej série v križňanskej jednotke a bez možnosti oddelenia križňanskej a obalovej jednotky). Ďalšie výskumy humenského mezozoika preukázali (M. Maheľ 1971a, s. 245), že ono predstavuje najskôr koncovú časť karpatskej geosynklinály, v ktorej sa len v istých kratších časových intervaloch uplatňujú faciálne rozdiely. Humenské mezozoikum je faciálne kondenzované s fáciami rozličných faciálnych zón; nie je faciálno-štruktúrne diferencované. Podobné znaky sa prejavujú aj v mezozoiku Malých Karpát, aj keď nie v takom rozsahu (M. Maheľ, l. c.).

Z uvedeného vychodí, že vplyv hornádskeho zlomového systému na vývoj mezozoika Karpát ostal naďalej nejasný.

Ani výskum neogénu východného Slovenska interpretovaný v súbore generálnych máp neobjasnil úlohu hornádskeho zlomového systému úplne. Podľa T. Budayho — I. Cíchu (in T. Buday et al. 1967, s. 453) je hornádska línia dôležitým prvkom podmieňujúcim hlavne západné obmedzenie východoslovenskej panvy. Východoslovenská neogénna panva leží nad jednotkami zodpovedajúcimi centrálnym pásmam Karpát alebo ich pokračovaniu. Smery a štruktúry panvy sú súhlasné so smermi neoidných štruktúr podložia. Význam hornádskeho zlomu sa prejavuje v niektorých štruktúrnych a paleogeografických zmenách vo flyšovom pásme, v centrálnom pásme a v predmezozoickom podloží. Tieto zmeny autori bližšie nerozvádžajú. Nápadný je podľa nich odlišný vek a vývoj mladšieho paleozoika gemeríd a zemplínskeho ostrova. Podľa uvedených autorov pochádza definícia hornádskej línie od I. P. Voiteštiho (1921).

Medzitým nové výskumy neogénu východného Slovenska spresnili význam severojužných zlomov v Košickej kotline (J. Janáček 1958, 1959, 1967, J. Janáček et al. 1975, Čverčko 1968, R. Rudinec 1969, 1973, 1976, J. Slávik 1974, D. Ďurica 1976 a i.). Domnienka o hlbinnom založení, starom pôvode a dlhotrvajúcej aktivite hornádskeho zlomového systému napriek tomu — aj keď v menej výraznej podobe — zotrváva. M. Maheľ (1971b, s. 165) píše, že vo vývoji východoslovenského neogénu v druhej etape vývoja poštajerskej panvy (koncom „tortónu“) sa uplatnili severojužné smery (albinovský, dvoriansky a parchoviansky zlom). Tie nenarúšajú hlbší podklad a zanikajú už v bazálnej časti vysladeného „tortónu“. Naopak v Košickej kotline severojužný systém, geneticky spätý s hornádsym zlomom, má staré zloženie. Pre neovulkanity má malý význam, pretože (l. c., s. 166) výstupy neovulkanitov podmieňuje prepojenie križovania systémov zlomov smeru SV—JZ a SZ—JV. Inde M. Maheľ (1975, s. 243) uvádza, že zlomy stredoslovenskej a hornádskej oblasti priekop zasahujú do väčšej hĺbky a sú s nimi späté prejavy neskorogeosynklinálneho vulkanizmu stredného Slovenska a Prešovsko-tokajských hôr. Uvádza tiež, že sa hornádska línia prejavuje v štruktúre flyšovej zóny (okno Živiec).

### Úloha hornádskeho zlomového pásma vo vývoji Karpát

#### *Predmezozoické útvary*

Na porovnanie predmezozoických útvarov máme k dispozícii len sporadické údaje z bezprostrednej blízkosti hornádskeho zlomu (hlavne z jeho východnej strany). Nedostatočné sú aj paleontologické dáta. Podkladom na porovnanie môžu byť preto len ucelenejšie spracované oblasti predpaleozoických a paleozoických útvarov, ako predmezozoické útvary Západných Karpát, zemplínske paleozoikum a Marmarošský masív. Údaje z týchto oblastí možno doplniť len sporadickými dátami získanými z podložia východoslovenského a zakarpatského neogénu pri výskume živíc.

Doterajšie pokusy porovnať predmezozoické jednotky Východných a Západných Karpát hľadali podobnosť sérií Marmarošského masívu a jednotiek centrálnych Západných Karpát (A. K. Bojko 1970, S. G. Rudakov 1971,

V. G. Sviridenko 1976, I. P. Zlatogurskaja et al. 1976 a i.). Do veľkej miery naozaj možno litologicky porovnávať belopotockú sériu s tatridným kryštalinikom (svory, ruly, amfibolity, metakvarcity). Vek belopotockej série bol predtým rádiometricky určený za predkamrický (585—700 mil. r.; N. P. Semenenko et al. 1969), avšak podľa A. K. Bojka (1970, s. 220—222) je doložený len vek metamorfózy a intrúzie biotitických plagioklasových ortorúl v intervale 342—330 m. r. a mladšia metamorfóza vo fácií zelených bridlíc a v epidotovo-amfibolovej fácií (l. c.) v intervale 280—342 m. r.

Podľa citovaných sovietskych autorov predmezozoické útvary Marmarošského masívu a Cívčinských hôr sa zrejme podobajú staršiemu paleozoiku a kryštaliniku Západných Karpát a problémy ich stratigrafického rozpätia sú obdobné. Markantný menší podiel granitoidov v Marmarošskom masíve môže byť aj druhotným prejavom, pretože aj predmezozoické útvary v pokračovaní tohto pásma na území Rumunska obsahujú veľké masy granitoidov (M. Săndulescu — I. Bercia 1974 in M. Maheľ et al. 1974, s. 241). Aj delovecká a megurská séria A. K. Bojka (l. c.) alebo delovecká séria S. G. Rudakova (l. c.) dobre korešpondujú s litologickou náplňou a sledom staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria a iných staropaleozoických vývojov Západných Karpát (harmónska séria, hrnský komplex). Aj petrochemické črty paleovulkanitov oboch oblastí svedčia o možnosti porovnávať ich.

Podľa V. I. Slavina et al. (1975) patrí Marmarošský masív k vnútorným Karpatom a buduje ho komplex prikrovov. Podľa nich sú jadrové pohoria Západných Karpát a Marmarošský masív analógmi a majú rovnaký tektonický štýl s rozdielmi iba vo veľkosti horizontálneho posunu. Stratigrafické rozpätie a litologická náplň oboch oblastí sú porovnateľné (l. c., s. 296) a doteraz sa vyskytujúce názory o odlišnosti kryštalinika Východných a Západných Karpát, vyplývajúce z oddelenia pieninským hlbinným zlomom, nie sú plne zdôvodnené. Podstatne odlišný náhľad zastáva napr. O. S. Vjalov (1975) a V. G. Sviridenko (1976, s. 399), podľa ktorých nemožno hľadať analógiu medzi marmarošským kryštalinickým masívom a centrálnymi Karpatmi, lebo ich oddeľuje bradlové pásmo (O. S. Vjalov 1975) alebo pieninský hlbinný zlom založený pred kambriom (V. G. Sviridenko 1976, s. 399).

Kryštalinikum a mezozoikum centrálnych Západných Karpát istotne pokračuje za hornádkym zlomovým pásmom do podložia východoslovenského neogénu. Vo vrte Kecerovské Pekľany sa pod neogénom prevrátili mezozoické horniny obalu Čiernej hory, mladšie paleozoikum a kryštalinikum korelovateľné bez ťažkostí s vývojom v Čiernej hore (R. Rudinec in J. Tözsér — R. Rudinec 1975, s. 95). Aj v iných oblastiach Košickej kotliny sa zistili mezozoické sedimenty podobné obalovým sériám Čiernej hory (R. Rudinec — J. Slávik 1970), ktoré umožňujú predpokladať prítomnosť rovnakého mladšieho paleozoika a kryštalinika aj pod týmito vývojmí.

Pravdepodobne staršie paleozoikum v podloží východoslovenského neogénu zastupujú vo vrte Rebrín 1 chloriticko-grafitické, sericiticko-chloritické a chloritické fylity, ktoré možno korelovať s profilmi vrtov Pozdišovce 1, Iňačovce 1, 2 a Vysoká 1 a ktoré D. Ďurica (1975) zaraďuje do iňačovsko-pozdišovského bloku východoslovenskej časti sečovsko-iňačovsko-užhorodskej elevácie. Podobné horniny zastihol aj vrt Ptrukša 22, kde už patria do pásma kapušianskej depresie. Aj na základe doterajších sporadických údajov možno prevráťané komplexy litologicky korelovať so starším paleozoikom Spišsko-gemerského

rudohoria a Marmarošského masívu, a to bez ohľadu na odlišnú geotektonickú pozíciu oboch oblastí.

Mladšie paleozoikum Marmarošského masívu zastupujú molasové sedimenty karbónu (terigénny karbón so stopami uhlia — A. K. Bojko 1975b, s. 62), pestrý perm (A. K. Bojko, l. c., F. I. Žukov 1971), členený na bazálne zlepenice, brekcie, piesčité aleurity, vulkanogénne sedimenty (tufy a tufolávy kyslých superkrustálnych vulkanitov) a aleurity so slabými šošovkami sadrovca. Vyššie sú spodotriasové kvarcity. Vek permských súvrství je doložený aj paleontologicky (L. A. Sergejeva 1975). Z uvedeného vyplýva veľká podobnosť s vývojom mladšieho paleozoika centrálnych Západných Karpát.

Z doterajších porovnaní sme zámerne vynechali mladšie paleozoikum zemplínskeho ostrova. Najnovšie výsledky vrtných prác ukazujú, že jeho analógmi nie sú vývoje centrálnych Karpát, ale jednotky doteraz zahrňané do maďarského medzihoria.

### *Mezozoické jednotky*

Vývoje mezozoika na oboch stranách hornádskeho zlomového systému sú faciálne príbuzné, čo umožňuje predpokladať paleogeografickú nadväznosť medzi oblasťami oddelenými dnes týmto zlomovým systémom. Ako sme už uviedli, mezozoikum obalu Čiernej hory pokračuje za hornádskeho zlomového systému a bolo preukázané vo vrtoch Kecerovské Pekľany 1, Ďurkov 1 a 2, kde sú karbonatické členy stredného a asi aj vrchného triasu. Aj podľa R. Rudinca — J. Slávika (1970) mezozoické horniny pokračujúce pod Slanské vrchy a do podložia východoslovenského neogénu reprezentujú obalovú sériu Čiernej hory. Podľa V. G. Sviridenka (1976) je aj trias kričevskej zóny (ktorú možno stotožniť so zemplínikom J. Slávika 1976) faciálnym ekvivalentom triasu ostatných oblastí centrálnych Karpát. Možný vplyv hornádskeho zlomového systému na vývoj humenského mezozoika sme už spomenuli.

### *Paleogén*

Podľa doterajších údajov centrálno-karpatský paleogén presahuje za hornádskeho zlomového systému smerom na juhovýchod. Odlišnú šírku a objem paleogénnych súvrství v podloží neogénu spôsobila predneogénna denudácia, a preto paleogeografické zmeny na hornádskom zlomovom systéme predpokladať nemožno. Tento názor dobre dokazujú údaje R. Marschalka (1975, s. 30) o paleosmeroch transportu a depozície materiálu vo flyši šambronsko-kamenického pásma a rekonštruované pozície zdrojov.

Zmeny vo vývoji bradlového pásma predpokladá S. S. Kruglov (in M. Mahel et al. 1974, s. 206). Podľa neho západne od hornádskeho zlomu (ktorý asi hral veľkú úlohu vo vývoji štruktúr vnútorných Karpát) geologickú históriu pieninského bradlového pásma veľmi ovplyvnili vnútrokarpatské masívy, najmä tatridy. Ako dokazujú výskyty konglomerátov, obnovujúce sa intenzívne pohyby masívov v kriede podmienili vznik konglomerátov v oblasti bradiel. Predpokladá, že východne od hornádskeho zlomu boli alebo menej intenzívne kriedové pohyby, alebo ich vplyv na vývoj bradiel bol podstatne slabší. Novšie výskumy R. Marschalka (1975) takýto vplyv hornádskeho zlomu nepotvrdili.

Podľa R. Marschalka — T. Korába (1975) paleosmery transportu

vo vonkajšom pásme flyšových Karpát prekračovali priebeh hornádskeho zlomu, resp. jeho predpokladané severné pokračovanie, a dodávali materiál zo zdrojov, ktoré ležali na JV. Preto usudzujeme, že sa hornádsky zlom počas sedimentácie flyšových súvrství neprejavoval.

## Neogén

Východoslovenská neogénna panva predstavuje vnútrohorskú pozdĺžnu depresiu so zložitou prepadlinovou štruktúrou (T. Buday et al. 1967). Neogénny sedimentačný priestor sa formoval synchrónne s vrásnením flyšového pásma Karpát. Novšie (L. Stegena et al. 1975) sa na vysvetlenie vzniku neogénnych panví vnútri karpatského oblúka aplikuje model diapirizmu plášťa (pozri aj D. Vass 1976).

Východoslovenská neogénna panva je s podložnými štruktúrami súbežná. V priebehu sedimentácie sa os panvy presunula na juh a juhovýchod a začali sa uplatňovať synsedimentárne zlomy (J. Slávik 1974).

D. Andrusov (1938) na základe faciálnej analýzy spodnomiocénnych sedimentov Košickej kotliny zistil, že sedimenty „akvitánu“ a „helvétu“ (t. j. eggenburgu a karpátu) nevykazujú také faciálne zmeny, ktoré by signalizovali blízkosť pobrežia alebo aktivitu okrajového zlomu. Vedúcu úlohu v geologickej stavbe panvy pripisuje hornádskemu zlomu J. Seneš (1955) a J. Seneš — J. Švagravský (1957) a jeho vznik kladú do „tortónu“.

Štruktúrny prieskum Košickej kotliny (J. Čverčko 1968, 1970, 1974) zistil, že v najspodnejších častiach miocénu nie sú fácie dokazujúce existenciu okrajového zlomu. Potvrdili sa tým skoršie názory D. Andrusova (l. c.). Dokonca sa predpokladá (J. Slávik 1974), že spodnomiocénny sedimentačný priestor komunikoval na SZ so západoslovenským sedimentačným priestorom. Počas sedimentácie karpátu boli aktívne zlomy smeru SZ—JV (J. Čverčko 1970), ako je brestoviansky, bohdanovský a mirkovský zlom. Z karpátu sa postupne vyvíja baden (spodný a stredný baden v pelitickej širokomorskej fácií), ale ani počas jeho sedimentácie nemožno predpokladať existenciu okrajového zlomu severojužnej, t. j. hornádskej orientácie.

Vznik okrajového severojužného zlomu východoslovenskej neogénnej panvy čiže hornádskeho zlomového systému kladú viacerí autori do vrchného badenu (J. Seneš 1955, J. Seneš — J. Švagravský 1957, J. Janáček 1958, 1959, T. Buday 1960, J. Čverčko 1968, 1970, 1974, J. Slávik 1974, J. Janáček et al. 1975 a i.). Naproti tomu R. Rudinec (1973) predpokladá, že hornádske zlomy vznikli vo vrchnom oligocéne ako dôsledok sávskej fázy. Hornádske ulomenie bolo v období vrchného badenu podľa J. Slávika (1974) sústavou poklesov tvorených stupňovitými zlomami severojužného smeru medzi Slanskými vrchmi na východe a spojnicou Prešov—Košice na západe. Pásmo zahŕňa hornádsky, čižatický, kostoliansky a košicko-olšavský zlom s hĺbkovým dosahom 2500—3000 m a svinické zlomy s hĺbkovým dosahom 1200 m (J. Čverčko 1968). O existencii hornádskeho zlomového systému už vo vrchnom badene svedčí kolčovské súvrstvie (J. Čverčko 1968), ktoré je vyvinuté v typickej okrajovej, t. j. príbrežnej fácií. Podľa J. Čverčka (1968) sú to hrubozrnné štvrkovo-piesčité sedimenty prechádzajúce do jemných až pelitických sedimentov smerom do stredu panvy. Na báze súvrstvia sú štrkové obzory s prevahou karbonatických valúnov, poukazujúce na aktivizáciu po-

brežnej zóny tvorenej mezozoikom Čiernej hory.

Začiatkom sarmatu sa sedimentačný priestor východoslovenskej neogénnej panvy redukoval na juhovýchodnú časť a najvýznamnejšie subsidenčné pohyby sa odohrávali východne od vrbnického zlomového systému (mocnosť sedimentov až 2500 m). Panón — pliocén je vyvinutý predovšetkým v potiskej nížine a jeho rozsah a vývoj ovplyvňoval tiež vrbnický zlomový systém (J. Slávik 1974).

Z nášho prehľadu vychodí, že podľa doterajších prác sa hornátsky zlomový systém vo vývoji hraničnej oblasti medzi Západnými a Východnými Karpátmi prejavoval až od vrchného badenu. Preto nemožno prijať náhľady o mezozoikom alebo až paleozoikom založení tohto zlomového systému. Ani názory o súvislosti hornádskeho zlomového systému s hlbinnými zlomami Západných Karpát nie sú odôvodnené. V obsiahlej literatúre, ktorá sa akokoľvek dotýka úlohy a veku založenia pohybov na hornádskom zlomovom systéme, sú časté údaje vyvracajúce veľkú úlohu tohto systému zlomov vo vývoji predneogénnych štruktúr, avšak väčšinou zanikli medzi množstvom odkazov vysvetľujúcich rozpory v geologickej stavbe styčných území pod vplyvom tohto zlomového systému. Príkladom toho je názor M. Kuthana (in A. Matějka et al. 1964, s. 205), podľa ktorého, odhliadnuc od značného vplyvu na formovanie západného okraja neogénnej panvy od „tortónu“, nemajú zlomy hornádskeho smeru vo východoslovenskej panve taký veľký význam, aký sa im pripisoval. Aj geofyzikálne merania preukázali, že ostatné zlomové systémy sú významnejšie.

Morfoštruktúrny a geomorfologický význam hornádskeho zlomového systému viedol k preceneniu jeho geologického významu. Najstarším obdobím geomorfologického vývoja tejto oblasti (E. Mazúr — J. Kvitkovič in A. Matějka et al. 1964) vo vrchnom miocéne je etapa zarovnania reliéfu, ktorého zvyšky predstavujú dnešné chrbty na Z od hornádskeho zlomu. V tom období už existoval Hornád a jeho prítoky, ale ešte nebolo Rudohorie (a jeho morfologické pokračovanie Branisko a Čierna hora), ani Hornádska a Košická kotlina, ako ani Šarišská vrchovina v dnešnej podobe (l. c., s. 210). Vývoj tohto zarovnaného reliéfu sa na základe porovnania s ostatnými časťami Karpát v ČSSR, Poľsku a v Zakarpatskej Ukrajine kladie do obdobia od vrchného sarmatu po spodný pliocén. Tektonické pohyby, ktoré nasledovali po vzniku tohto zarovnaného reliéfu, erózia a denudácia vyvolané až nimi viedli k vytvoreniu dnešného reliéfu.

### Kinematická úloha hornádskeho zlomového systému

Z uvedených údajov vyplýva, že vplyv severojužného systému dislokácií, stotožňovaného s hornádskeho zlomovým systémom, na synsedimentárny vývoj predneogénnych útvarov tejto časti Karpát nemožno hodnoverne preukázať a doložiť.

Pri analýze možnej kinematickej úlohy zlomového systému severojužného smeru sa zaoberáme vrchnokriedovým obdobím tektogenézy (austrijská a subhercýnska fáza), ktoré bolo hlavným obdobím vzniku vrásovo-príkrovového systému centrálnych Západných Karpát (D. Andrusov 1968, 1975, M. Maheľ et al. 1974), ako aj Východných Karpát (V. I. Slavin et al. 1975, J. Slávik 1974, M. Săndulescu 1975).

Pre vnútorné Západné Karpaty sú charakteristické produkty mezoalpínskej kompresie a tvorba príkrovov s násunom superfaciálnych jednotiek v smere od JV na SZ a s veľkým skrátením pôvodného priestoru v rovnakom smere. Príkrovová stavba je doteraz bezpečne známa až po spojnicu Margecany—východný okraj Vysokých Tatier, resp. po samoško-margeciánsku líniu podľa Z. Rotha (1969). Príkrovová stavba na SV od tejto čiary nie je presnejšie definovaná (pozri aj Z. Roth, l. c.) a z doterajších údajov v oblasti na SV od margeciánskej línie vyššie subtatranské príkrovy (chočský a križňanský) nemožno dostatočne hodnoverne a bezpečne preukázať. Príčinou toho je sčasti aj doterajšia definícia spomenutých príkrovov, ktoré sa chápu ako typické faciálne príkrovy (Faciesdecke), kým tektonické aspekty ich vyčleňovania nie sú všade dostatočne známe. Na ich pravdepodobnú prítomnosť (v uvedenom zmysle) poukazujú niektoré lokálne vývoje mezozoických členov v Branisku, Čiernej hore a v humenskom mezozoiku, ako aj v ďalších výskytoch mezozoika až po ružbašský ostrov. Už sme uviedli, že doterajšie údaje o faciálnom vývoji mezozoika na SV od margeciánskej línie hovoria o tom, že ono predstavuje koncovú časť karpatskej geosynklinály a členenie na výrazné štruktúrno-faciálne zóny, podmieňujúce individualizáciu do príkrovových jednotiek typických pre Západné Karpaty, nie je možné (M. Maheľ 1967, 1971a).

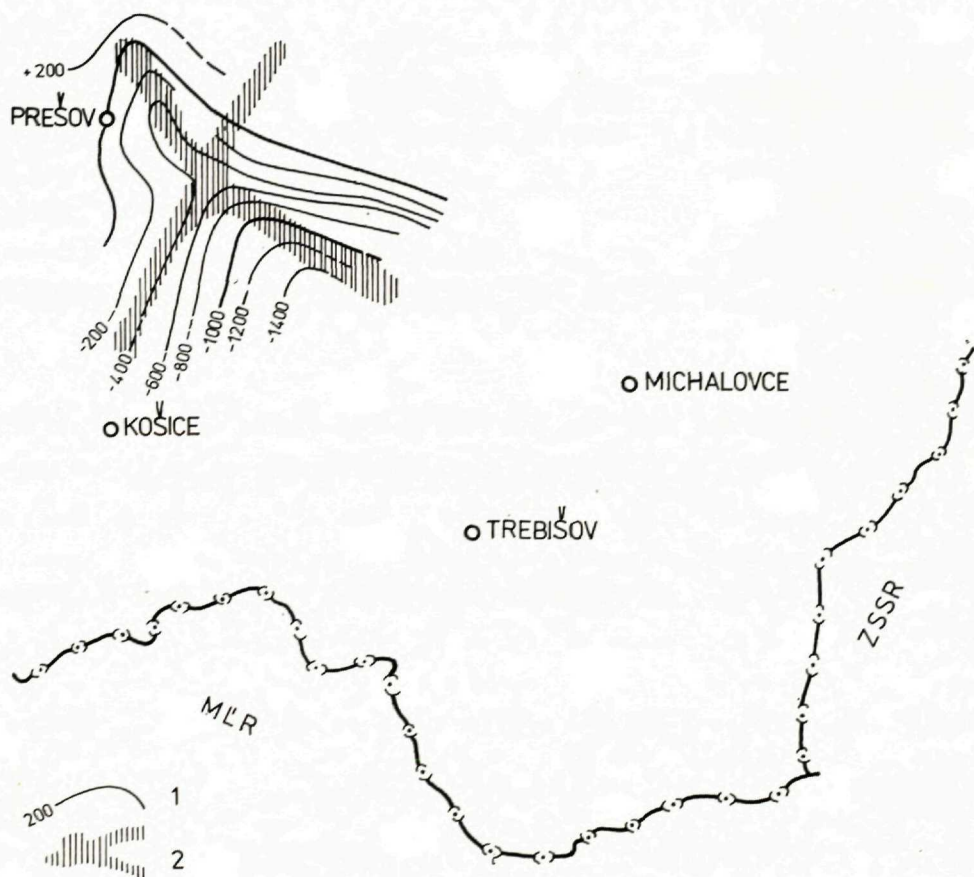
Na rozdiel od Západných Karpát v ukrajinských Karpatoch nachádzame príkrovovú stavbu so zreteľnou severovýchodnou vergenciou hlavných štruktúr. Fritom je nápadné, že šírka porovnateľných pásiem Východných Karpát je oproti centrálnym Západným Karpatom podstatne menšia (okolo  $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{4}$  šírky). Ak teda vychádzame z paralelizácie jednotlivých zón vnútorných Západných a Východných Karpát, musíme uvážiť, že všetky zóny Východných Karpát ekvivalentné Západným Karpatom budú v omnoho komprimovanejšej, zúženejšej forme.

Pomery zakrytých oblastí predneogénneho substrátu zakarpatskej panvy pokračujú na SZ do podložia východoslovenskej panvy. Doterajšie údaje z hlbokých vrtov a geofyziky poukazujú na to, že sa tieto pomery zhruba po systém vihorlatského zlomu alebo po vrbnický zlomový systém nemenia. Podľa mapy zakrytých oblastí Západných Karpát (O. Fusán et al. 1971), ako aj podľa výsledkov naftového prieskumu (D. Ďurica 1976, R. Rudinec 1976) za hornádkym systémom zlomov nachádzame v podloží východoslovenského neogénu najmä kryštalinikum a mezozoikum porovnateľné s vývojom v Čiernej hore a len v severovýchodnej časti panvy je úzky pás metamorfítov s nejasnou štruktúrnou príslušnosťou (v hrabovsko-michalovskej elevácii na SZ od Michaloviec — vrt Pozdišovce 1). Tieto metamorfity však istotne nepokračujú na SZ za líniou smeru JZ—SV, ktorá v podloží neovulkanitov nadväzuje na líniu Darnó (D. Ďurica 1976).

Z uvedeného vychodí, že segment vnútorných Karpát medzi margeciánskym zlomom na JZ, pieninským bradlovým pásmom na S a SV a vrbnickým zlomovým systémom na JV má z hľadiska strednokriedovej až vrchnokriedovej tangenciálnej tektogenézy špecifické postavenie zapríčinené osobitným vývojom mezozoických komplexov (M. Maheľ 1967, 1971a). Pre tento segment sú charakteristické okrajové západokarpatské vývoje mezozoika (triasu až jury) a súčasne východokarpatské smery štruktúr; vergencia od JZ na SV (pozri aj Z. Roth 1969). Vo vymedzenom segmente pravdepodobne nie sú typické veľké príkrovové štruktúry Západných Karpát, alebo ak sú, tak do veľkej

miery zahŕňajú kryštalinické série predmezozoického substrátu, mezozoikum v nich nestratilo svoj „obalový“ charakter a neoddelilo sa v podobe samostatných príkrovov od podložia, ale sa spolu s ním zúčastňuje na stavbe faciálnych príkrovov.

Na rozdelenie štruktúr z uvedeného hľadiska hornádska línia nevlplyva: rozdeľuje pohorie Čiernej hory na dve veľké kryhy (O. Fúšan et al. 1971, s. 77), z ktorých západná predstavuje vyzdvihnutú kryhu vystupujúcu na povrch veľkými plochami eróziou obnaženého kryštalinika. Východná kryha je poklesnutá a jej povrchové časti pod neogénom tvoria prevažne mezozoické útvary Čiernej hory. Smery štruktúr mezozoických jednotiek sa na hornádskom zlome nijako nemenia a zachovávajú priebeh SZ—JV ako v západnej, vyzdvihnutej kryhe. Pretože na hornádskom zlomovom systéme nenachádzame hranice vrchnokriedových príkrovov, možno z toho usudzovať, že tento zlomový systém v kriedovom štruktúrnom pláne územia nehral nijakú úlohu.



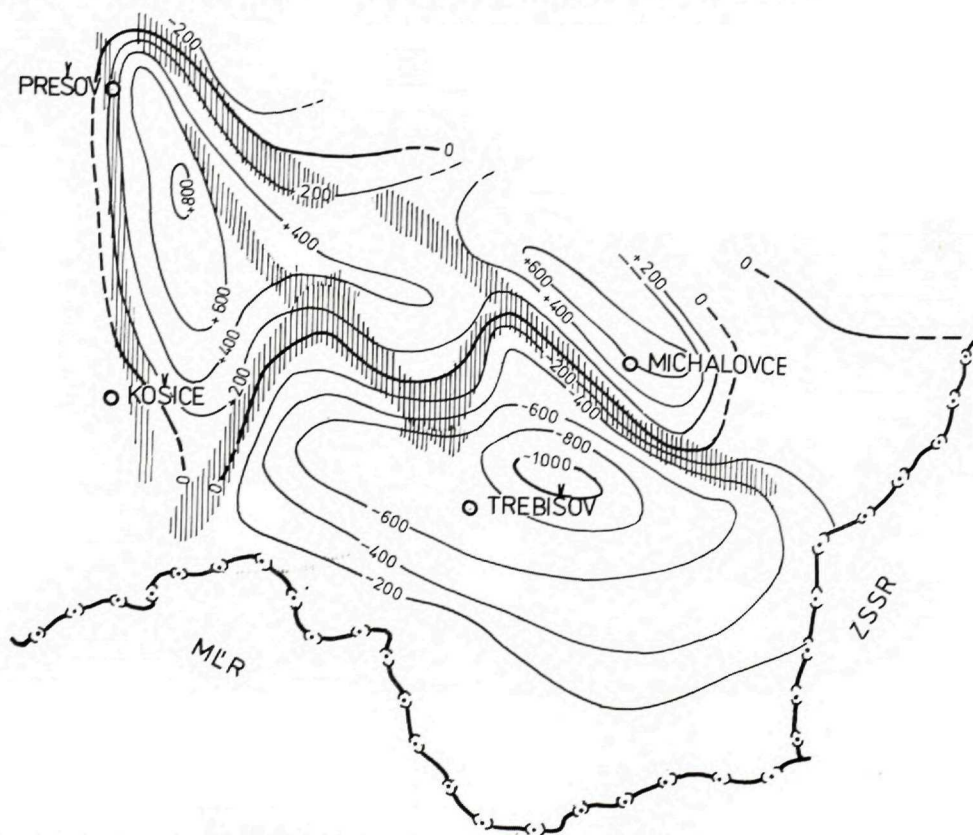
Obr. 1. Izokiny na hranici eggenburg—karpat

1 — izokiny v metroch, 2 — aktívne zlomy uvedeného obdobia

Fig. 1. Isokines on the Eggenburgian-Karpatian boundary

Explanation: 1 — isokines in metres, 2 — active faults of the period

Kinematickú úlohu priečných zlomov počas zaplňania a vyvrásnenia východoslovenskej časti centrálnokarpatského paleogénu možno spoľahlivo určiť podľa prác R. Marschalka (1968, 1975) a R. Marschalka — T. Kórába — (1975). Štruktúrna os flyšového žľabu lemuje pásмо centrálnych Západných Karpát jednotne z vonkajšej strany a jednotlivé litofácie sa vytvárali po celej dĺžke ulamovaním a pohlcovaním sialického substrátu centrálnych Karpát (okrem istej časti šambronsko-kamenickej zóny). Paleosmery transportu materiálu a tektonické deformácie nie sú na oboch stranách hornádskeho zlomového systému odlišné. Nemení sa tu ani šírka, litostratigrafická náplň a charakter deformácií pieninského bradlového pásma, ani sa neposúva, čo by poukazovalo na odlišnú mobilitu oboch blokov centrálnych Karpát oddelených hornádskeho zlomovým systémom. Pokračovanie štruktúrneho pásma šambronsko-kamenickej zóny za hornádskeho líniou smerom na JV je o. i. dokázateľné rovnakou asociáciou ťažkých minerálov tohto pásma (chrómspinelidy), odlišujúcich sa od prevažne granátovej asociácie marginálnych litofácií centrálnokarpatského paleogénu (I. Križáni, osobné oznámenie).



Obr. 2. Izokiny na hranici karpát — spodný až stredný baden

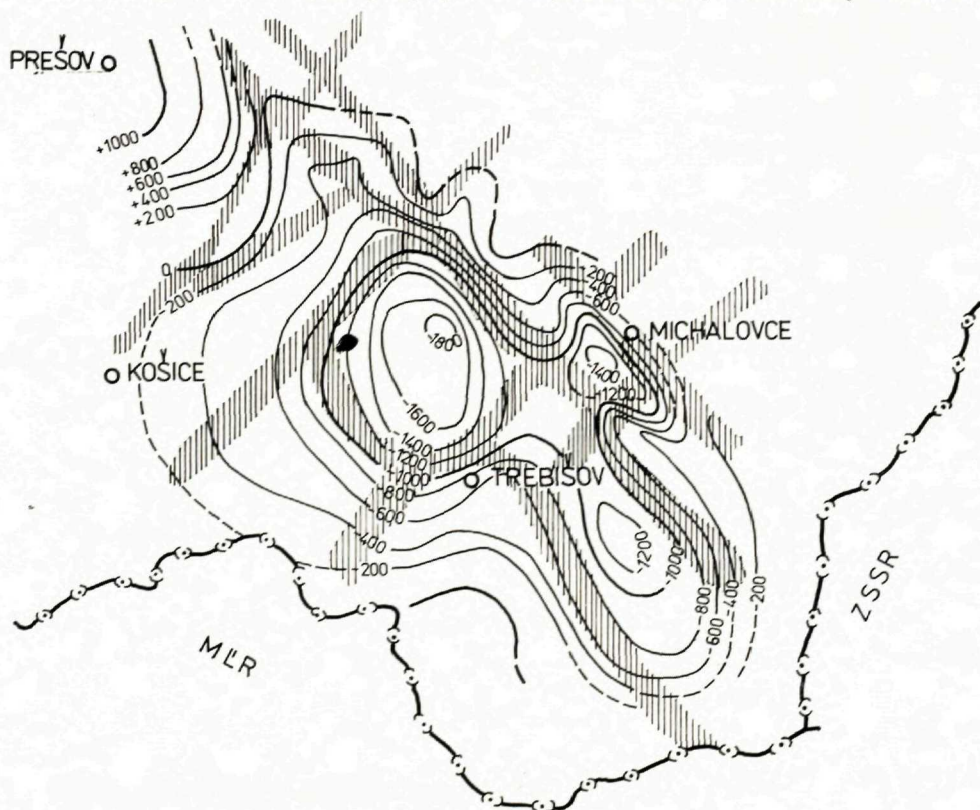
Vysvetlivky ako pri obr. 1

Fig. 2. Isokines on the Karpatian — Lower to Middle Badenian boundary  
 Explanations as in Fig. 1

Vývoj východoslovenskej neogénnej molasy možno členiť na šesť hlavných období sedimentácie (eggenburg, karpát, spodný a stredný baden, vrchný baden a panón — pliocén), oddelených náhlymi a rozsiahlymi paleogeografickými zmenami (J. Slávik 1974, s. 55, a. i.).

O existencii synsedimentárnych zlomov v neogénnej molase sa zvyčajne usudzuje podľa faciálneho vývoja a nahustenia izopách sedimentov (J. Slávik 1974, R. Rudinec — J. Čverčko 1974). Aby lepšie vynikol charakter pohybov spôsobujúcich spomenuté náhle a rozsiahle paleogeografické zmeny, konštruovali sme z doterajších máp izopách hlavných sedimentačných období (J. Slávik 1974) východoslovenského neogénu mapy izokín vertikálnych pohybov vzťahujúce sa na pomer dvoch následných sedimentačných období podľa návrhu jedného z nás (I. V.). Hlavné sedimentačné obdobia pritom zahŕňajú po 2—4 mil. rokov.

Izokiny znázorňujú rozdiely mocností dvoch následných sedimentačných období oddelených paleogeografickou zmenou a odrážajú zmysel a veľkosť relatívnych pohybov mladšieho obdobia voči pohybom staršieho obdobia. Preto umožňujú aj dokumentovať pohyby na takých zlomoch, ktoré sa synsedimen-



Obr. 3. Izokiny na hranici spodný až stredný baden — vrchný baden

Vysvetlivky ako pri obr. 1

Fig. 3. Isokines on the Lower to Middle Badenian — Upper Badenian boundary

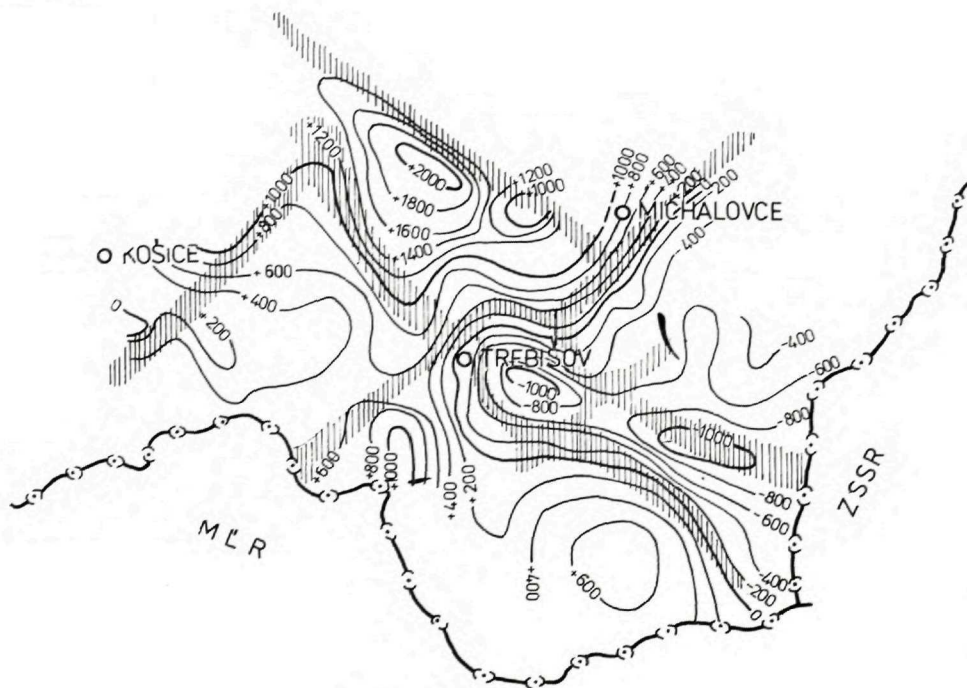
Explanations as in Fig. 1

tárne neprejavili a úplnejšie odrážajú kinematiku blokového rozpadu predneogénneho podložia panvy.

Nebudeme detailne interpretovať všetky pohyby, ktoré tieto izokiny odrážajú (obr. 1 až 5). Existenciu severojužných dislokácií v Košickej kotline dokumentujú len izokiny vzťahujúce sa na obdobie karpát — spodný a stredný baden, keď sa prejavila relatívna elevácia zhruba severojužného smeru pod severnou časťou Slanských vrchov, vyvolaná pravdepodobne elevačnými pohybmi mezozoika v strednom a spodnom badene (J. Slávik 1974). Nie je vylúčené, že sa na týchto pohyboch zúčastňovali už vulkanity dodávajúce andezitové valúny do kolčovského súvrstvia (J. Slávik et al. 1968).

Z hľadiska kinematiky blokového rozpadu substrátu neogénu si treba všimnúť smerovú orientáciu hlavných pozdĺžnych a priečných zlomov porušujúcich predneogénne podložie i výplň panvy. Sú znázornené na obr. 6, sumarizujúcim výsledky získané z map izokín. Blokový rozpad predneogénneho podložia určovala v priebehu miocénu kompresia vyvolaná vyvrásňovaním flyšových Karpát orientovaná kolmo na priebeh hlavných sedimentačných pásiem východoslovenskej neogénnej molasy. Doplňkový (ťahový) smer normálnych zlomov k tektonickému namáhaniu smeru JZ—SV musel byť súbežný s maxi-

PREŠOV



Obr. 4. Izokiny na hranici vrchný baden — sarmat

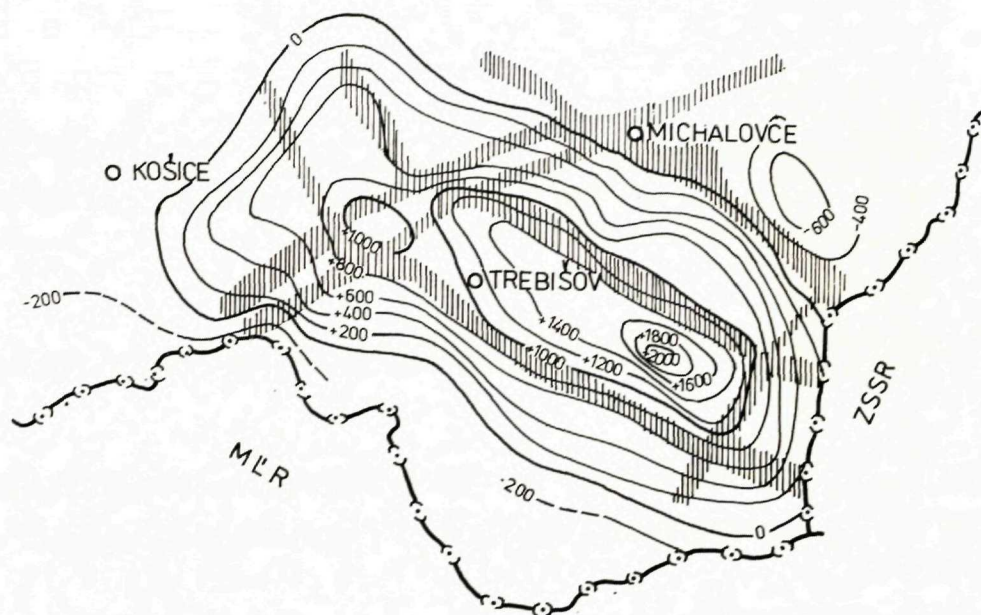
Vysvetlivky ako pri obr. 1

Fig. 4. Isokines on the Upper Badenian — Sarmatian boundary

Explanations as in Fig. 1

málnou kompresiou, preto aj hlavné priečne zlomy musia mať orientáciu JZ—SV a úklon do centra depresie, t. j. na SZ uklonené na JV a na JV na SZ. Z tohto hľadiska severojužný smer hornádskeho zlomového systému je anomálny a tento systém nemohol vzniknúť ako dôsledok vyrovnávania tlaku smeru JZ—SV. Preto hornádske zlomové systémy nemôžu v neogénnej molase predstavovať ani okrajový zlom dlhotrvajúceho významu.

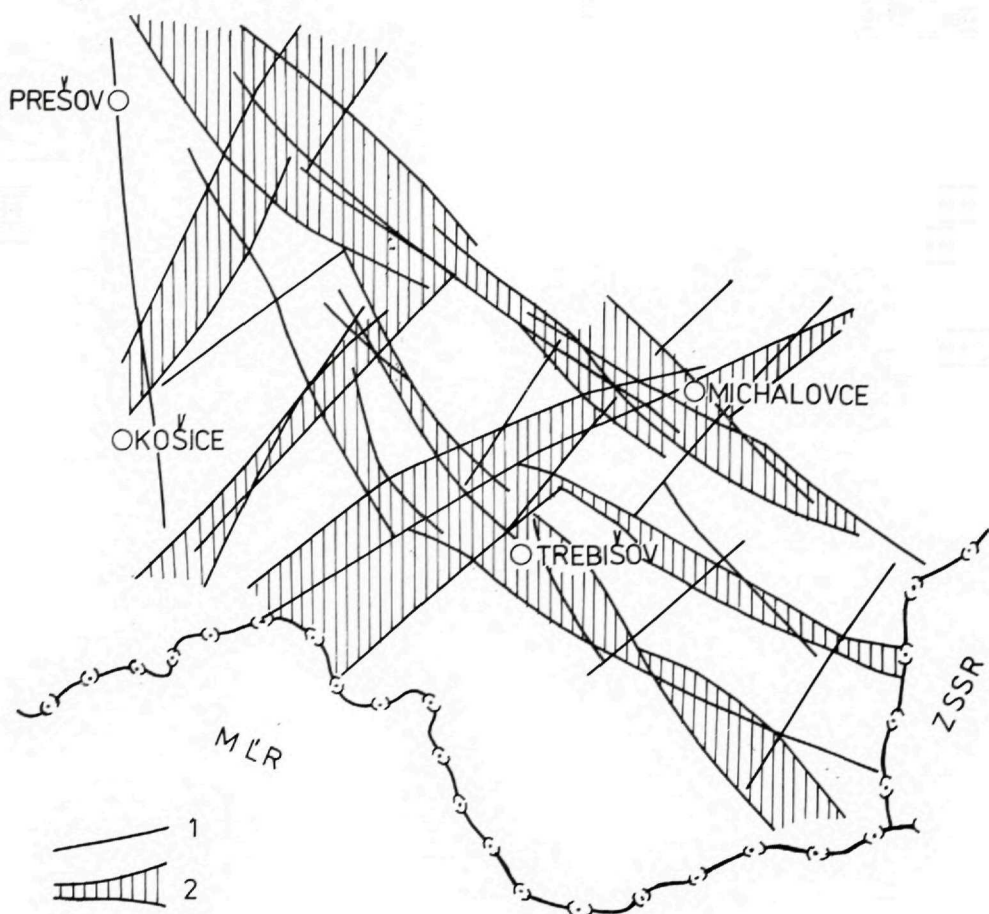
PREŠOV



Obr. 5. Izokiny na hranici sarmat — panón až pliocén  
Vysvetlivky ako pri obr. 1

Fig. 5. Isokines on the Sarmatian — Pannonian to Pliocene boundary  
Explanations as in Fig. 1

Na vysvetlenie genézy severojužného normálneho zlomu (poklesu) v Košickej kotline sa núka predstava kompenzácie severojužného tlaku (doplnkového k prevládajúcej kompresii smeru JZ—SV), ktorý spôsoboval mobilný, ale cudzí segment predneogénneho podložia predstavovaný kryštálicko-paleozoickým a mezozoickým blokom zemplínskeho ostrova, mobilným na rozdiel od ostatných blokov v severnom smere. Pohyby tohto bloku (resp. jeho severovýchodného až severného výbežku) zrejme prispeli k vzniku severojužne orientovaných poklesových zlomov v Košickej kotline, ktoré predstavujú hornádske zlomové systémy. Dokázateľné pohyby pozdĺž tohto systému zlomov sú okrem spodného a stredného badenu až v najmladšom období.



Obr. 6. Hlavné mobilné pásma v neogéne východného Slovenska zostavené na podklade izokín

1 — zlomy, 2 — mobilné pásma

Fig. 6. Main mobile belts in the East Slovakian Neogene, as derived from the isokines

Explanations: 1 — faults, 2 — mobile belts

### Hornádske zlomové systémy a magmatizmus Slanských vrchov

Hornádske zlomové systémy sa v minulosti pri vzniku vulkanických komplexov Slanských vrchov pripisovala veľká úloha. Detailné poznávanie vývoja a náplne vulkanických štruktúr spolu s geofyzikálnym prieskumom hlbších úrovní (M. Mořkovský 1964, J. Slávik et al. 1968, J. Slávik 1974) však postupne preukázali, že pre vulkanizmus Slanských vrchov nie je hornádske zlomové systémy priamym štruktúrnym vedením distribuujúcim vulkanické aparáty. Preukázalo sa (M. Mořkovský 1964), že os ma-

ximálnej depresie predneogénnych útvarov v podloží vulkanitov je západnejšie ako hlavné vulkanické masy. Preto sa postupne opustil náhľad o priamej úlohe hornádskeho zlomového systému a na základe geofyzikálnych údajov J. Slávik (1974) postuloval nový hlbinný zlomový systém, prebiehajúci v podstate pod centrálnymi oblasťami celých Slanských vrchov od Prešova na JJV až J, a nazýva ho prešovsko-slanskou líniou.

Podľa rádiometrických a paleomagnetických údajov neogénne vulkanity východného Slovenska vznikli prerušovane od spodného miocénu po stredný panón. Produkty vulkanickej činnosti v spodnom miocéne (eggenburg až spodný baden) majú veľké plošné rozšírenie a acidný charakter. Ich vulkanické centrá nie sú presne známe, ale podľa mocností produktov sa predpokladá, že boli situované v pozdĺžnych zónach maximálnej spodnomiocénnej mobility. Na genézu ryolitového vulkanizmu s vysokým stupňom explozivity aplikoval J. Slávik (1974) model parciálneho tavenia hornín vnútri kôry.

Intermediárne produkty vulkanizmu sa na východnom Slovensku objavujú vo vrchnom badene (J. Slávik et al. 1976) a podľa chronologických údajov vulkanizmus pretrval do spodnej časti stredného panónu. Časť produktov intermediárneho vulkanizmu sa nachádza v okrajových zónach neogénnej molasy, pričom rozmiestnenie hlavných vulkanických aparátov (dnes už bežne geofyzikálne indikovaných aj intruzívnymi ekvivalentmi v subvulkanických úrovniach a čiastočne overených vrtmi) svedčí o ich vzniku na križovaní hlavných pozdĺžnych a priečných zlomových systémov (Zlatá Baňa, Makovica, Strechov, Bogota, centrálna časť Vihorlatu, pochované vulkány potiskej nížiny a asi aj ďalšie). Vznik a vývoj týchto vulkanických aparátov podmienila maximálna subsidenčná dynamika neogénnej molasy vo vrchnom badene a v sarmate, keď uvoľňovaním bočného stláčania nastali diferencované vertikálne pohyby vedúce k radiálnemu a pozdĺžnemu rozpadu územia. V miestach križovania hlavných zlomových systémov sa produkty magmatických rezervoárov dostali do pripovrchových úrovní vo forme rozsiahlych intruzívno-extruzívnych vulkanoplutonických aparátov. Tieto komplexné vulkanoplutonické aparáty sú na eleváciách podložia alebo na okrajoch elevácií vzniknutých ako dôsledok kompenzačných pohybov po vytvorení maximálnych depresii neogénnej molasy (čiastočne aj pod vplyvom intruzívnej činnosti v závere vulkanickej aktivity).

Produkty neogénneho vulkanizmu Slanských vrchov nie sú priamo štruktúrne späté s hornádskeým zlomovým systémom. Preukázalo sa, že sa vulkanické zóny viažu na hranice tektonických blokov s odlišnou mobilitou, t. j. na zlomové pásma oddeľujúce v danom období elevačné a depresné štruktúry (J. Slávik 1974, B. V. Merlič — S. M. Spítkovská a 1974). J. Slávik na základe geofyzikálnych údajov predpokladá, že sa prívodné cesty vulkanitov Slanských vrchov nachádzajú na hlbinnom zlomovom systéme na rozhraní slovenského bloku a zemplinka (J. Slávik 1976), interpretovanom novšie ako rozhranie kriedových štruktúr gemeríd a Čiernej hory s externejšími jednotkami (D. Ďurica 1976, s. 9). Funkcia takého hlbinného zlomu sa však vo vývoji neogénnej molasy nedá preukázať.

Pri lokalizácii vulkanických centier Slanských vrchov zohrali úlohu viaceré zlomy, najmä miesta ich križovania.

Zlatobanský vulkanoplutonický aparát vznikol na križovaní línie smeru JZ—SV (je zrejme pokračovaním línie Darnó) a mobilného pásma, ktorého priebeh v neogéne vyznačuje močarmiansko-toplianský zlomový systém

(M. Mořkovský 1971). Vulkanoplutonický aparát Makoviec je na križovaní myšliansko-herlianskeho zlomového pásma (smeru JZ—SV až JJZ—SSV) s trhovištským zlomovým systémom. Oba doteraz uvedené aparáty sa v podstate nachádzajú na križovaní dvoch veľkých zlomových pásiem.

Vulkanoplutonický aparát Strechov je na križovaní zlomového systému smeru JZ—SV, paralelného s vrbnickým systémom, a trebišovského systému zlomov. Podobne mohutný vulkanoplutonický aparát Bogoty sa jasne črtá na križovaní vrbnického zlomového systému (jeho severozápadného okraja) so zlomovým trebišovským pásmom (čelovský, plechotický, kožuchovský a klečnovský zlom). Oba posledné aparáty sú aj na križovaní dvoch širších zlomových pásiem, a to vrbnického systému, predstavujúceho pokračovanie zlomového pásma v podloží Maďarskej nížiny (lína Záhreb—Kulcs, Gy. Wein 1969), a trebišovského zlomového pásma, a vytvárajú severovýchodné obmedzenie zemplínskeho ostrova. Tento systém zlomov možno korelovať o. i. aj s hypotetickou samoškou líniou alebo juhozápadným okrajom čopsko-berehovskej elevácie. Z uvedeného vychodí, že pokračovaním balatonskej línie (E. Vadaš z 1960) je línia Darnó a trebišovský systém zlomov možno stotožniť s peripanónskym lineamentom sovietskych autorov.

Vulkanoplutonický aparát centrálnej časti Vihorlatu sa potom nachádza na križovaní vrbnického systému zlomov s pozdĺžnymi zlomami sprevádzajúcimi bradlové pásmo (perečinský zlom).

Pochované vulkanické aparáty juhovýchodnej časti východoslovenského neogénu predstavujú priame pokračovanie čopsko-berehovského vulkanického pásma a ich lokalizácia na križovaní zlomov je pravdepodobná.

Samostatnú skupinu vulkanických aparátov, značne odlišných vo vývoji jednotlivých členov od predchádzajúcich, predstavujú vulkanity Tokajských vrchov presahujúce na naše územie v skupine V. Miliča. Sem priradujeme vulkanity zemplínskeho ostrova a prejavy kyslého vulkanizmu siahajúce pozdĺž vrbnického zlomového systému až do okolia Michaloviec (Lesné, Hrádok). Pre ne je charakteristický veľký podiel kyslých vulkanitov a objavenie sa pyroxenických andezitov až v závere aktivity.

Z doteraz uvedených zákonitostí distribúcie vulkanických aparátov vyplýva, že ich určujú systémy zlomov smerovo koincidujúce s hlavnými pásmami diskontinuit na rozhraní orogénneho pásma centrálnych Karpát a maďarského medzihorského segmentu, ktorý na našom území reprezentuje zemplínsky ostrov ako jeho severovýchodný okraj. Distribúcia vulkanických centier Slanských vrchov, Vihorlatu i pochovaných vulkánov potiskej nížiny vyznačuje pokračovanie hlavných línií smeru JZ—SV (Balaton—Darnó a Záhreb—Zemplín) do miest ich križovania s priečnymi systémami zlomov (prechádzajúcimi do oblasti východného Slovenska ako pokračovanie hlavných diskontinuit z Východných Karpát, ktoré sú paralelné s hlavnými štruktúrami bradlového pásma a flyša — P. Grecula — I. Varga, v tlači).

Naopak, vulkanické aparáty na JV od vrbnického systému zlomov sú na križovaní pozdĺžnych, východokarpatských zlomov s priečnymi systémami smeru JZ—SV. Samostatnú skupinu vulkanitov tvoria Tokajské vrchy a zemplínsky ostrov, vyvíjajúce sa na substráte medzihorského segmentu s osobitosťami, ktorými sa tieto aparáty od ostatnej časti Slanských vrchov odlišujú.

Uvedené argumenty sú dostatočné na uzáver, že hornádske zlomové systémy nemali pri distribúcii a vývoji neogénneho vulkanizmu Slanských vrchov

a ostatnej časti východného Slovenska nijakú úlohu. Túto úlohu nepreberá ani hlbinný zlom Prešovsko-slanských hôr.

### **Hornátsky zlomový systém a metalogenetická rajonizácia východného Slovenska**

Doterajšie poznatky o metalogenetickom vývoji územia v okolí hornádskeho zlomového systému umožňujú posúdiť len rudné produkty späť s neogénnou vulkanickou aktivitou. Predchádzajúce metalogenetické cykly tu doteraz nie sú preukázateľné. Výnimkou sú indicie zrudnenia v Čiernej hore, predstavujúce okrajovú časť západokarpatského metalogenetického regiónu, a prejavy polymetalickej mineralizácie v paleozoických útvaroch zemplínskeho ostrova s neznámou genetickou príslušnosťou. Preto pri metalogenetickej rajonizácii vychádzame len z poznatkov o zrudnení späť s neovulkanitmi.

Rudný rajón Slanských vrchov možno charakterizovať asociáciou prvkov Cu, Pb, Zn, Sb, Hg, As, Ag (Au). Primárna mineralizácia je najznámejšia v oblasti zlatobanského vulkanoplutonického aparátu. Podľa nových výsledkov prieskumu predstavuje ložisko Zlatá Baňa typ viažúci sa na malé intrúzie a hypaby-sálne telesá vnútri vulkanoplutonického komplexu. Pôvod rudonosných roztokov možno spájať s vrchnými úrovňami magmatického krbu s diferenciátmi oddelenými v záverečných fázach vývoja. Charakteristická je skarnová mineralizácia (pyrit — pyrotín — chalkopyrit — sfalerit), hydrotermálno-metasomatická etapa (pyrit — sfalerit — galenit — chalkopyrit — pyrotín v žilníkovo-impregnačných telesách), hydrotermálno-žilná etapa s vývojom žíl a impregnácií (pyrit — sfalerit — galenit — chalkopyrit — antimonit — rumelka — realgár — auripigment) a záverečné impregnačné rudy Hg, Sb a As (Dubník). Výnimočné je postavenie nízkotermálnej opálovej mineralizácie na Dubníku. Doterajšie geologické a geofyzikálne údaje hovoria o pravdepodobnej prítomnosti podobného zrudnenia aj v ostatných vulkanoplutonických aparátoch Slanských vrchov.

Rudný rajón Vihorlatu charakterizuje okrem polymetalickej a ortufovej mineralizácie prítomnosť sekundárnych kvarcitov (Z. Bacsó 1971) a metasomatitov Al s anadaluzitom, korundom, topásom a fluoritom, ako aj zvláštne indicie rúd Bi, Mo a Sn. Takáto mineralizácia je typická pre celé Vihorlatsko-gutinské pásmo (E. A. Lazarenko et al. 1968, 1974, V. I. Skaržinskij — V. V. Naumenko 1974).

V rudnom rajóne Tokajských vrchov je veľmi typická silná draselná metasomatóza rozmanitých vulkanitov. Charakteristická je vzácnokovová a polymetalická rudná asociácia aj veľké množstvá hydrotermálneho barytu, predstavujúce podľa V. Székelyovej-Fuxovej (1970) zvláštnosť v celom karpatskom oblúku. S. Koch — G. Pantó (1969) spájajú takýto charakter mineralizácie s orogénne neovplyvnenou časťou vulkanického oblúka s paralelami z oblastí Rošia Montana, Berehovo—Begaň a azda aj Kremnica.

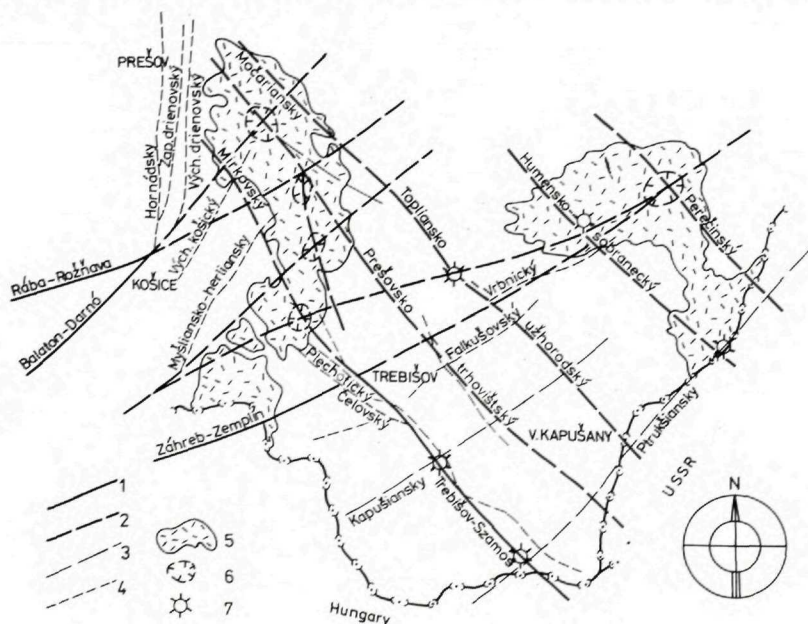
Ako vyplýva z uvedeného, mineralizácia Slanských vrchov sa od mineralizácie Vihorlatu odlišuje. Spôsobuje to prítomnosť alumometasomatitov na rade výskytov v pásme Vihorlat—Gutin a úplný vývoj polymetalickej mineralizácie Slanských vrchov, kde je okrem toho prítomná antimónová formácia a mineralizácia drahého opálu, neznáme vo Vihorlate. Spoločná je len ortufnatá formácia, presahujúca hranice oboch porovnávaných rajónov. Endogénna mine-

realizácia Slanských vrchov (asociáciami prvkov a doteraz známymi štruktúro-genetickými typmi) je v úzkom genetickom a štruktúrnom príbuzenskom vzťahu s ostatnými rudnými rajónmi neovulkanitov centrálnych Západných Karpát (Banská Štiavnica). Najnovšie výsledky nevylučujú ani také typy mineralizácie, ktoré možno paralelizovať s ložiskovou oblasťou Recsk v Maďarsku, čo by zodpovedalo ich lokalizácii na spoločnej veľkej tektonickej zóne (Balaton—Darnó). Na rozdiel od predchádzajúcich mineralizácia vo Vihorlate má úzke štruktúro-genetické vzťahy s ostatnými časťami Vihorlatsko-gutinského pásma v Zakarpatskej Ukrajine. Rudnému rajónu Tokajských vrchov zodpovedajú u nás indicie barytu a polymetálov v zemplínskom ostrove a v okolí V. Miliča.

Z uvedeného rezultuje, že hornádsky zlomový systém nemá v distribúcii zrudnenia v neogéne hraničnú úlohu. Takú úlohu majú ostatné zlomové systémy, najmä vrbnický.

## Vzťah hornádskeho zlomového systému a hlbinných zlomov

Pri tektonickej analýze alpsko-karpatského pásma sa hornádsky zlomový systém niekedy zaraďoval do kategórie hlbinných zlomov dlhotrvajúceho vý-



Obr. 7. Schéma hlavných zlomov neogénu východného Slovenska

Obr. 7. Schéma hlavných zlomov neogénu východného Slovenska  
1 — hlavné pásma diskontinuit, 2 — prekopírované smery hlavných pásiem diskontinuit v terciéri, 3 — zlomy I. radu, 4 — zlomy II. radu, 5 — hranica rozšírenia neovulkanitov, 6 — centrálné zóny vulkanoplutonických aparátov, 7 — vulkanické centrá.

Fig. 7. Sketch of main faults in the East Slovakian Neogene.

Fig. 7. Sketch of main faults in the East Slovakian Neogene.  
 Explanations: 1 — main discontinuity belts, 2 — overprinted discontinuities in the Neogene, 3 — faults of 1st order, 4 — faults of 2nd order, 5 — limits of neovolcanite areas, 6 — central zones of neovolcanic edifices, 7 — volcanic centers.

znamu (T. Szalai 1957, B. Leško — J. Slávik 1969, Gy. Wein 1969, B. V. Merlič — S. M. Spitkovskaja 1974, H. W. Flügel 1975) prejavujúci sa v istých intervaloch ako severovýchodné pokračovanie, príp. virgácia balatonskej línie, darnóvskej línie alebo línie Záhreb—Kulcs. Podľa predchádzajúcej analýzy jeho významu v litologickom a faciálnom vývoji, v tektonických deformáciách a v zrudnení okolitých komplexov možno konštatovať, že hornádska línia ako hlbinný zlom neexistuje. Argumentácia z predchádzajúcej časti práce je dostatočná na to, aby sa funkcie pripisované hornádskej línii vysvetlili pohybmi na ostatných zlomových pásmach oddeľujúcich jednotlivé segmenty tejto časti Karpát. Tieto segmenty centrálnych Karpát oddeľuje margecianska línia, línia Darnó v pokračovaní balatonskej línie, vrbnický zlomový systém v pokračovaní línie Záhreb—Zemplín a pripanónsky hlbinný zlom sovietskych autorov, ktorý vo východoslovenskom neogéne vyznačuje pásmo trebišovských zlomov.

Systém hornádskeho zlomu v Košickej kotline predstavuje sústavu niekoľkých paralelných až subparalelných zlomov približne severojužného smeru s úklonmi na východ, ktoré boli založené pravdepodobne už v spodnom a strednom badene, ale sa prejavili až v sedimentoch vrchného badenu (kolčovské súvrstvie). Sústava hornádskeho zlomu vytvára stupňovité poklesávanie východnej časti centrálnozápado-karpatských jednotiek do podložia východoslovenskej neogénnej molasy. Nemá vplyv na distribúciu vulkanickej činnosti. Úlohu hornádskeho zlomového systému nepreberá ani hlbinný zlom Slanských vrchov. Pretože podľa doterajšej argumentácie hornádskeho zlomového systému nemá hĺbkový dosah, neporušuje ani zemskú kôru v celej hĺbke. Zmeny v mocnosti kôry, ktoré sa lokalizovali na jej priebeh (alebo na hlbinný zlom Slanských vrchov), možno očakávať na balatonsko-darnóvskej a záhrebsko-zemplínskej sústave zlomov, príp. na peripanónskom zlome. Hornádska línia ako hlbinný zlom neexistuje.

Doručené 30. 8. 1977

Odporučil L. Rozložník

#### LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1938: Geologie Slovenska. Praha.  
 Andrusov, D. 1943: Geológia a výskyt nerastných surovín Slovenska. Slovenská vlastiveda I, Bratislava, Slov. akad. vied a umení, s. 11—79.  
 Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpathen, Bratislava, NSAV, 188 S.  
 Andrusov, D. 1975: Aperçu bref du bâti des Carpathes Occidentales. General proceedings of the 10<sup>th</sup> Congress, CBGA, Bratislava, p. 95—108.  
 Bacsó, Z. 1971: Nové minerály a nové surovinové možnosti Vihorlatu. Mineralia slov., 3, 11, s. 247—250.  
 Bojko, A. K. 1970: Doverchnepaleozojskij kompleks sz. okončeniya marmoroškogo massiva. Lvov, Izd. Lvov. Universiteta. 244 s.  
 Bojko, A. K. 1975a: Voprosy drevnej geologičeskoj istorii Vostočnych i Zapadnych Karpat i radiometričeskoje datirovanije. Kijev, Izdat. Naukova dumka, 42 s.  
 Bojko, A. K. 1975b: Osobenosti strojenija i razvitija Radomyrskoj šovnoj zony Vostočnych Karpat. Proceedings of the 10<sup>th</sup> Congress of the CBGA, Sec. III., Tectonics, Bratislava, s. 59—66.  
 Buday, T. et al. 1960: Tektonický vývoj Československa. Praha, ČSAV, 249 s.

- Buday, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty, Sv. 2. Praha, ČSAV. 615 s.
- Čverčko, J. 1968: Výsledky naftovo-geolog. prieskumu neogénu Prešovsko-košickej kotliny so zreteľom na prieskum živíc. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Čverčko, J. 1970: Výročná správa plytkého a stredne hlbokého štrukt. prieskumu v Košickej kotline. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Čverčko, J. 1974: Poznámky k dobe vzniku a aktivite, ako aj k ďalším niektorým znakom zlomov vo východoslovenskom neogéne. Zemný plyn a nafta, 19, 2, s. 97—110.
- Đurica, D. 1976: Geológia potiskej nížiny s ohľadom na výskyt a perspektivu živíc. [Kand. diz. práca.] Manuskript — Nafta Michalovce, 172 s.
- Flügel, H. W. 1975: Einige Probleme des Variszikum von Neo-Europa. Geol. Rundschau, 64/1, S. 1—62.
- Fusán, O. — Ibrmajer, J. — Plančár, I. — Slávik, J. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných západných Karpát. Zbor. geol. vied, rad ZK, 15, s. 7—173.
- Grecula, P. — Varga, I. 1977: Main discontinuity belts on the inner side of Carpathians. Materials of the XI<sup>th</sup> Congress, CBGA, Kijev, Tectonics, in press.
- Grecula, P. — Együd, K. 1977: Patrí zemplínsky ostrov k Záp. Karpatom? Min. slov. 9, s.
- Janáček, J. 1958: Poznámky k tektonice a paleogeografii východoslovenského neogénu. Věstník ÚÚG, 33, 5 (Praha).
- Janáček, J. 1959: Stratigrafie, tektonika a paleografie neogénu východního Slovenska. Geol. práce, Zoš. 52 (Bratislava), s. 73—185.
- Janáček, J. 1967: Poznámky ke stratigrafii a paleografii miocénu a pliocénu Košické kotliny. Geol. práce, Spr. 41 (Bratislava), s. 107—117.
- Janáček, J. — Čverčko, J. — Zapletalová, I. (1975): Nová zjištění o stratigrafii, tektonice a vývoji hlubšího miocénu v Košické kotlině s poznámkami k problémům výzkumu živíc. Geol. práce, Spr. 64 (Bratislava), s. 151—183.
- Lazarenko, E. A. — Gnilko, M. F. — Zajceva, V. N. (1968): Metallogenija Zakarpatija. Lvov, Izd. Lvov. Univ.
- Lazarenko, E. A. 1974: Vtoričnyje kvarcity Zakarpatija, ich rudonosnost i genezis. Bulletin du VI. Congrès de l'association Géologique Carpatho-Balkanique, Volume VI (Warsava), s. 727—736.
- Leško, B. — Slávik, J. 1967: Les traits fondamentaux de la structure géologique de la région située entre les Karpathes occidentales et les Karpathes orientales. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 18, 1, s. 169—172.
- Koch, S. — Pantó, G. 1970: Alpidisch — postmagmatische Mineralisationen Ungarns, ihre genetischen und paragenetischen Merkmale. Acta geol. Acad. Sci. Hung., Budapest, 14, S. 161—178.
- Maheľ, M. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západné Karpaty. Sv. 1. Praha, Ústř. ústav geol., 496 s.
- Maheľ, M. 1969: Zlomý a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. Geol. práce, Spr. 47, s. 7—30.
- Maheľ, M. 1971a: Humenské pohorie vo svetle niekoľkých nových stratigrafických poznatkov. Mineralia slov. 3, 11, s. 243—245.
- Maheľ, M. 1971b: K zlomovej tektonike Západných Karpát. Geol. práce, Spr. 57, s. 161—173.
- Maheľ, M. 1974: Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Bratislava 453 s.
- Maheľ, M. 1975: Razlomý ve vnutrennych Karpatach. Proceedings of the 10<sup>th</sup> Congress CBGA, Sec. III, Tectonics, Bratislava, p. 240—254.
- Marschalko, R. 1968: Facies distributions, paleocurrents and paleotectonics of the Paleogene flysch of central West Carpathians. Geol. zbor. Geologica Carpath. (Bratislava), 19, s. 69—94.
- Marschalko, R. 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepencov bradlového pásma a príslušných tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku. Náuka o zemi, ser. geol., 3, 10, Veda, Bratislava. 148 s.
- Marschalko, R. — Koráb, T. 1975: Postavenie východoslovenského flyša v karpatskom oblúku. Mineralia slov. 7, 3, s. 53—80.
- Matějka, A. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Zborov — Košice. Bratislava, 254 s.

- Merlič, B. V. — Spitkovskaja, S. M. 1974: Problemy tektoniky i magmatizma glubinných razlomov. Lvov, Izd. Lvov. Universiteta. 173 s.
- Mořkovský, M. 1964: Předběžná zpráva o geologických výsledcích geofyzikálního průzkumu v Košické kotlině. Spr. o geol. výsk. v r. 1964, Bratislava, s. 114—115.
- Mořkovský, M. 1971: Geneze a funkce močarmanského zlomového pásma a jeho význam pro akumulace živců ve východní části východoslovenské neogénnej pánve. Zb. geol. vied, rad ZK, 14, s. 33—65.
- Roth, Z. 1969: Notes on the basic division of the Inner Carpathians (Czechoslovakia) and on the tectonic termination of large nappe systems. Věstník ÚUG, 44, 3, s. 195—199.
- Rudakov, S. G. 1971: Stratigrafija domezozojskich obrazovanij marmaroškogo massiva Vostočnych Karpat. Vestnik Moskov. Univ., 2, s. 29—41.
- Rudinec, R. 1969: Poznámky k podložíu východoslovenskej neogénnej panvy. Geol. práce, Spr. 50 (Bratislava).
- Rudinec, R. 1973: Vzťah neogénnej výpiny a predneogénneho podložia v centrálnej a severnej časti Košicko-prešovskej kotliny. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Rudinec, R. 1976: Teplotné a tlakové pomery vo východ. neog. panve vo vzťahu k ostatným depresiám Západných Karpát a ich význam pre geol. prax. [Kand. diz. práca.] Manuskript — Michalovce. 79 s.
- Rudinec, R. — Slávik, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. Geol. práce, Spr. 53 (Bratislava), s. 145—157.
- Rudinec, R. — Čverčko, J. 1974: Vysvetlivky k súboru štruktúrno-geologických máp východoslovenského neogénu. Manuskript — Nafta, Michalovce. 121 s.
- Săndulescu, M. 1975: Essai de synthèse structurale des Carpathes. Bull. Soc. géol. France (Paris), 7, 17, p. 299—358.
- Săndulescu, M. — Bercia, I. (1974): The East Carpathians: the crystalline — Mesozoic zone. In: M. Mahel et al. 1974, Tectonics of the Carpathian Balcan regions. Bratislava, s. 240—253.
- Semenenko, N. P. — Tkačuk, L. G. — Zajdis, B. B. — Demidenko, S. G. — Kotlovskaja, F. I. 1969: Itogi issledovanij vypolnenných v Sovietskom Sojuze po absoľutnoj geochronologii geologičeskich formacij Ukrajinskich Karpat i sopredelnych territorij. Acta geol. Acad. Sci. Hung., 13, s. 359—382.
- Seneš, J. 1955: Výsledky geol. výskumu na území medzi Kokošovcami a Rankovcami na záp. úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. Geol. práce, Spr. 4 (Bratislava), s. 32—52.
- Seneš, J. — Švagrovský, J. 1957: Neogén východného Slovenska. Geol. práce, Zoš. 4 (Bratislava), s. 217—281.
- Sergejeva, L. A. 1975: Vozmožnost rasčlenenija metamorfizovannyh porod paleozoja jadra Vostočnych Karpat (po palinologičeskim dannym). Proceedings of the 10<sup>th</sup> Congress CBGA, Sec. I. Stratigraphy and Paleontology, Bratislava, p. 199—204.
- Skaržinskij, V. I. — Naumenko, V. V. 1974: Rudnyje formacii orogennogo etapa gercinid Donbassa i Alpid Sovjetskich Karpat. CBGA, Proceedings of the 10<sup>th</sup> Congress, Sec. 7, Bratislava, p. 175—178.
- Slávik, J. 1974: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurópe. [Dizertačná práca DrSc.] Manuskript — Bratislava. 341 s.
- Slávik, J. 1976: Zemlinikum — možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. Geol. práce, Spr. 65 (Bratislava), s. 7—19.
- Slávik, J. — Čverčko, J. — Rudinec, R. 1968: Geology of Neogene Volcanism in East Slovakia. Geol. práce, Spr. 44—45 (Bratislava), s. 215—239.
- Slávik, J. — Bagdasarjan, G. P. — Kaličiak, M. — Tözsér, J. — Orlický, O. — Vass, D. (1976): Radiometrickie vzrasty vulkanických porod Vigorlata i Slanskich gor. Mineralia slov., 8, s. 319—334.
- Slavin, V. I. — Chain, V. E. — Rudakov, S. G. 1975: O položení zony Marmarošských utesov i Marmaroškogo massiva v pokrovno-skladčatom sooruzenii Karpat. Proceedings of the 10<sup>th</sup> Congress CBGA, sec. III. Tectonics, Bratislava, p. 291—297.
- Sviridenko, V. G. 1976: Geologická stavba predneogénneho podložia zakarpatskej prehlbeniny. Mineralia slov., 8, 5, s. 395—406.

- Stegena, L. — Géczy, B. — Horváth, F. 1975: A Pannon-medence késő-kainozoós fejlődése. *Földtani Közl.*, Budapest, 105/2, s. 101—123.
- Szalai, T. 1957: Die Tektonik des südöstlichen Randes der Westkarpathen und das Meer der oberkarbon — norischen Vortiefe. *Földt. Közlöny*, Budapest, 99/1, S. 37—46.
- Széky-Fux, V. 1970: Petro and metallogenetic problems of Carpathian post-magmatic ore mineralisation. *Acta geol. Acad. Sci. Hung.*, Budapest, 14, p. 223—242.
- Tózsér, J. — Rudinec, R. 1975: Geologická stavba a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a jeho podložia. *Mineralia slov.*, 7, 3, s. 81—104.
- Uhlig, V. 1907: Über die Tektonik der Karpaten. *Sitzungsber. der. k. Akad. Wiss.* — Leipzig.
- Uhlig, V. 1907: Über die Tektonik der Karpaten. *Sitzungsber. der. k. Akad. Wiss.* — Mat. — Nat. Wien, KL, 116, 1.
- Vadász, E. 1960: Magyarország földtana. Budapest, Akadémia, 646 s.
- Vass, D. 1976: Molassové panvy a globálno-tektonický model Karpát. Materiály konferencie Čs. geológia a globálna tektonika. Smolenice — Bratislava, s. 111—117.
- Vjalov, O. S. 1975: Uspechi izučenija tektoniki Karpat. *Proceedings of the 10th Congress CBGA, Sec. III, Tektonics*, Bratislava, p. 314—325.
- Voitesti, I. P. 1921: Aperçu général sur la géologie de la Roumanie. *Extrait de la revue, Annales des Mines de Roumanie*, IV-e ann., № 8—9, Bucuresti, 73 p.
- Wein, G. 1969: Tectonic review of the Neogene — covered areas of Hungary. *Acta geol. Acad. Scien. Hung.*, 13, s. 399—436.
- Zlatogurskaja, I. P. et al. 1976: Geológia a metalogenéza severozápadnej časti marmaróského masívu. *Mineralia slov.*, 8, 5, s. 419—429.
- Zoubek, V. 1957: Hranice gemeríd s veporidami. *Geol. práce*, Zoš. 46 (Bratislava), s. 38—50.
- Žukov, F. I. — Janev, S. N. 1921: Karpato-balkanskaja oblasť v permskom periode. *Acta geol. Acad. Sci. Hung.*, 15, Budapest, p. 323—332.

## The Hornád fault system and its problems

PAVOL GRECULA — MICHAL KALIČIAK — IMRICH VARGA

Accomplished geologic research in the area of Eastern Slovakia deemed advisable to deal with problems concerning the Hornád line (V. Uhlig 1907). The importance of this structural feature in the Carpathian geological evolution has been judged yet in unsatisfactory manner. Several new data proved the necessity of a new analytical approach, what is the task of this paper.

The notion of the Hornád line has been introduced into the geological literature by V. Uhlig (1907), who characterised it as eastern limit of inner tectonic units of the West Carpathian Mts.

First announce on the Hornád line in Slovak geological literature was made by D. Andrusov (1938, 1943). According to him the line represents a huge fault along the Torysa valley, cutting members of the Upper Miocene (viz. „Tortonian“). He supposed to deduce its origin from small orogenic movements resulting in slight folding accompanied by considerable faulting in the Middle Miocene (between the „Helvetian“ and „Tortonian“) renewed in feeble manner on the beginning of the Pliocene (D. Andrusov 1943, p. 42—43).

Characterising basic features of the geological structure between West and East Carpathians, B. Leško — J. Slávik (1969) attributed decisive bordering significance to main transversal faults. According to them, the Hornád fault (in mentioned sense) borders the Slovak block with typical West Carpathian facies developments. They argued with particular development of the Zemplin horst (which may be not parallelised with Tatra crystalline) and deduced that the Hornád line to-

gether with the Vihorlát line (running in SSW—NNE direction) were borders of the West and East Carpathians, respectively. Therefore the area inbetween these faults has common evolutionary features of both areas (l. c., p. 169—172). In concordance with previous views M. MaheI (1969, p. 21) stated that the morpho-tectonically pronounced Hornád fault zone separates two considerably different block edifices: the central Carpathian segment from the more eastern one which bears another type of the Palaeozoic (extra-Carpathian Carboniferous) and has simpler Mesozoic structures.

Later researches in the Humenné Mesozoic belt (M. MaheI 1971a, p. 245) proved that this structure represents in all probability extreme parts of the Carpathian geosyncline in which facial diversity manifested only in shorter periods during the Mesozoic.

Researches in the East Slovakian Neogene as interpreted in the collection of general geological maps did not clear entirely the role of the Hornád fault system neither. According to T. Buday — I. Cícha (in T. Buday et al. 1967, p. 453) the Hornád line as a significant element conditioned the western limit of the East Slovakian basin. The basin itself lies over elder units corresponding to central Carpathian ones or to their prolongation.

Meanwhile new results of the East Slovakian Neogene accurred the role of N—S faults in the Košice basin (J. Janáček 1959, 1967, J. Čverčko 1968, R. Rudinec 1969, 1976, J. Slávik 1974, D. Ďurica 1976. a. o.). Despite of these results,<sup>1</sup> premises over deep reach, old foundation and long existence of the Hornád fault system — although in less pronounced form — persisted.

So M. MaheI (1975, p. 243) states that faults of the Middle and Eastern Slovakian transversal throughs reach considerable depths and manifestations of late geosynclinal volcanism in Middle Slovakia and in the Prešov—Tokaj Mts. are connected with them. The Hornád line according to him, influences structures of the flysch belt, too (Żiwiec window).

### **The role of the Hornád fault system in the Carpathian development**

#### *Pre-Mesozoic units*

The immediate neighbourhood of the Hornád fault system yields presently only scarce data for the comparison of Pre-Mesozoic units (especially its eastern side). Paleontological proves are poor as well. More comprehensively studied areas in broader vicinity (e. g. Palaeozoic of the Zemplín Inselberg, Pre-Mesozoic units of the West Carpathians and that of the Marmarosh massif) may only furnish a comparison base. Data from these areas may be completed with sporadic results obtained from the basement by hydrocarbon exploration in the Neogene.

Attempts were so far made in searching for similarity between Pre-Mesozoic units of the East Carpathians with those of the inner West Carpathian units (K. A. Bojko 1970, S. G. Rudakov 1971, V. G. Sviridenko 1976, I. P. Zlatogurskaya et al. 1976 a. o.). According to cited Soviet authors Pre-Mesozoic units of the Marmarosh massif and those of the Chivchin Mts. are obviously similar to the Lower Palaeozoic and crystalline developments of the West Carpathians and problems of their stratigraphical range are similar. Evidently lesser amount of granitoids in the Marmarosh massif should be a secondary phenomenon, as Pre-Mesozoic units in continuation of this structural zone in Roumania contain big granitoid masses (M. Săndulescu — I. Bercia in M. MaheI et al. 1974, p. 241).

The crystalline and Mesozoic of the inner West Carpathians surely continues through the Hornád fault system into the basement of the East Slovakian Neogene.

Mesozoic rocks, Upper Palaeozoic and crystalline of the Čierna hora Mts. were reached in the Kecerovské Pekľany borehole below the Neogene (R. Rudinec in J. Tózsér — R. Rudinec 1975, p. 95). Analogous Mesozoic development reached boreholes in several parts of the Košice basin (R. Rudinec — J. Slávik 1970), a fact which allows suppose similar Upper Palaeozoic and crystalline in these areas, too. Chloritic — graphitic slates, sericitic — chloritic slates and chloritic slates represent probably Lower Palaeozoic in the East Slovakian Neogene basement reached by Rebrin 1 borehole. These may be correlated with profiles Pozdišovce 1, Iňačovce 1 and 2, as well as with Vysoká 1 borehole profile ranged by D. Ďurica (1976) into the Iňačovce—Pozdišovce block of the Sečovce—Iňačovce—Užgorod elevation. Similar rocks were uncovered by Ptrukša 22 borehole as well, where they belong already into the Kapušany depression belt. Even the so far proceeded sporadic data from uncovered profiles allow lithological correlation with the Lower Palaeozoic of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. and the Marmarosh massif as well, disregarding different geotectonical position of both areas.

Upper Palaeozoic of the Marmarosh massif is represented by molasse sediments of the Carboniferous (terrigenous development with coal traces — A. K. Bojko 1975, p. 62), variegated continental Permian (A. K. Bojko, l. c., F. I. Zhukov 1971) grouped into basal conglomerates, breccias, sandy siltstones, volcanogenic sediments (tuffs and laval tuffs of acidic supercrustal volcanics) and siltstones with small gypsum lenses. Higher up are quartzites of the Lower Triassic. The age of the Permian is proved by palynology (L. A. Sergeyeva 1975). In consequence of these facts a great similarity of the Permian with developments in the inner West Carpathians may be stated.

Up to date correlations set aside Upper Palaeozoic of the Zemplín Inselberg as its analogies are in units of the Pannonian intermountain basin (Mecsek Mts.) and not in the inner Carpathians (P. Greclula — K. Együd 1977).

#### *Mesozoic units*

Mesozoic developments are facially relative on both sides of the Hornád fault system, a fact which allows presume palaeogeographical connection between areas presently divided by this system of faults. It was ascertained that Mesozoic of the Čierna hora Mts. envelope continues eastwards as proved in the Kecerovské Pekľany 1 and Ďurkov 1, 2 boreholes cutting carbonatic members of the Middle and probably also that of the Upper Triassic. This statement is in accordance with previous views of R. Rudinec — J. Slávik (1970).

#### *Paleogene*

New results proved continuation of the inner Carpathian Paleogene development over Hornád fault system to the southeast. Different extent and volume of Paleogene members below the Neogene was more likely caused by Pre-Neogene denudation and therefore palaeogeographical changes should be not supposed on the Hornád fault system. This view is in good agreement with R. Marschalko's results (1975, p. 30) concerning palaeotransport directions and material deposition in the Šambron—Kamenica zone of the flysch, as well as with his reconstructed source area locations.

According to R. Marschalko — T. Koráb (1975) palaeotransport directions in the outer flysch belt of the Carpathians crossed the course of the Hornád fault zone (or its presumed northern continuation) supplying material from source areas lying southeasterly. This fact allows presume unexistence of the Hornád fault system during Paleogene sedimentation.

## Neogene

The East Slovakian Neogene basin represents an intermontan longitudinal depression with complicated graben structure (T. Buday et al. 1967). Sedimentation area of the Neogene was formed synchronously with folding phases of the outer Carpathian flysch belt. Newly (L. Stegena et al. 1975) mantle diapirism is supposed to act during the Neogene as driving force for basinal development (see also D. Vass 1976).

Resuming relevant newer literature we may state, that the Hornád fault system acted in the development of the bordering area between West and East Carpathian only starting with Upper Badenian. Therefore views over Mesozoic or even Palaeozoic foundation of this fault system are untenable. Accordingly, presumed connection of the Hornád fault system with deep fault zones of the West Carpathians are unfounded, too. In the extensive literature concerning role, foundation date and movements on the Hornád fault system in any form, one can find frequent arguments which deny the important role of this fault system in the Pre-Neogene development, but these views for the most part vanished amongst the bulk of references explaining contradictions in the geological evolution of confronted areas by its influence. As example may serve the view of M. Kuthan (in A. Matějka et al. 1964, p. 205), according to whom disregarding considerable influence on the western basinal margin starting with „Tortonian“, the importance of this fault system is lesser as it was accepted. Geophysical results proved as well, that other fault systems are more important.

### Kinetic role of the Hornád fault system

Previous data allowed to state that the influence of a N—S striking fault system, identical with the Hornád line on sedimentary development in Pre-Neogene units in this part of the Carpathians is unprovable.

Products of mesoalpine compression produced characteristic nappe units of the West Carpathians with overthrust superficial nappes from the SE to the NW. This process was accompanied by considerable shortening of the original extent. Nappe structures are already undoubtedly proved as far as the line connecting the Margecany village with the eastern end of the Vysoké Tatry Mts., or as far the Margecany—Szamos line according to Z. Roth (1969). Nappe structure to the NE from this line is unsatisfyingly defined so far and attainable data show that the presence of higher subalpine nappes (the Choč and Křížna nappe) in the area to the NE from this line may be not proved. This is caused partly also by definition of these nappes that are comprehended as typical facial nappes (Faziesdecke) while tectonic aspects of their delimitation are not overall known. For probable presence of these nappes (in indicated sense) point some local developments of the Mesozoic in the Branisko, Čierna hora Mts. and in the belt of the Humenné Mesozoic range as far the Ružbachy inlier. Due to marginal geosynclinal development, dissection of this Mesozoic area in pronounced structural — facial zones with individualisation into nappe units typical for the West Carpathians is impossible (M. Maheľ 1967, 1971a).

The segment of the inner Carpathians between Margecany fault on the SW, Pieňiny klippen belt on the N and NE and Vrbnica fault system on the SE has from the view point of Middle to Upper Cretaceous tangential tectogenesis therefore specific position caused by particular development of Mesozoic complexes. Marginal West Carpathian developments of the Mesozoic are typical for this segment, together with East Carpathian strike of structures; a vergency from the SW to the NE (Z. Roth 1969). Typical huge nappe structures of the West Carpathians do not occur in this segment and if nappe structures are present, then with Mesozoic units

maintaining their envelope character. Mesozoic complexes participate together with underlying crystalline on the edifice of facial nappe structures. The Hornád fault system has any influence on this division and divides the Čierna hora Mts. into two huge blocks (O. Fusán et al. 1971 p. 77); the western elevated part outcropping with considerable areas of eroded crystalline and the eastern downfaulted one composed mainly by Mesozoic units on the basement surface level. Mesozoic structural strikes do not change on this fault system, maintaining their NW—SE strike as in the elevated block. As limits of Upper Cretaceous nappe structures do not occur on the Hornád fault system, therefore it did not play any role in the Cretaceous structural plan.

The development of the East Slovakian Neogene molasse was ranged into six main sedimentation stages (Eggenburgian, Carpathian, Lower to Middle Badenian, Upper Badenian and Pannonian—Pliocene, respectively) divided by sudden and extensive paleogeographical changes (J. Slávik 1974, p. 55). On the existence of syndimentary faults it is obviously judged from facial development or isopach thickening of the East Slovakian Neogene (J. Slávik 1974, R. Rudinec — J. Čverčko 1974). To demonstrate efficiently patterns of these movements leading to mentioned sudden and extensive paleogeographical changes, we constructed from usual isopach maps of main sedimentation stages (J. Slávik 1974) of the East Slovakian Neogene isokin maps of vertical movements reflecting relations of two subsequent sedimentation stages, suggested by one of us (I. V.). Each of these main sedimentation stages includes 2—4 m. y.

Isokins represent differences in thickness between two subsequent sedimentation stages divided by sudden and extensive paleogeographical change. They reflect tendency and amount of relative vertical movement in the younger stage relative to prevailing movements of the elder stage. These isokins allow documentation of such movements which did not manifest syndimentarily and therefore reflect more completely block disintegration kinematics in the Pre-Neogene basement (fig. 1—5).

Important fault strikes in the Neogene as deduced from isokin maps on the fig. 6 reflect more precisely kinematics of block disintegration in the basement during the Miocene. This kinematics was governed by compression that caused foldings in the flysch Carpathians with main shortening perpendicular to principal sedimentation zones of the East Slovakian Neogene Molasse. Complementary (tensional) direction of normal faults to the northeastward directed tectonic stress had to have identical strikes with dips toward the basinal centre: these faults are dipping to the SE on the NW margin whereas to the NW on the SE margin of the basin. The N—S orientations of the Hornád fault system are anomalous in this respect and would not have originated nor as a northeastward directed stress equalisation feature. Hence the Hornád fault system had not had act as a marginal fault for long time.

An explanation for origin of N—S oriented normal faults in the Košice basin offers the concept of compensation to a complimentary, northward oriented stress caused by mobile but extraneous segment of the basement. This segment is represented by the crystalline, Palaeozoic and Mesozoic of the Zemplín Inselberg which had been moved in northward direction, contrary to other basement blocks. Mobility of this block evidently contributed to generation of N—S oriented normal faults in the Košice basin, represented by the Hornád fault system. Evident motions along this system occurred except of Lower and Middle Badenian but in youngest time (in the Pliocene).

#### **The Hornád fault system and magmatism of the Slanské vrchy Mts.**

Great importance was formerly attributed to the Hornád fault system in the location of neovolcanic complexes of the Slanské vrchy Mts. Detailed knowledge of volcanic structures and of their development as well as profound geophysical inves-

tigations (M. Mořkovský 1964, J. Slávik 1974, J. Slávik et al. 1976) gradually proved that the Hornád fault system did not represent immediate structural background for the volcanic activity.

Volcanic centers are located on borders of tectonic blocks manifesting different mobility. These mobile zones in volcanic periods represented fault zones delimiting elevational and depressional structures (J. Slávik 1974, B. V. Merlič — S. M. Spitkovskaya 1974). J. Slávik (1976) supposes (on the ground of geophysical results) to localise feeding channels of the volcanism on a hypothetical deep fault system on the boundary of the Slovak block with the Zemplín tectonic unit. This boundary has been recently interpreted as limiting Cretaceous structures of the Gemericides and Čierna hora Mts. toward more external units (D. Ďurica 1976, p. 9). However function of such a deep fault could be not proved in the Neogene molasse development.

Several faults and especially their intersections took part in the localisation of volcanic edifices in the Slanské vrchy Mts.

The Zlatá Baňa volcanoplutonic edifice originated on intersection of SW—NE oriented tectonic line (evidently in continuation of the Darnó line) and of the mobile belt marked in the Neogene by Močarany—Topľa fault system (M. Mořkovský 1974). The volcanoplutonic edifice of the Makovica is coherent with Myšľa—Herľany and Trhovište fault system intersection. Both mentioned volcanic edifices generated on intersections of two principal mobile fault belts.

The Strechov volcanoplutonic edifice is located on a SW—NE fault system parallel to the Vrbnica fault system and the Trebišov fault system intersection. Similarly, the huge Bogota volcanoplutonic edifice becomes clearly distinct on the (parallel to the Vrbnica fault system) and the Trebišov fault system intersection. (Čelovce, Plechotice, Kožušov and Klečenov faults). These two edifices are similarly to previous two edifices on the intersection of two broader mobile fault belts from which the Vrbnica fault system represents a continuation of the Záhreb—Kulcs line (Gy. Wein 1969), and that of the Trebišov fault system running along the NE margin of the Zemplín Inselberg. The Trebišov fault system may be correlated a. o. with hypothetical Szamos line or with the SW margin of the Čop—Beregovo elevation. It follows from the above that the Darnó line represents continuation of the Balaton line (E. Vadász 1960) and the Trebišov fault system may be correlated with the peripannonian lineament of Soviet authors.

The volcanoplutonic edifice of the central Vihorlat Mts. is related to the Vrbnica fault system intersection with longitudinal faults accompanying the Pieniny klippen belt (the Perečín fault).

Buried volcanic edifices in the SE part of the East Slovakian Neogene represent immediate continuation of the Čop—Beregovo volcanic belt and their localisation on similar fault intersections is highly probable.

An independent group of volcanic edifices significantly different by their evolution represents the Tokaj Mts. neovolcanic area extending in Slovakia up to the Veľký Milič edifice. To this group of volcanites belong occurrences in the Zemplín Inselberg and acidic neovolcanic manifestations reaching as far as the vicinity of Michalovce town amongst the Vrbnica fault system (localities Lesné and Hrádok). A huge proportion of acide volcanites and appearance of pyroxene andesites in the closing stages are or these edifices typical.

From so far listed rules of neovolcanic edifice distribution it follows that their location is governed by intersections of main discontinuity belts bordering the orogenic belt of the inner Carpathians with blocks belonging to Miocene intermountain basinal basement represented by the Zemplín Inselberg in the Eastern Slovakia as its NE margin. The distribution of volcanic centers in the Slanské vrchy Mts. and Vihorlat Mts. and that of buried volcanoes of the East Slovakian

lowland signalises continuation of main discontinuities of SW—NE direction (the Balaton—Darnó and Zágreb—Zemplín discontinuity belt) into their intersection with transversal fault systems overlapping in Eastern Slovakia from Eastern Carpathians which are parallel with main structures of the Pieniny klippen belt and the flysch Carpathians (P. Grecula — I. Varga, in press).

To the contrary, volcanic edifices to the SE from the Vrbnica fault system are on intersections of longitudinal, East Carpathian fault systems transversal ones running from the SW to the NE. An independent group of edifices is represented by volcanites of the Tokaj Mts. and that of the Zemplín Inselberg developed on the intermountain basement segment with particular features different from the remaining parts of the Slanské vrchy Mts.

These arguments are sufficient to state that the Hornád fault system had any influence on the distribution and the development of the East Slovakian neovolcanic activity.

### **The Hornád fault system and metallogenetic rayonisation of Eastern Slovakia**

The mineralisation of the Slanské vrchy Mts. differs from that of the Vihorlát Mts. This fact is due to the appearance of alumometasomatic manifestations on series of occurrences in the Vihorlát—Gutin range and to a complete development of base metal mineralisation in the Slanské vrchy Mts. where except of that the antimony formation and precious opal mineralisation, unknown in the Vihorlát Mts. are present. Common feature of both areas is represented by mercury formation overlapping borders of compared regions. Endogenous mineralisation of the Slanské vrchy Mts. (by its element associations and by so far known structural-genetic types) is in close genetic and structural relation with other mineralised neovolcanic areas of the inner West Carpathians (Banská Štiavnica). Newest results do not exclude probable mineralisation types that are comparable with Recsk area (Hungary), according to localisation of both areas on a common main tectonic belt (the Balaton—Darnó belt). To the contrary, mineralisation in the Vihorlát Mts. has close structural and genetic relations with remaining parts of the Vihorlát—Gutin range. Indices of baryte and base metals in the Veľký Milič vicinity and of the Zemplín Inselberg are relative to the ore district of the Tokaj Mts.

### **Relation of the Hornád fault system to deep faults**

The Hornád fault system was sometime enlisted among deep faults of the Alpine—Carpathian belt (T. Szalai 1957, J. Slávik 1969, Gy. Wein 1969, B. V. Merlič — S. M. Spitkovskaya 1974, H. W. Flügel 1975) acting in some time-intervals as northeastern prolongation or virgation of the Balaton, Darnó, or the Zágreb—Kulcs line. Based on previous analyse of its importance in lithological and facial development, in tectonic deformations and in the mineralisation of neighbouring complexes it may be stated that the Hornád line as a deep fault does not exist. Arguments listed in the previous parts of this paper are sufficient to explain functions attributed to the Hornád line by movements occurring on other fault systems delimiting individual segments of this part of the Carpathians. These segments are limited by the Margecany line, the Darnó line in continuation of the Balaton line, the Vrbnica fault system in the continuation of the Zágreb—Kulcs line and by the peripannonian deep fault of Soviet authors marked in East Slovakian Neogene by the Trebišov fault system.

The Hornád fault system in the Košice basin represents a group of several parallel to subparallel normal faults dipping to the east. These faults originated probably already in the Lower and Middle Badenian but manifested itself only in sedimentary development of the Upper Badenian (the Kolčovo formation —

J. Čverčko 1968). The Hornád fault system caused gradual downfaulting of eastern parts of inner West Carpathian units into the basement of the East Slovakian Neogene molasse. The Hornád fault system had any influence on the distribution of the neovolcanic activity. The supposed role of this fault system does not enter nor the supposed deep fault of the Slanské vrchy Mts. (J. Slávik 1976). As the Hornád fault system according to previous argumentation did not have deep foundation, it does not disturb the crust in its whole thickness. Changes in crustal thickness sometime localised on its course (or on supposed deep fault of the Slanské vrchy Mts.) may be expected on other main discontinuities of the area concerned. Therefore the Hornád line as a deep fault does not exist.

*Preložila V. Vargová*