

Neogénny magmatizmus transkarpatskej depresie: geologické a geofyzikálne zhodnotenie

MICHAL KALIČIAK¹, LUBOMIL POSPÍŠIL²

¹Geologický ústav D. Štúra, pracovisko Košice, Garbanova 1, 040 11 Košice

²Geofyzika, s. p., Ječná 29a, 612 46 Brno

(Doručené 9. 3. 1990, revidovaná verzia doručená 10. 4. 1990)

Neogene magmatism in Transcarpathian depression: geological and geophysical evaluation

The article deals with the relation between neogene magmatism and the pre-Cenozoic basement and tectonic development of Neogene basin. It is possible to prove the synchronization of volcanic events and spatial binding with the dynamics of the development of sedimentary basin during the whole Neogene period. The development of the basin was controlled from its origin by significant tectonic mobility of the area in the lengthwise and thwart direction, while horizontal shifts took place on some faults in different periods, which consequently influenced both paleogeographic development of sedimentary basin and spatial and chronological development of volcanism.

The Lower Miocene, acid, predominantly explosive volcanism (Eggenburgian – Lower Badenian) is connected with the anatexis of crustal material and magmatic activity of partial diapir in the lower part of the crust with culmination in the Karpatian. The origin of andesite volcanism, which had pulsated from the Upper Badenian to the Pliocene is connected with processes of differentiation in the level of the upper mantle.

The migration of volcanic activity from the north to the north-east with the distinct influence of transcurrent systems predominantly of the NW–SE and NE–SW direction has followed from the chronological-spatial development of this volcanism. This trend of the development of the Neogene volcanism is valid for the whole arc of the West Carpathians with distinct relation between the position of principal transcurrent systems and the boundary of lithosphere – asthenosphere.

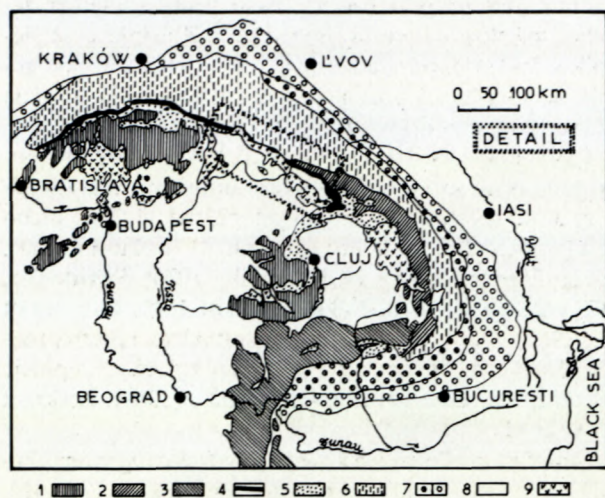
Úvod

Jedným z najvýraznejších prvkov v geologickej stavbe územia transkarpatskej depresie sú neogénne vulkanity (obr. 1). Stupeň geologického poznania jednotlivých vulkanických areálov v transkarpatskej depresii, ako aj metodika štúdia sú rozdielne. Pretrvávajúca stagnácia nadväznosti geologických a geofyzikálnych poznatkov z jednotlivých vulkanických areálov zatiaľ neumožňuje jednotný pohľad na etapy geologického vývoja tohto kľúčového územia. Cieľom nášho príspevku je podať súčasný pohľad na stavbu predneogénneho podložia, sedimentárnej neogénnej výplni panvy vo vzťahu k časovému a priestorovému vývoju neogénneho magmatizmu. Pri tejto analýze vychádzame hlavne z geologických a geofyzikálnych poznatkov zo západnej časti transkarpatskej depresie (východné Slovensko) s využitím známych a publikovaných údajov zo sovietskej a maďarskej časti depresie. Sme si vedomí, že problémy geologickej stavby a vývoja neogénneho magmatizmu v celej šírke nie sú doriešené a konečné. Veríme, že tento náš prístup sa stane impulzom pre ďalšie práce tohto charakteru, a to i formou medzinárodnej spolupráce.

Stručný prehľad názorov

Neogénne vulkanity Západných Karpát boli a aj v súčasnosti sú predmetom štúdia mnohých autorov. Zo ši-

rokej škály záujmovej problematiky sú zvlášť významné práce týkajúce sa pôvodu magmy, geotektonickej pozície jednotlivých vulkanických areálov a vývoja vulkanizmu v čase a priestore. Všeobecne bol prijatý názor o dvojakom pôvode magmy. Viacerí autori prišli k záveru, že spodnomiocénny ryolitový vulkanizmus vyznačujúci sa vysokou explozivitou erupcií nie je produktom magmatickej diferenciácie bázeickej magmy v hlbších podkôrových úrovniach, ale produktom anatexie vnútri sialickej časti kôry. Naopak, pôvod andezitového magmatizmu je spájaný s procesmi diferenciácie v úrovni vrchného plášťa (Slávik a Konečný, 1972; Slávik, 1973; Lexa a Konečný, 1974). Na vznik karpatského vulkanického oblúka bolo doteraz predložených niekoľko modelov. Začiatkom 70. rokov vznikli prvé práce týkajúce sa aplikácie teórie novej globálnej tektoniky. Mnohí autori (Radulescu a Sandulescu, 1973; Boccaletti et al., 1976; Bleahu et al., 1973; Slávik, 1973; Dolenko a Danilovič, 1976; Balla, 1981) vysvetľovali vznik neogénneho vulkanizmu v Karpatoch ako výsledok subdukcie typu ostrovného oblúka na línii peripieninského lineamentu. Andezitová magma sa podľa týchto predstáv regenerovala anatexiou ponárajúcej sa oceánskej kôry podľa modelu, ktorý sa uplatňuje na konvergentných okrajoch kontinentov alebo pri subdukciách viažúcich sa na ostrovné oblúky. Stegena et al. (1975) vznik a vývoj karpatského vulkanického oblúka vysvetľovali ensialickým intrapanovým rozpínaním, pričom pohyb bol vyvolaný diapíro-



Obr. 1. Situačná mapa pozície transkarpatskej depresie (detail). 1 – vnútorné Západné Karpaty a Apusenské vrchy, 2 – Východné Karpaty, 3 – Južné Karpaty, 4 – bradlové pásmo, 5 – vnútrokarpatský paleogén, 6 – vonkajšie flyšové pásmo, 7 – sedimenty autochtónnej a alochtónnej molasy, 8 – epivariská platforma v predpolí Karpát, 9 – neogénne vulkanity.

Fig. 1. Situation map of the Transcarpathian depression position (detail). 1 – the Inner West Carpathians and the Apuseni Mts., 2 – the East Carpathians, 3 – the South Carpathians, 4 – the Klippen Belt, 5 – the Central Carpathian Paleogene, 6 – the Outer Flysch Belt, 7 – sediments of autochthonous and allochthonous molasse, 8 – Epivariscan platform in the foreland of the Carpathian, 9 – Neogene volcanites.

vým mechanizmom vrchného pláštia s postupným prepracovaním kontinentálnej kôry na oceánsku. Iný názor na genézu karpatského vulkanického oblúka predložili Lexa a Konečný (1974). Odmietli model, podľa ktorého andezitová magma vznikla ako produkt rozpadu litosféry a vyslovili názor, že pôvod magmy treba odvodzovať od parciálneho natavenia nediferencovaných plášťových peridotitov dvíhajúceho sa diapíru. Na základe geochemických a petrogenetických výskumov dospeli Lexa a Konečný (1979) k odlišnej interpretácii, ktorá vyplynula hlavne z prítomnosti niektorých prvkov (K, Rb, Ba, U, Th) nezlúčiteľných s pôvodom andezitovej magmy z vrchnoplášťových nediferencovaných peridotitov.

Z uvedených príčin sa vytvoril nový, kompromisný model, podľa ktorého diapírový výzdvih mohla vyvolať dočasná subdukcia koncom oligocénu a začiatkom miocénu počas presúvania flyšového pásma, pričom sa vrchnoplášťové peridotity kontaminovali produktami parciálneho natavenia subdukujúcej litosféry.

Balla (1984) priradil strednomaďarské transkarpatské vulkanické pásma k subdukčnej zóne ukláňajúcej sa k severu a okrem toho predpokladal jej rozsegmentovanie ľavostrannými horizontálnymi posunmi v.-z. smeru. Szolnocko-marmarošské flyšové pásmo autor považuje za analóg a relikv akrečného klinu (subdukčná jazva). Túto interpretáciu podporujú geofyzikálne údaje o priebehu a stavbe recentnej litosféry (Adam a Pospíšil, 1984; Pospíšil a Vass, 1983; Šefara et al., 1987).

Najnovší názor na vznik karpatského vulkanického

oblúka je uvedený v práci Bacsó et al. (1987) a Vass et al. (1988):

- Na vznik vihorlatsko-gutinského pohoria sarmatského až pliocénneho veku sa aplikuje klasický subdukčný model s minimálnym vplyvom kontaminácie v kôre;

- Stredoslovenské vulkanity nemajú taký priamy vzťah k subdukcii, aj keď i tu sa subdukcia považuje za primárny podnet na generovanie magmy. Na ďalšom vývoji sa však v podstatnej miere podieľajú procesy diapirizmu v plášti a kontaminácia magiem krustálnym materiálom;

- Postavenie vulkanitov Slanských vrchov je v tomto smere zatiaľ nejasné. Ich genéza je podobná stredoslovenským vulkanitom, ale s menším podielom kontaminácie v kôre;

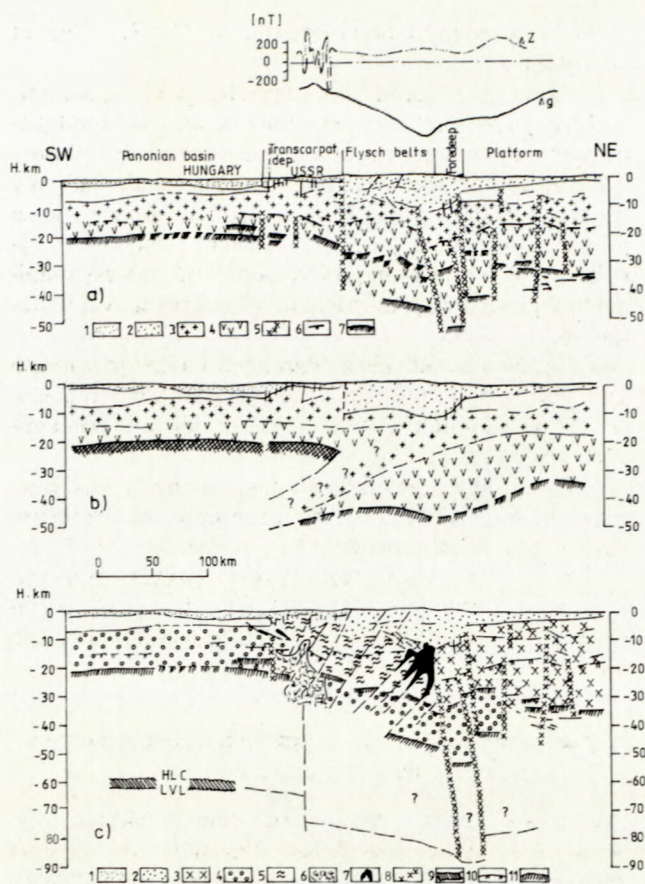
- Vulkanický areál Zemplínskych vrchov podľa Bacsóa (1987) prináleží ďalšiemu, geneticky samostatnému oblúku, t. j. zóne hrastových štruktúr zaoblúkových morí, ktorá vznikla v spojitosti s pripanónskym riftingom. Významnú úlohu pri vzniku vysoko kontrastných asociácií magmatitov tejto zóny zohrala kôrová kontaminácia hornín.

Predterciérne podložie a jeho vzťah k distribúcii neogénneho magmatizmu

Charakteristickým znakom pre celé Západné a Východné Karpaty je zistenie, že všetky základné rozhrania zemskej kôry a hranica litosféra – astenosféra majú spoločnú vlastnosť, a to súhlasné ponáranie smerom od panónskeho bazénu ku karpatskej predhĺbni, resp. k okraju epivariskej platformy, kde dosahujú najväčšie hĺbky (Burianov et al., 1978).

V priestore transkarpatskej depresie tvorí hranica Moho elevačnú štruktúru v hĺbke 22–25 km, ktorá potom prudko klesá pod flyšové pásmo až do hĺbky 35–40 km a v zóne styku panónskeho bazénu a Karpát bolo zistené jej zdvojené rozhranie (Čekunov a Sollogub, 1979; obr. 2a). Hrúbka narastá od západu na východ a na profile HSS–III dosahuje mocnosť vrchnej časti kôry. Podobný obraz tvorí priebeh rozhrania litosféra – astenosféra odvodený z tepelných tokov (Čermák, 1975; Burianov et al., 1978; obr. 2c), seizmológie (Bystricsányi, 1974; Babuška et al., 1976), ako aj magnetoteluriky (Pěčová et al., 1979; Adám a Pospíšil, 1984). Hĺbková úroveň sa mení v smere od západu na východ (Bakonyi Mts. – 50 km, szolnocký graben – 60 až 70 km) a z tejto úrovne klesá na sever, resp. na SV do hĺbky 140–200 km už pod okrajom epivariskej platformy. Nejednotnosť a nejednoznačnosť týchto údajov doteraz viedli k zostaveniu troch rôznych litosferických modelov pre túto kľúčovú oblasť Karpát (obr. 2).

Charakter hlbšieho podložia transkarpatskej depresie však možno posudzovať z geofyzikálnych, predovšetkým seizmických meraní, ktoré dopĺňajú údaje gravimetrie a magnetometrie (Burianov et al., 1978; Pospíšil a Bodo-ky, 1981; Pospíšil, 1982; Šefara et al., 1987).



Obr. 2. Varianty interpretácie na seizmickom profile HSS-III. a) Čekunov a Sollogub (1979): 1 – neogénne sedimenty panónskeho bazénu (nečlenené), 2 – flyš a molasa predhĺbne, 3 – vrchná časť kôry (granitová vrstva), 4 – spodná časť kôry (bazaltová vrstva), 5 – hlbinné zlomy, 6 – priebeh Konrádovej diskontinuity, 7 – priebeh Moho diskontinuity; b) Giese a Morelli (1977); c) Pospíšil (1983): 1 – neogénne sedimenty panónskeho bazénu, 2 – flyš a molasa predhĺbne, 3 – kôra epivariskkej platformy, 4 – kôra panónskej dosky, 5 – kôra ostrovoobľukového typu, 6 – čiastkový diapír plášťa, 7 – reliktý kolízneho systému ostrovného oblúka, 8 – hlbinné zlomy, 9 – hranica litosféra-astenosféra stanovená na základe seizmologických a magnetotelurických údajov, 10 – výrazné rozhranie v kôre, 11 – priebeh Moho diskontinuity.

Fig. 2. Various interpretations of the HSS-III seismic profile. a – Čekunov and Sollogub (1979): 1 – Neogene sediments of the Pannonian basin (undivided), 2 – flysch and molasse of the foredeep, 3 – the upper part of the crust (granite layer), 4 – the lower part of the crust (basalt layer), 5 – deep faults, 6 – the course of the Conrad's discontinuity, 7 – the course of Moho discontinuity. b – Giese and Morelli (1977); c) Pospíšil (1983): 1 – Neogene sediments of the Pannonian basin, 2 – flysch and molasse of the foredeep, 3 – Epivariscan platform crust, 4 – Pannonian plate crust, 5 – crust of the island arc type, 6 – partial diapir of the mantle, 7 – relics of island arc collision system, 8 – deep faults, 9 – boundary of lithosphere – astenosphere defined on the basis of seismologic and magnetotelluric data, 10 – distinct boundary in the crust, 11 – course of Moho discontinuity.

Tieto údaje sú dokumentované v priečnom reze pozdĺž profilu HSS-III (obr. 2a) a na plošnej schéme (obr. 3).

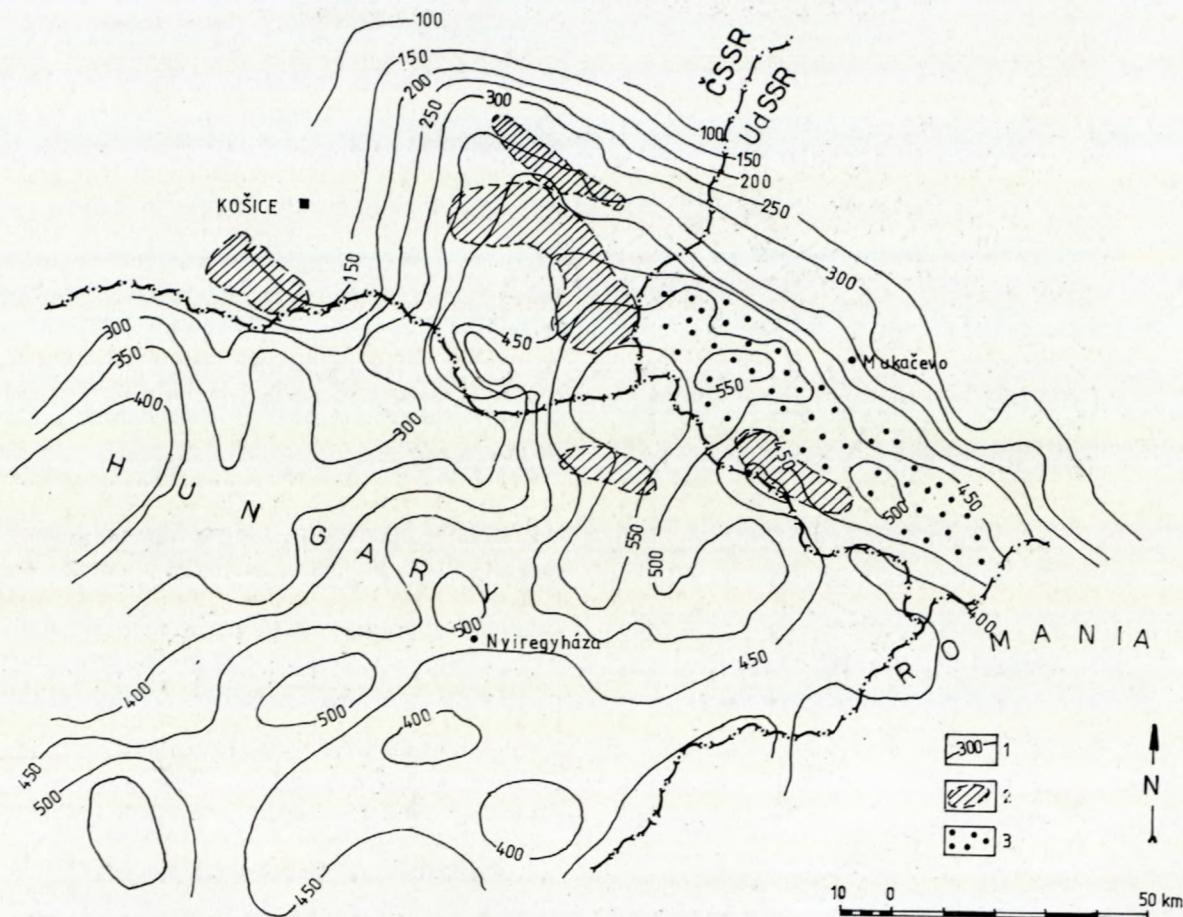
Predterciérne podložie v oblasti transkarpatskej depresie má zložitú heterogénnu stavbu. Zblízuje sa tu niekoľko tektonických jednotiek, ktorých litologický obsah, stratigrafická pozícia, afinita i tektonická pozícia nie sú doteraz v celej oblasti uspokojivo doriešené.

Problematickou predterciérneho podložia transkarpatskej depresie sa zaoberali viacerí autori, pričom ich názory a interpretácia sa v mnohých prípadoch líšia, alebo sú i protichodné (Rudinec a Slávik, 1970; Fusán et al., 1971; Ďurica, 1976, 1982; Slávik, 1976; Sviridenko, 1976; Rudinec, 1978, 1980; Čverčko, 1985; Grecula et al., 1981). Najnovšiu interpretáciu stavby a reliéfu predterciérneho podložia východoslovenskej časti depresie predložili Fusán et al. (1987), Rudinec (1989), Leško et al. (v tlači).

Reliéf podložia vo východoslovenskej neogénnej panve (obr. 4) je veľmi členitý a heterogénny (Pospíšil, 1983). V západnej časti podložie stupňovite klesá smerom na východ, pričom podstatná časť podložia Košickej kotliny až Slanských vrchov je budovaná tektonickou jednotkou veporika vystupujúceho na povrch v Čiernej hore. Tektonická príslušnosť mezozoika zisteného v prešovskej depresii je problematická. Môže patriť k obalu Braniska a Čiernej hory alebo križňanskému príkrovu. V jz. časti v komárovskej depresii tvoria podložie mezozoické sekvencie Slovenského krasu. V priestore južne od Košíc v podloží neogénu boli zistené horniny paleozoika patriace ku gemeriku. Východne od Slanských vrchov Slávik (1976) vymedzil tektonickú jednotku zemplinika, v rámci ktorej vyčlenil tektonické jednotky nižšieho rádu, a to pozdišovsko-iňáčovskú a zemplínsku jednotku.

Najvýraznejším štruktúrnym prvkom v reliéfe predterciérneho podložia je mohutná depresia pretiahnutá v smere SZ-JV. Ide o grabenovú štruktúru Prešov-Sečovce-Kráľovský Chlmec v zmysle Pospíšila a Kaličiaka (1979), resp. o trebišovskú depresiu v zmysle Rudinca (1980). Charakter prevažnej časti podložia tejto depresie je však neznámy. Rudinec (1980) tu predpokladá hlavne mezozoikum zemplínskej jednotky na SV s úzkym pruhom mezozoika iňáčovsko-kričevskej jednotky a Ďurica (1982) paleozoikum a mezozoikum iňáčovsko-kričevskej jednotky. Tieto názory sa opierajú o poznatky zo Zakarpatska, kde Sviridenko (1976) medzi bradlovým pásmom a pripanónskym hlbinným zlomom vymedzil kričevskú zónu tvorenú mezozoikom a paleozoikom. Podľa Slávika (1976) paleozoické súvrstvie pozdišovsko-iňáčovskej jednotky pokračuje do oblasti Užhorodu (užhorodsko-iňáčovská jednotka – Sviridenko, 1976).

Podľa Fusána et al. (1987) predterciérne podložie východoslovenskej časti transkarpatskej depresie južne od Humenských vrchov až po Zemplínske vrchy zodpovedá svojím charakterom veporiku vo vnútorných Karpatoch. Údaje z vrtov Zbudza-1, Senné-8 a iné (Čverčko et al., 1987) preukázali v priestore pozdišovsko-iňáčovskej jednotky prítomnosť metamorfovaného mezozoika a serpentinizovaných peridotitov (Gnojek et al., v tlači). Sla-



Obr. 3. Schéma odkrytej tiažovej mapy indikujúcej hustšie komplexy v spodnej časti kôry. 1–300 μms^{-2} , 2 – magnetické anomálie z predterciénneho podložia, 3 – oblasť s hodnotami tepelného toku $> 100 \text{ mWm}^{-2}$.

Fig. 3. Scheme of uncovered gravity map indicating densier complexes in the lower part of the crust. 1 – 300 μms^{-2} , 2 – magnetic anomalies from the pre-Cenozoic basement, 3 – area with values of heat flow 100 mWm^{-2} .

bo metamorfované paleozoické a mezozoické horniny pozdišovsko-iňačovskej jednotky koreloval Leško a Varga (1980) s čiastkovým príkrovom pieninika Álp.

Sviridenko (1976) považuje oblasť východoslovenskej panvy spolu so zakarpatskou prehlbeninou za samostatný segment vnútorných Karpát, ktorý existoval v predneogénom období a ktorý bol súčasťou veľkej panónsko-volynskej priečnej depresie prebiehajúcej cez Karpaty na ruskú platformu.

Nové analýzy tiažového poľa v oblasti transkarpatskej depresie potvrdili prítomnosť ťažších hmôt, ktoré vytvárajú výraznú tiažovú regionálnu anomáliu (Pospíšil, 1980; Šefara et al., 1987). Tieto hmoty považoval Pospíšil (1982) za relikť čiastkového plášťového diapíru spätého s generovaním magmy ako neskoršieho zdroja neogénneho magmatizmu.

K podobným záverom dospeli už skôr v ukrajinskej časti transkarpatskej depresie na základe seizmických profilov RP-5, 6, 17 Čekunov et al. (1969). Zistili, že kryštalinikum tu tvorí klenbovitú štruktúru s ponáraním jej sz. a jv. krídla pod východoslovenskú, resp. solotvinskú panvu. V jeho podloží identifikovali vrstvu zníže-

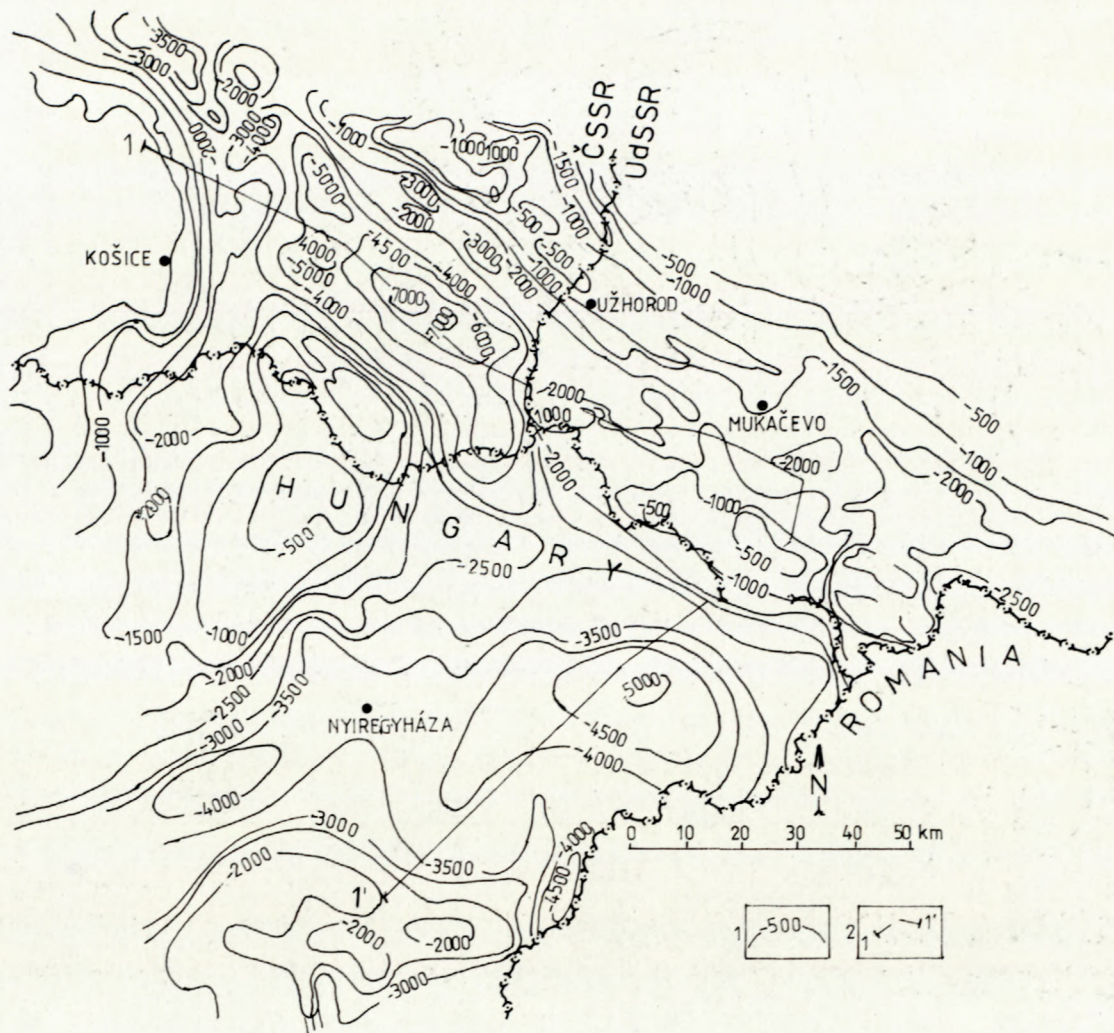
ných rýchlostí v hĺbkových intervaloch 7–12 a 14–15 km, ktorú pripisujú procesom spätým so vznikom neogénnych magmatitov.

Heterogénna stavba podložia a jeho tektonický štýl mali vplyv jednak na vznik a štruktúru neogénnej panvy, ale aj na vznik a distribúciu neogénneho magmatizmu.

Zložitá bloková tektonika, ktorá sa formovala v období neogénu, jednak zvýraznila staršie tektonické štruktúry, jednak vytvorila nové. Tieto tektonické systémy boli potom prírodnými a výstupnými cestami produktov neogénneho vulkanizmu, ktoré sa stali organickou súčasťou výplne neogénnej panvy (Slávik, 1968; Slávik a Konečný, 1972 a iné).

Vznik a vývoj transkarpatskej depresie

Transkarpatská depresia je jednou z najväčších neogénnych panví v Karpatoch. Buday et al. (1967) zaradil panvu medzi tzv. pozdĺžne vnútrohorské panvy. Vass (1979) východoslovenskú neogénnu panvu, ktorá je súčasťou transkarpatskej depresie, zaradil medzi intramon-



Obr. 4. Mapa reliéfu predterciérneho podložia. 1 – izohypsy reliéfu predterciérneho podložia, 2 – línia geologicko-geofyzikálneho rezu (obr. 13).
Fig. 4. Map of the pre-Cenozoic basement relief. 1 – isohypses of the pre-Cenozoic basement relief, 2 – line of geological-geophysical cross-section (Fig. 13).

tánne panvy, vyplnené predovšetkým hlavnou molasou (egenburg – sarmat).

Pri genéze panvy sa vo všeobecnosti vychádza z diapirických pohybov v plášti (Stegen et al., 1975) alebo z horizontálnych pohybov na paralelných zlomoch generujúcich vznik panvy typu "pull-apart" (Sclater et al., 1980; Pospíšil a Vass, 1984), a to ako dôsledok východozápadnej extenzie v priestore panónskeho bazénu, vyvolanej stenčením litosféry.

Tieto názory na vznik panvy sa líšia od seba podmienkami odohrávajúcimi sa v spodných častiach litosféry.

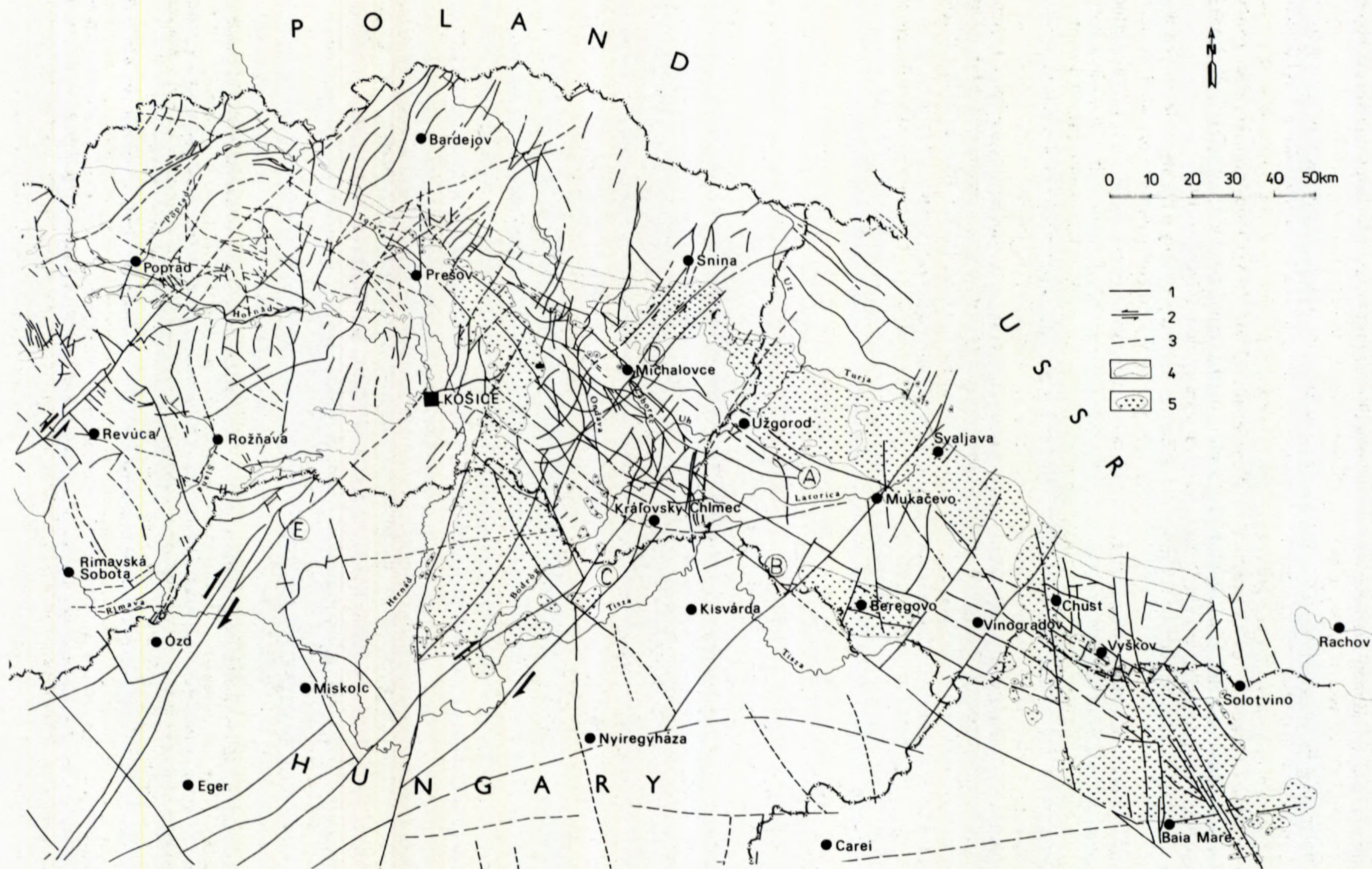
Všeobecne platí, že vývoj panvy od jej vzniku bol kontrolovaný výraznou tektonickou mobilitou územia jednak v pozdĺžnom, ale i v priečnom smere. Práve tieto tektonické systémy sa stali prírodnými a výstupnými cestami produktov neogénneho magmatizmu. Na formovanie vlastnej transkarpatskej depresie mali zrejme najväčší vplyv pozdĺžne zlomy smeru SZ–JV (obr. 5). Vo východoslovenskej časti depresie k najvýznamnejším zlo-

movým systémom tohto smeru patrí močariansko-topliansky zlomový systém (A) s úklonom k JZ, ktorý definoval Mořkovský (1971). Jeho pokračovanie smerom do ukrajinskej časti depresie možno sledovať približne do doliny Latorice, kde vyznieva. Jeho nepriamym pokračovaním môže byť tzv. užhorodsko-tjačevská zlomová zóna (Sviridenko, 1976).

Ďalším tektonicky významným prvkom pozdĺžneho smeru je tzv. zakarpatský zlomový systém (Lazko a Revoj, 1962) sprevádzajúci bradlové pásmo a zblížené vulkanické pásmo vihorlatsko-gutinského pohoria.

Paralelným zlomovým systémom v južnej časti depresie je protiklonný zlomový systém prebiehajúci z východného Slovenska až do Rumunska. Je to trhovištský a trebišovský zlomový systém (Čverčko, 1977; Grecula et al., 1977), pripanónsky zlomový systém (B), (Sviridenko, 1976; Merlič a Spitkovskaja, 1974).

K najvýraznejším priečnym zlomovým systémom zasahujúcim do priestoru transkarpatskej depresie patrí



Obr. 5. Mapa hlavných zlomových systémov v priestore transkarpatskej depresie a jej okolí (zostavená z podkladov: Grečula et al., 1977; Čverčko, 1977; Sviridenko, 1976; Pospíšil, 1983; Mořkovský et al., 1986; Fülöp et al., 1987). 1 – známe zlomy, 2 – transkurentné zlomy, 3 – predpokladané (interpretované) zlomy, 4 – ohraničenie predterciérnych jednotiek na povrchu, 5 – neogénne vulkanity na povrchu. Zlomové systémy: A – močariansko-topliansky, B – trebišovsko-pripanónsky, C – centrálnomaďarský (zemplínsky), D – vrbnicko-vihorlatský, E – Darnó.

Fig. 5. Map of principal fault systems in the area of the Transcarpathian depression and its surroundings (compiled according to data: Grečula et al., 1977; Čverčko, 1977; Sviridenko, 1976; Pospíšil, 1983; Mořkovský et al., 1986; Fülöp et al., 1987). 1 – ascertained faults, 2 – transcurrent faults, 3 – assumed (interpreted) faults, 4 – contour of pre-Cenozoic units on the surface, 5 – Neogene volcanites on the surface. Fault systems: A – the Močarany–Topľa, B – the Trebišov–Peripannonian, C – the Central Hungarian (Zemplín), D – the Vrbnica–Vihorlat, E – the Darnó.

bezosporu zlomový systém Zagreb–Kulcs (Wein, 1978), dnes označovaný ako centrálnomaďarský zlomový systém (Fülöp et al., 1987; Breznyansky a Haas, 1985). Jeho priamym pokračovaním do transkarpatskej depresie je zemplínsky tektonický systém (Breznyansky a Haas, 1. c.), ktorý pokračuje na SV na stretavské priečne zlomy (C). Nemožno vylúčiť ani komplikovaný prechod zemplínskeho zlomového pásma cez zlomy Senného na vrbnicko-vihorlatský zlomový systém (D), ktorého "strike-slip" charakter je zrejmy z tiažových údajov (Pospíšil, 1982).

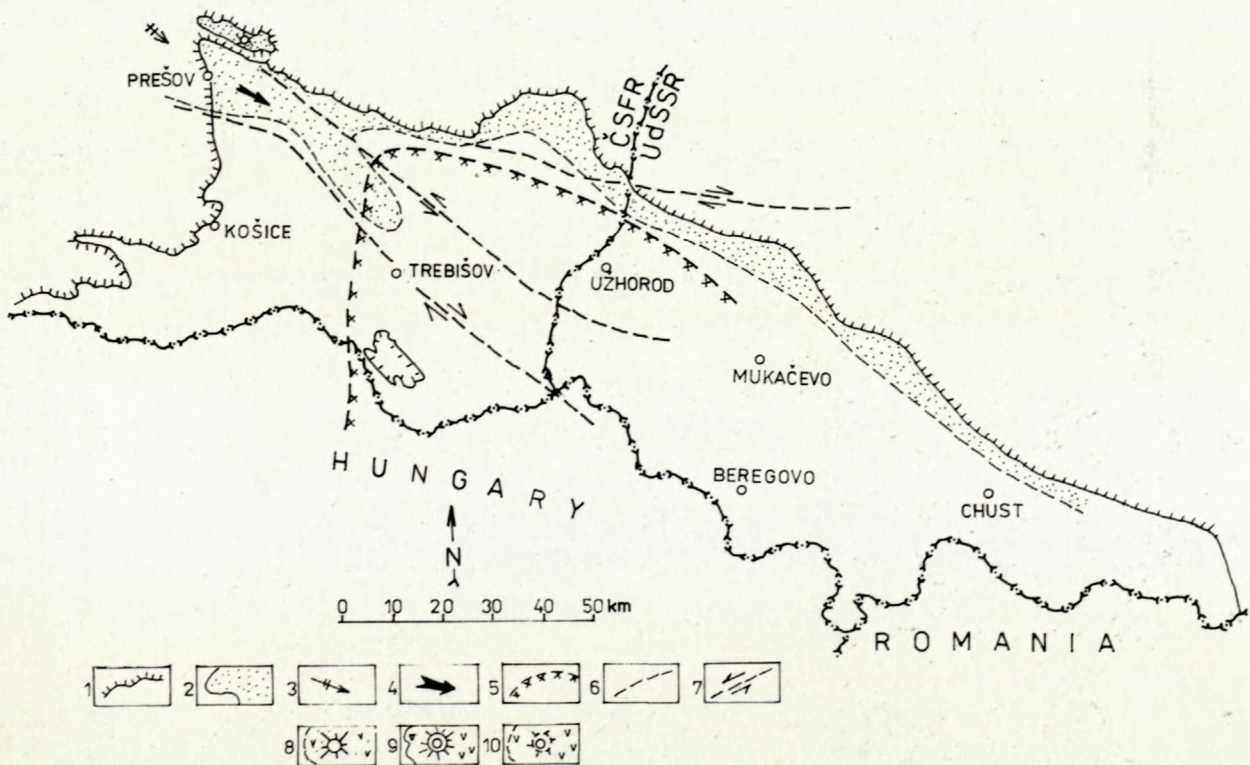
Medzi ďalšie paralelné zlomové systémy sv.-jz. smeru možno zaradiť systém zlomov Darnó (E). Zlomový systém Darnó bol opísaný viackrát (Wein, 1979; Grecula et al., 1979; Balla, 1982). Jeho sv. pokračovanie cez oblasť Moldavskej a Košickej kotliny je nevýrazné a prejavuje sa len ako segmentujúci prvok vytvárajúci zložitý hrastovo-prepadlinový systém v podloží vulkanicko-sedimentárnej výplne v sv. časti panvy. Z hľadiska terciérneho vývoja je veľmi aktívny zlomový systém Békes, indikovaný radom seizmických reflexných profilov a evi-

dentný tiež v tiažových i geologických mapách neogénneho podložia s preukázateľným ľavostranným pohybom (Samu, 1985; Rumpler a Horváth, 1984).

K bifurkačným prvkom týchto zlomových systémov možno zaradiť svaljavský, teresviansky a terebliansky zlom, všetky sv.-jz. smeru, v ukrajinskej časti depresie (Sviridenko, 1976). Vo východoslovenskej časti panvy k nim patrí vrbnicko-vihorlatský (D), falkušovský a ptrukšiansky zlom (Čverčko, 1977).

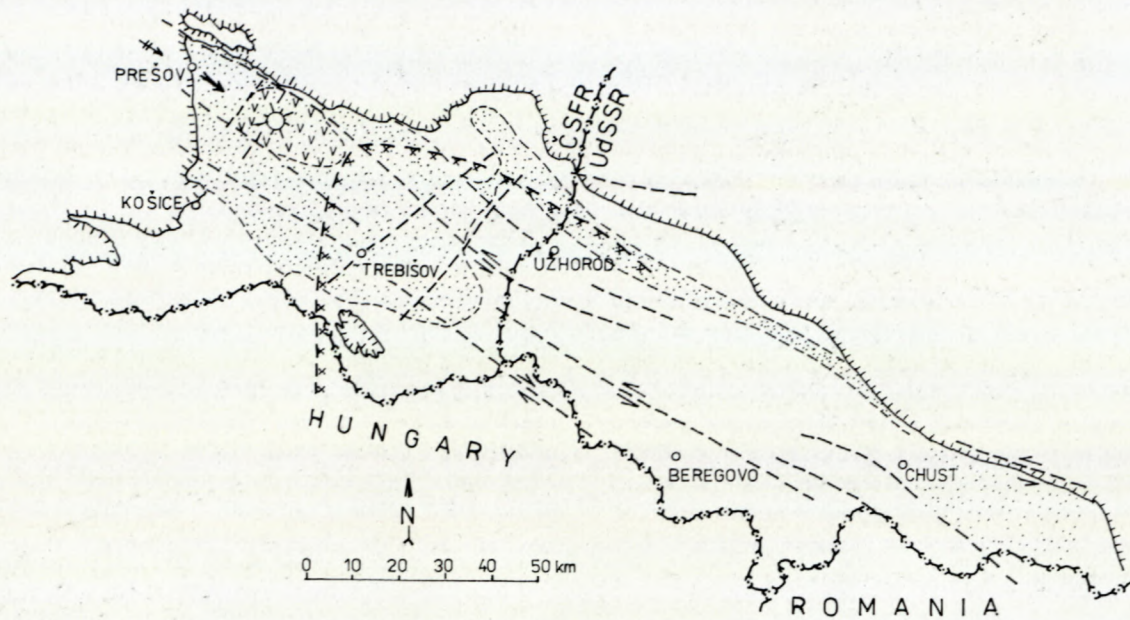
Súčasný názory a poznatky o hlavných zlomových systémoch jednak v predterciérnom podloží, ale i vo vlastnej neogénnej výplni panvy signalizujú, že na väčšine týchto zlomov dochádzalo v rôznych obdobiach k horizontálnym posunom, čo v konečnom dôsledku ovplyvňovalo hlavne paleogeografický vývoj sedimentačného bazénu, ale i priestorovo-časový vývoj a distribúciu eruptívnych centier neogénneho magmatizmu (Wein, 1969; Balla, 1982; Killényi a Rumpler, 1985; Mořkovský et al., 1986; Fülöp et al., 1987; Vass et al., 1988; Pospíšil, 1988; Killényi a Šefara, v tlači; a ďalší).

Treba však podotknúť, že okrem makroštruktúrnych



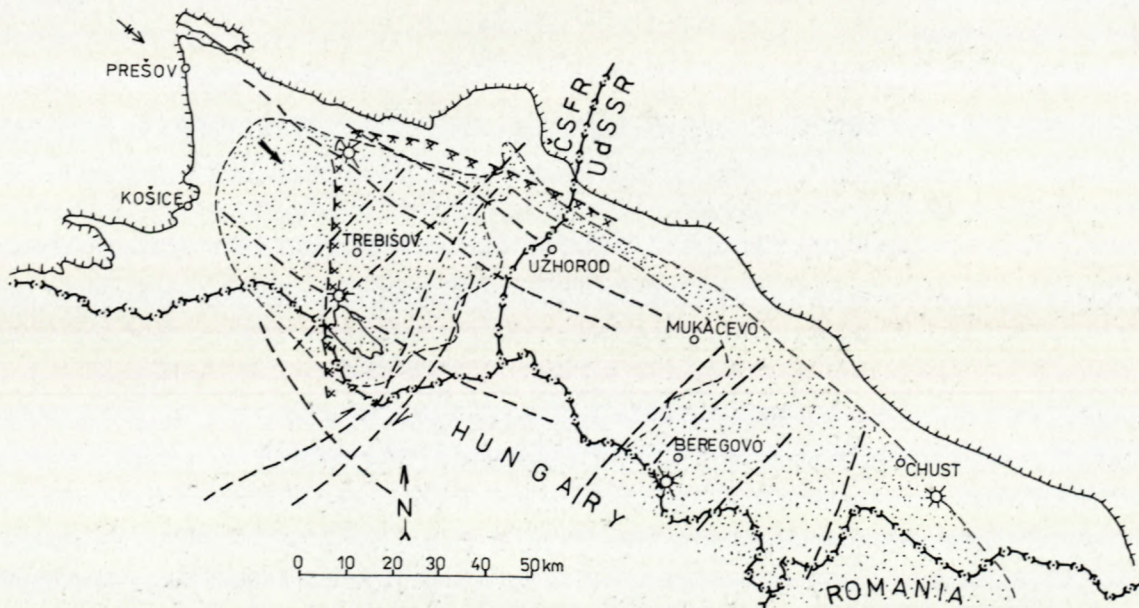
Obr. 6. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa egenburgu (rozšírenie sedimentačného bazénu podľa Rudinca, 1989). 1 – ohraničenie predneogénnych jednotiek, 2 – rozsah sedimentačného bazénu a rozšírenie sedimentov, 3 – smer spojenia s morom, 4 – smer transgresie, 5 – kontúry predpokladanej klenbovitej štruktúry v spodnej časti kôry (podľa tiažových údajov), 6 – zlomy, 7 – zlomy s udaním charakteru pohybu, 8 – vulkanické centrá ryolitového vulkanizmu s predpokladaným plošným rozšírením produktov, 9 – vulkanické centrá andezitového vulkanizmu s rozšírením produktov na povrchu, 10 – vulkanické centrá andezitového vulkanizmu s predpokladaným rozšírením produktov – prekryté.

Fig. 6. Transcarpathian depression. Paleogeographical map of the Eggenburgian (extension of sedimentation basin according to Rudinec, 1989). 1 – definition of pre-Cenozoic units, 2 – extent of sedimentation basin and occurrence of sediments, 3 – direction of connection with the sea, 4 – direction of transgression, 5 – contours of assumed domatic structure in the lower part of the crust (according to gravimetry data), 6 – faults, 7 – faults with character of movements, 8 – volcanic centres of rhyolite volcanism with assumed areal occurrence of its products, 9 – volcanic centres of andesite volcanism with occurrence of its products on the surface, 10 – volcanic centres of andesite volcanism with assumed occurrence of its products – covered.



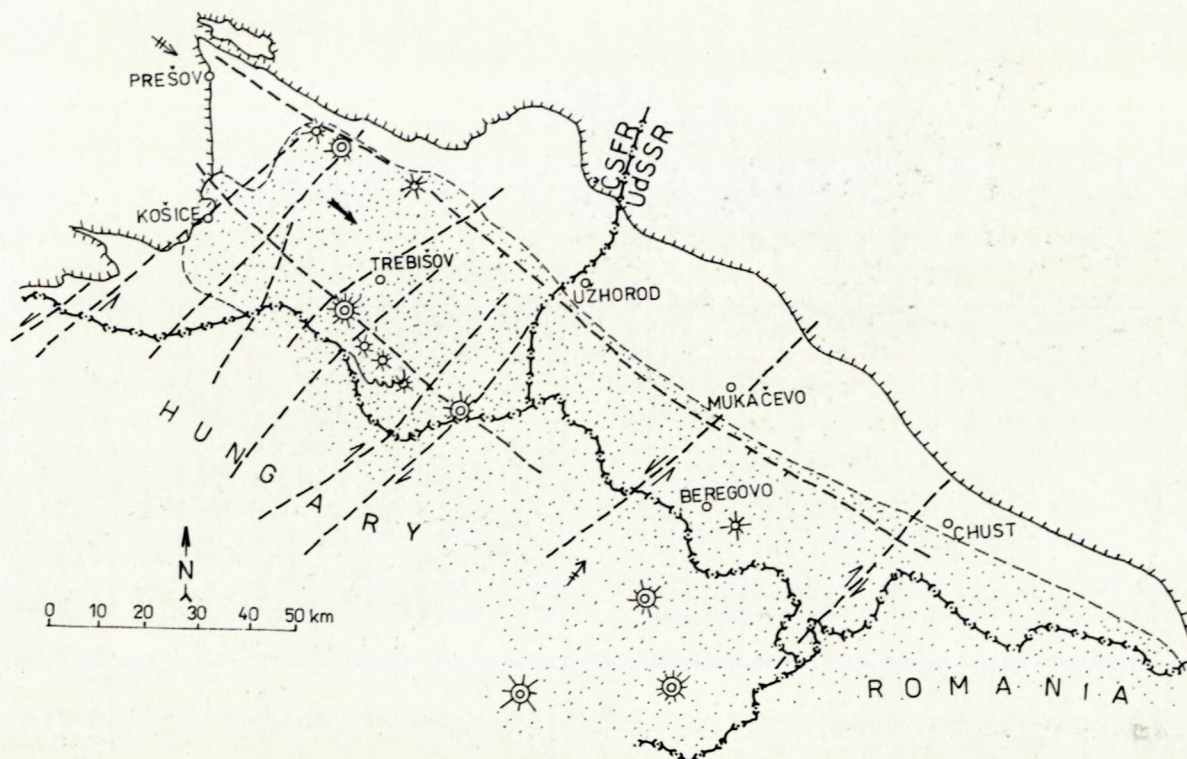
Obr. 7. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa karpátu (rozšírenie sedimentačného bazénu podľa Rudinca, 1989). Vysvetlivky ako pri obr. 6.

Fig. 7. Transcarpathian depression. Paleogeographical map of the Karpatian (extension of sedimentation basin according to Rudinec, 1989). Explanations see Fig. 6.



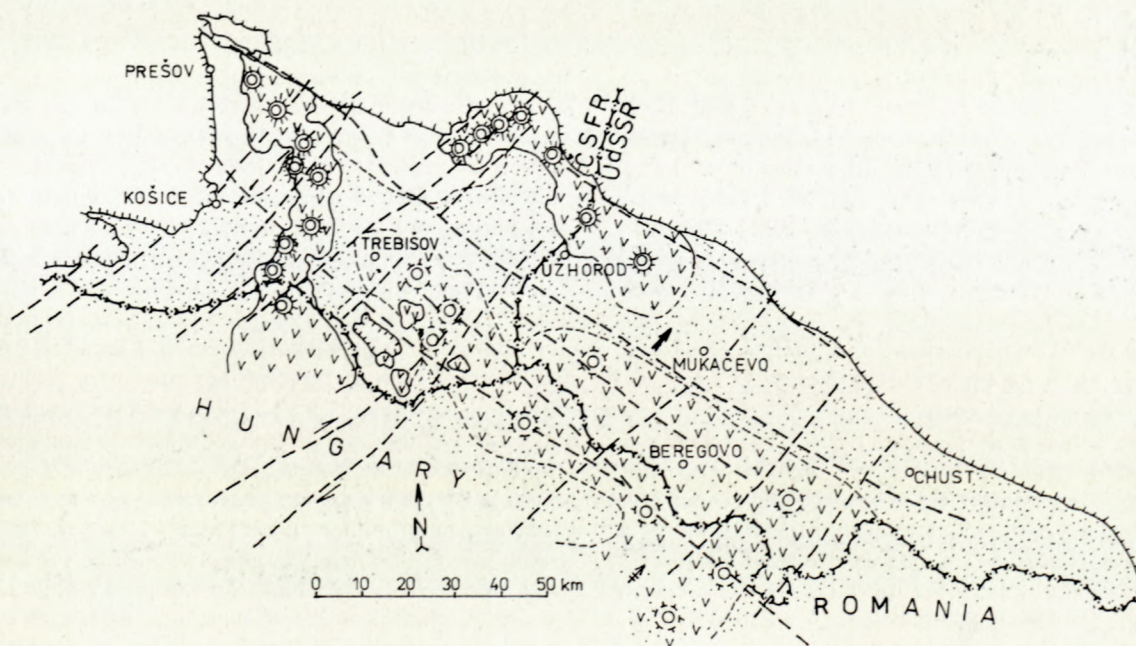
Obr. 8. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa spodného bádenu (rozšírenie sedimentačného bazénu podľa Rudinca, 1989). Vysvetlivky ako na obr. 6.

Fig. 8. Transcarpathian depression. Paleogeographical map of the Lower Badenian (extension of sedimentation basin according to Rudinec 1989). Explanations see Fig. 6.



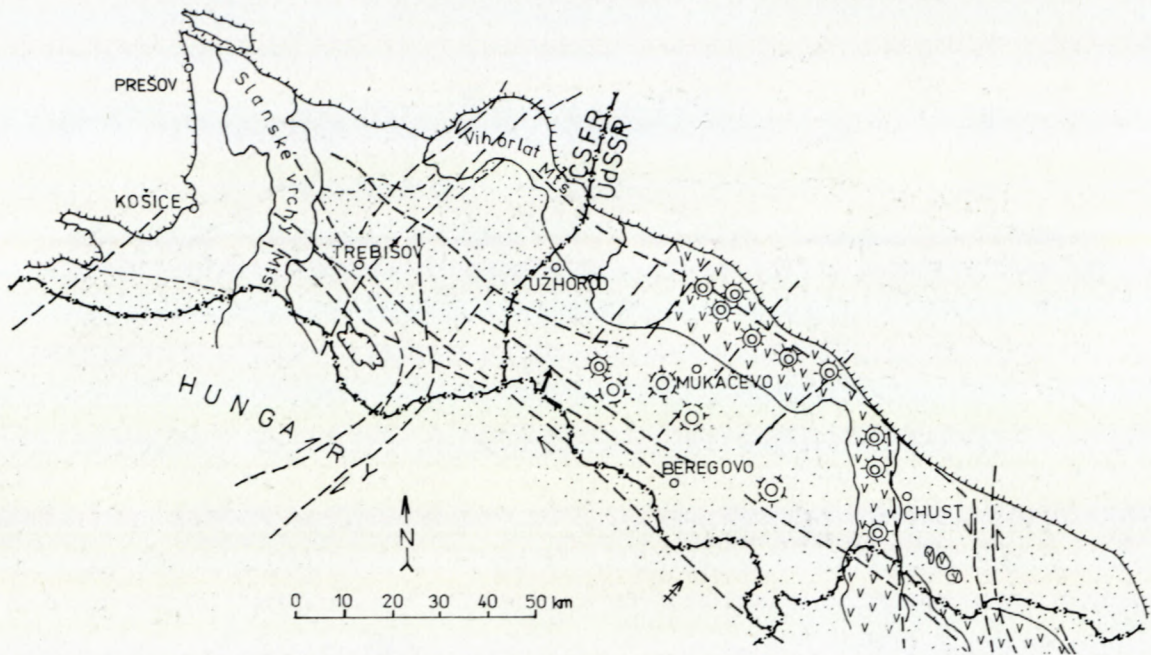
Obr. 9. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa vrchného bádenu (rozšírenie sedimentačného bazénu podľa Rudinca, 1989). Vysvetlivky ako na obr. 6.

Fig. 9. Transcarpathian depression. Paleogeographical map of the Upper Badenian (extension of sedimentation basin according to Rudinec, 1989). Explanations see Fig. 6



Obr. 10. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa sarmatu (rozšírenie sedimentačného bazénu podľa Rudinca, 1989). Vysvetlivky ako na obr. 6.

Fig. 10. Transcarpathian depression. Paleogeographical map of the Sarmatian (extension of sedimentation basin according to Rudinec, 1989). Explanations see Fig. 6.



Obr. 11. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa panónu až pliocénu (rozšírenie sedimentačného bazénu podľa Rudinca, 1989). Vysvetlivky ako na obr. 6.

Fig. 11. Transcarpathian depression. Paleogeographic map of the Pannonian – Pliocene (extension of sedimentation basin according to Rudinec, 1989). Explanations see Fig. 6.

a paleogeografických predpokladov, resp. geofyzikálnych indícií nebol zatiaľ horizontálny posun doložený ani na jednom z hlavných systémov vo východoslovenskej časti depresie. Až v súčasnosti sa tu realizuje mikroštruktúrna analýza hlavných zlomových systémov.

Významným obdobím v geologickom vývoji územia bol vznik neogénneho sedimentačného bazénu, ktorý sa začal formovať na rozhraní oligocénu a miocénu.

Zárodočný sedimentačný bazén sa formoval už v egeri, a to v sz. časti územia pozdĺž zlomov v.-z. smeru. Podľa Vassa (1981) egerská perióda sedimentácie náleží ešte ranej molase, ktorej vývoj ukončili prvé vrásnivé pohyby vo vonkajšom flyši. Prevažná časť sedimentov egeru následne v dôsledku výzdvihu územia denudovala a zachoval sa len relikv v oblasti Prešova (Nemčok a Rudinec, 1983).

Vlastná transkarpatská depresia vznikla v egenburgu a jej výplň tvorí prevažne hlavná molasa (Vass, 1. c.) v rozpätí egenburg – sarmat.

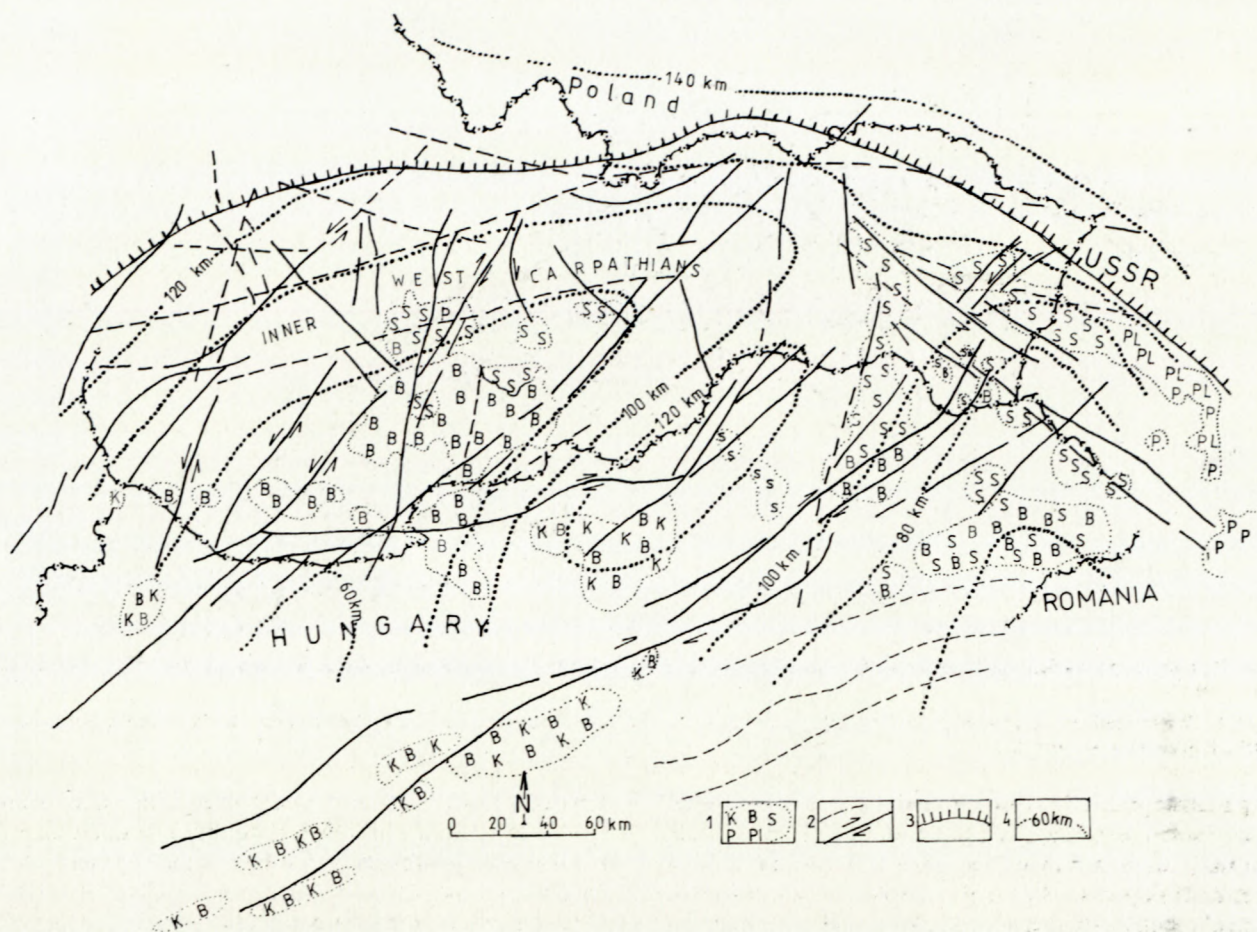
V súlade s názormi Vassa et al. (1988) predpokladáme, že panva vznikla a vyvíjala sa s podobnými znakmi ako panvy typu "pull-apart". V priebehu vývoja bola panva vo väčšej časti zaliata morom, pričom os panvy sa presúvala s jej postupným roztváraním od S na J.

Sedimentačný bazén v egenburgu vznikol v pomerne úzkej zóne pozdĺž južného okraja bradlového pásma a vnútrokarpatského paleogénu od Prešova až do oblasti Zakarpatskej Ukrajiny. Subsidienciu tejto úzkej pozdĺžnej panvy kontrolovali synsedimentárne zlomy v smere ZSZ-VJV (obr. 6), ktoré v postsedimentárnom období nadobudli často odlišné pohybové tendencie včítane

horizontálnych posunov. V egenburgu bol aktivovaný ryolitový vulkanizmus. Jeho produkty v podobe seladonizovaných ryolitových tufov boli zistené vrtom Čelovec-1 v čelovskej čiastkovej depresii (Slávik et al., 1960). Centrum tohto vulkanizmu nie je známe, pravdepodobne však vzniklo v oblasti subsidujúcej čelovskej depresie. Podľa zistených tenkých polôh ryolitových tufov v egenburských sedimentoch usudzujeme, že intenzita tohto vulkanizmu nebola veľká. Ide však o prvé štádium anatexie kôrového materiálu spojeného s magmatickou aktiváciou v spodnej časti kôry.

Koncom egenburgu subsidiencia ustala, došlo k vyzdvihovaniu územia a regresii mora smerom na SZ, čo vyvolalo dočasný zánik panvy trvajúci v priebehu otnganu.

Začiatkom karpátu došlo k uvoľňovaniu tangenciálnych tlakov, a tým aj k roztváraniu, rozširovaniu panvy a sedimentačného priestoru. Samotná karpatská panva nadobudla charakter typický pre panvy typu "pull-apart" v zmysle Crowella (1974). Na severnom okraji panvy dochádzalo k laterálnym pohybom pozdĺž močariansko-toplianskych zlomov, čomu nasvedčujú hrubozrnné klasické fácie sedimentov typu parakonglomerátov a sekvencie pripomínajúce "wild-flysch" (Vass in Baňacký a kol., 1987). Morská transgresia v karpate postihla takmer celú severnú časť Košickej kotliny včítane územia pod Slanskými vrchmi až do centrálnej časti východoslovenskej panvy a na SV úzkym zálivom až do zakarpatského vnútorného priehybu (obr. 7). More transgredovalo od SZ, resp. Z, čo presvedčivo dokumentujú denudačné relikty bazálnych detritických sedimentov na paleogéne Šarišskej vrchoviny i na predterciérnych jed-



Obr. 12. Distribúcia intermediárneho vulkanizmu v priestore Západných Karpát a panónskeho bazénu, jeho vzťah k zlomovým systémom a litosférickým rozhraniám. 1 – vulkanity karpátu (K), bádenu (B), sarmatu (S), panónu (P), pliocénu (PL). 2 – zlomy, 3 – vodivostné rozhranie ohraničujúce rozsah stabilnej platformy (podľa Adáma a Pospíšila, 1983), 4 – priebeh hranice litosféra-astenosféra s udaním hrúbky litosféry v km (podľa Babuška et al., 1986).

Fig. 12. Distribution of intermediate volcanism in the area of the West Carpathians and the Pannonian basin, its relation to fault systems and to lithospheric boundaries, 1 – Karpatian (K), Badenian (B), Sarmatian (S), Pannonian (P) and Pliocene (PL) volcanites, 2 – faults, 3 – conductivity boundary confining the extent of the platform (according to Adám and Pospíšil, 1983), 4 – course of the lithosphere-asthenosphere boundary with the thickness of lithosphere in km (according to Babuška et al. 1986).

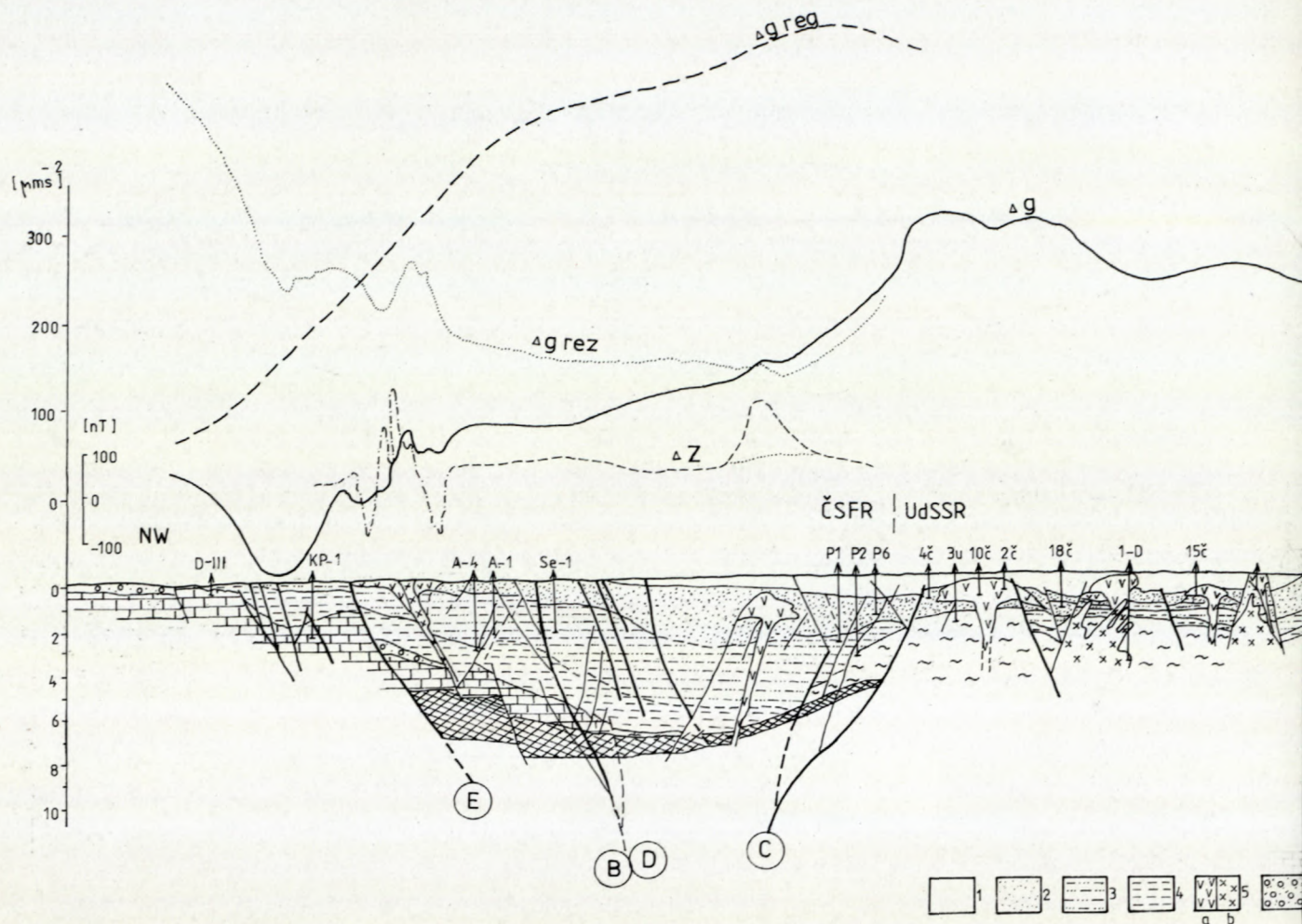
notkách Čiernej hory pri Drienovskej Novej Vsi a Lemešanoch (Karoli et al., 1986).

Morská transgresia je na báze zastúpená detritickou faciou (lemešianske zlepenec) s postupným prechodom do pelitickej sedimentácie. Neskoršie došlo k dočasnému obmedzeniu komunikácie s otvoreným morom a panva sa v sz. časti premenila na sústavu slaných lagún, kde prebiehala sedimentácia evaporitov (solnobanské súvrstvie – Vass, Čverčko, 1985).

Domnievame sa, že zmeny v rozsahu sedimentačného bazénu v karpate spôsobilo vyklenutie kôry v dôsledku magmatickej aktivizácie v spodnej časti kôry. V súvislosti s touto magmatickou aktivizáciou a anatexiou kôrového materiálu bol aj v karpate aktívovaný pomerne rozsiahly acidný vulkanizmus. Predpokladáme tiež, že táto vulkanická aktivita je spojená s kulminujúcou fázou magmatickej aktivizácie v spodnej časti kôry. Jej produktom sú veľké masivy ryolitovo-ryodacitových vulka-

noklastík, predovšetkým tufov zistených v severnej časti Slanských vrchov (Kaličiak, 1980). Eruptívne centrum, resp. skupina centier bola situovaná v oblasti Zlatej Bane.

Koncom karpátu došlo k regresii mora a počas bádenu sa pretváral štruktúrny plán panvy. Spodnobádenské more transgredovalo do nového sedimentačného priestoru. Zaplavená bola podstatná časť východoslovenskej panvy a jv. časť transkarpatskej depresie – solotvinská panva (obr. 8). Spodnobádenský sedimentačný bazén rozdeľoval výrazný serednianský hrast na dve časti, ktoré boli spojené pravdepodobne úzkymi zálivmi z choňkovej depresie smerom na juhovýchod (Rudíneč, 1989). Subsidienciu kontrolovali synsedimentárne okrajové pozdĺžne zlomy a v širšom okolí priečneho serednianského hrastu aj priečne zlomy. Predpokladáme, že k značnému rozšíreniu sedimentačného priestoru v spodnom bádene došlo v dôsledku celkového poklesu



Obr. 13. Geologicko-geofyzikálny rez (zostavený z údajov: Gluško a Kruglov, 1971; Kőrössy, 1981; Gončaruk, 1982; Pospíšil, 1983). Neogénne sedimenty: 1 – pliocén, panón, 2 – sarmat, 3 – bádén, 4 – karpat, 5 – neogénne vulkanity: a – explozívno-efuzívne komplexy, b – intruzívne komplexy. 6 – vnútrokarpatský a szolnocký flyš, 7 – mezozoikum, 8 – podložie s nejasnou tektonickou príslušnosťou (zemplínikum, prípanónska zóna?), 9 – zdroj magnetických anomálií (ofiolity?), 10 – zlomy (B – trebišovsko-prípanónsky, C – centrálnomaďarský, D – vrbnicko-vihorlatský, E – línia Darnó).

územia po jeho predchádzajúcom vyklenutí vyvolanom rozsiahlymi procesmi magmatickej aktivizácie v spodnej časti kôry.

V súvislosti s uhasínajúcou magmatickou aktivizáciou a anatexiou kôrového materiálu je so spodným bádénom spätý ešte acidný ryolitovo-ryodacitový vulkanizmus. Jeho eruptívne centrá sú viazané na okrajové pozdĺžne zlomové systémy. Produktom tejto prevažne explozívnej vulkanickej aktivity sú predovšetkým vulkanoklastické fácie. K rozšírenejším a najvýznamnejším patrí horizont hrabovských ryodacitových tufov rozšírený pozdĺž severného okraja východoslovenskej panvy. Jeho faciálnym a vekovým ekvivalentom je pravdepodobne tzv. novoseľický horizont ryolitovo-ryodacitových tufov, rozšírený hlavne v solotvinskej panve, ktorý Merlić a Spitkovskaja (1974) zaradili do karpatu.

V strednom bádene sa pravdepodobne prerušilo spojenie východoslovenskej a zakarpatskej časti panvy cez úzky záliv na severe a transgresia mora pokračovala ďa-

lej smerom na JV do Maďarska a južnej časti Zakarpatska. Spojenie s morom bolo od SZ (Rudinec, 1989). V dôsledku zániku magmatickej aktivizácie s anatexiou kôrového materiálu v spodnej časti kôry sa vulkanická aktivita v strednom bádene neprejavila.

Výrazný zvrät v celkovom vývoji neogénnej panvy a predovšetkým vo vývoji vulkanizmu predstavuje obdobie od vrchného bádenu. Zmenila sa orientácia sedimentačného bazénu, ktorého spojenie s morom bolo spoiatku ešte zo severu, potom z juhu (Rudinec, 1989; obr. 9).

Zintenzívnené tektonické pohyby zvýraznili hĺbkový dosah zlomov až do vrchného plášťa a obnovili vulkanickú činnosť. Asociácia eruptovaných vulkanických hornín je bimodálna, reprezentujú ju ryolity až ryodacity, ale aj intermediárne horniny andezitového zloženia.

V priestore pozdĺžnych tektonických štruktúr s križovaním priečných zlomov vznikali eruptívne centrá ryolitovo-ryodacitového vulkanizmu. Na rozdiel od spodnomiocénneho acidného vulkanizmu prevažne explozívne-

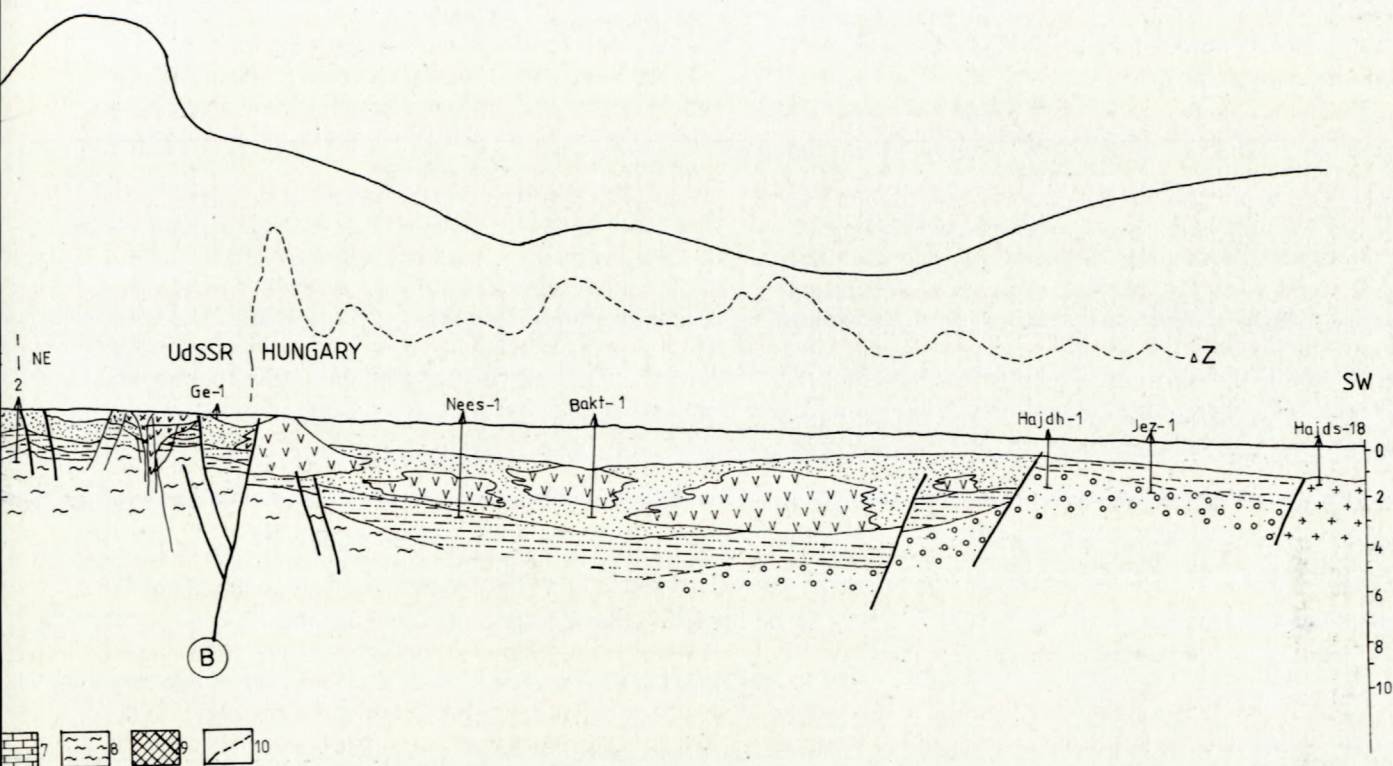


Fig. 13. Geological-geophysical cross-section (compiled from data: Gluško and Kruglov, 1971, Kőrösy, 1981; Gončaruk, 1982; Pospíšil 1983). Neogene sediments: 1 – Pliocene, Pannonian, 2 – Sarmatian, 3 – Badenian, 4 – Karpatian, 5 – Neogene sediments; a – explosive-effusive complexes, b – intrusive complexes, 6 – the Central Carpathian and Szolnok flysch, 7 – Mesozoic, 8 – the basement with unclear tectonic appurtenance (Zemplinicum, Peripannonian zone?), 9 – source of magnetic anomalies (ophiolites?), 10 – faults (B – the Trebišov-Peripannonian, C – Central-Hungarian, D – the Vrbnica-Vihorlat, E – the Darnó line).

ho charakteru produktom tejto vulkanickej aktivity okrem facií vulkanoklastík sú aj pevné vulkanické telesá, ktoré prenikli vo forme extruzívnych kupol, nekov a dajok.

V tomto období bol aktívovaný aj prvý intermediárny andezitový vulkanizmus. Eruptívne centrá vznikli jednak v západnej časti depresie (východoslovenská panva), ale i v sv. časti Maďarska. Vulkanická činnosť mala explozívno-efuzívny charakter so vznikom andezitových stratovulkánov, ktoré sú však prevažne pochované pod mladšími sedimentárnymi i vulkanickými komplexami. Zdá sa, že tento výrazný vrchnobádenský vulkanický areál, prebiehajúci z oblasti východného Slovenska smerom na JV do Maďarska, sa účinkom výrazných transkurentných zlomov roztrhol na dve časti, ktoré sa až do konca sarmatu od seba vzájomne vzdalovali.

Sarmatský sedimentačný priestor je oproti vrchnému bádenu čiastočne redukovaný v sv. časti depresie. Vo vyššom sarmate sa však podstatne rozšíril jednak do jz.

časti Košickej kotliny, ale hlavne na S a SV do podvihorlatskej oblasti, čopsko-mukačevskej a solotvinskej panvy (Rudinec, 1989; obr. 10). S morom bol spojený z juhu. V sarmate v dôsledku intenzívnej blokovej tektoniky a blokového rozpadu územia kulminovala hlavne v západnej časti depresie sedimentácia i vulkanizmus. Táto intenzívna subsidencia vo východoslovenskej časti panvy bola kontrolovaná poklesovou technikou v pozdĺžnom a priečnom smere. S blokovým rozpadom územia je úzko spätá intenzívna vulkanická aktivita, ktorá v sarmate postupne prechádza do unimodálnej asociácie reprezentovanej produktami intermediárneho andezitového vulkanizmu.

Predovšetkým na križovaní významných tektonických línií sa zaktivizovali andezitové eruptívne centrá a vznikli rozsiahle polygénne stratovulkány i menšie monogénne vulkanické štruktúry, ktoré tvoria výrazný povrchový areál Slanských vrchov, Vihorlatu – Popriečného a v centrálnej časti depresie pochované zemplínsko-be-

regovské pohorie. Na základe podobnosti magnetických anomálií a ich polarity (Pospíšil, 1982; Michajlova et al., 1974; Chomenko, 1987) usudzujeme, že tento sarmatský andezitový vulkanizmus zasahoval aj do sz. časti Gutinských vrchov. Vulkanizmus mal v podstate explozívno-efúzívnym charakter, sprevádzal ho vznik stratovulkanických štruktúr a rozsiahla extruzívno-intruzívna aktivita. Kulminoval v strednom sarmate s vyznievaním až v spodnom panóne.

V období panónu došlo k ďalšej degradácii sedimentačného neogénneho bazénu (Rudinec, 1989), hlavne v sz. časti depresie v oblasti východoslovenskej panvy (obr. 11). V pliocéne táto degradácia pokračovala a sedimentácia prebiehala len v čopsko-mukačevskej panve.

Po utlmení vulkanickej aktivity v západnej časti depresie (sarmat – spodný panón) sa vulkanická aktivita preniesla smerom na východ a severovýchod. Vulkanické centrá boli znovu aktivované v panóne a pliocéne v oblasti ukrajinskej časti depresie (Merlič a Spitkovskaja, 1974). V osovej časti čopsko-mukačevskej panvy vznikol v panóne rad vulkanických centier, ktorých produkty tvoria čopskú pochovanú reťaz vulkánov. Neskoršie centrá ďalej migrovali smerom na S a V, keď v pliocéne boli aktivované eruptívne centrá so vznikom stratovulkanických štruktúr, ktoré tvoria povrchový areál Gutinských vrchov.

Diskusia a záver

Vznik a vývoj neogénneho vulkanizmu v Karpatoch je široko diskutovanou otázkou, ktorá nie je doteraz uspokojivo doriešená. Súčasný stav poznatkov o tejto problematike dovoľuje predložiť niekoľko modelov genézy magmy tak, ako je to uvedené v úvodnej časti nášho príspevku.

Všeobecne bol prijatý názor o dvojakom pôvode magmy. Spodnomiocénny ryolitový vulkanizmus, vyznačujúci sa vysokou explozívnou erupciou, je produktom anatexie vnútri sialickej časti kôry a pôvod andezitového magmatu je spájaný s procesmi diferenciacie v úrovni vrchného plášťa. Veľmi zložitým problémom je tiež otázka geotektonickej pozície jednotlivých vulkanických areálov a časovo-priestorový vývoj vulkanizmu.

Pri riešení týchto otázok je potrebné vychádzať zo širšieho hľadiska geologickej stavby a vývoja karpatského orogénu. Kriedovo-paleogénny vývoj karpatského orogénu Horváth a Royden (1981) vysvetľujú konvergenciou a kolíziou dvoch kontinentálnych jednotiek (dosiek): európskej rigidnej Moesijskej dosky a menšej nerigidnej, silne deformovanej jednotky, ktorá vznikla spojením kontinentálnych fragmentov v kolíznej zóne. Konvergenciu považujú za výsledok juho- a západovergentne usmerenej subdukcie jurského oceánu neznámeho rozšírenia. Polaritu subdukcie autori určili z vergencie nasunutia flyšových komplexov na sever a východ a vnútornej pozície ranoterciálnych acidných vulkanických komplexov.

Oligocénno-pliocénne nasúvanie vonkajších Karpát s migráciou na východ (Buday, 1963; Jiříček, 1979) bolo súčasne sprevádzané alkalicko-vápenatým vulkanizmom pozdĺž styku Západných a Východných Karpát s panónskym masívom.

Z časovo-priestorového vývoja tohto vulkanizmu je zreteľná migrácia vulkanickej aktivity pozdĺž oblúka Karpát s postupným omladzovaním k východu.

Tento trend vývoja intermediárneho vulkanizmu dokumentuje obr. 12, pričom je zreteľný vzťah medzi pozíciou hlavných transkurentných systémov a priebehom rozhrania litosféra – astenosféra.

Rozsiahle ľavostranné transkurentné systémy: malokarpatsko-považský (Buday et al., 1986), rábsko-muránsky (Pospíšil et al., v tlači), békešský (Fülöp et al., 1987), ako aj centrálnomaďarský zlomový systém s pravostranným posunom (Wein, 1979; Fülöp et al., 1987) tvoria rozhrania nielen hlavných tektonických jednotiek podložia, ale zreteľne segmentujú i spodnomiocénne vulkanické komplexy.

Súčasný údaje týkajúce sa štruktúrno-tektonickej pozície neogénneho vulkanizmu v transkarpatskej depresii poukazujú na časovo-priestorový vývoj vulkanizmu s jeho migráciou na S a SV a výrazným vplyvom transkurentných systémov prevažne sz.–jv., sv.–jz. a z.–v. smeru. Existenciu a úlohu týchto transkurentných systémov v tejto oblasti doteraz nikto nehodnotil.

Výrazné synvulkanické a postvulkanické pohyby, ako to vyplýva z obr. 6–11, mohli podstatne meniť relatívnu pozíciu vulkanických komplexov alebo ich častí voči pôvodnému vulkanickému frontu. Príkladom môžu byť zistené posuny magnetických anomálií odrážajúcich vulkanické komplexy v Podunajskej nížine (Šutora et al., 1988).

Na dokonalú syntézu úvah o vývoji vulkanizmu chýbajú zjednocovacie údaje o paleogeografických pomeroch a zmenách v jednotlivých obdobiach neogénu z celej oblasti transkarpatskej depresie, rovnocenné stratigrafické, rádiometrické, geofyzikálne údaje, ako aj údaje o typoch vulkanických štruktúr.

Riešenie základných korelačných väzieb medzi vývojom neogénneho vulkanizmu v celej oblasti transkarpatskej depresie, jeho vzťahu k hlbšiemu podloziu, sedimentárnej výplne panvy a tektonickým procesom by sa preto malo stať vecou širšej medzinárodnej spolupráce, pričom je potrebné zohľadniť tieto skutočnosti:

- transkarpatská depresia vznikla na starom paleoalpínskom šve, o existencii ktorého svedčí prítomnosť rozsiahlych ofiolitových (jurských?) komplexov v podloží východoslovenskej a maďarskej časti depresie;

- prítomné sú hustotne výrazne diferencované hmoty v podloží transkarpatskej depresie s klenbovitým tvarom a vysokým tepelným tokom, viazané na strednomaďarskú transkarpatskú vulkanickú zónu a os transkarpatskej depresie;

- zistenie reliktovej štruktúrnej polarizácie a zonality podložných komplexov na danom mieste, ale tiež severne

od soľnockého grabenu poukazuje na existenciu a blízkosť subdukčného systému ostrovoobľúkového typu (Balla, 1984);

– vývoj neogénneho intermediárneho vulkanizmu je časovo spojený so sedimentáciou v priestore osi soľnockého grabenu po bradlové pásmo s výrazným vplyvom pozdĺžnych (SZ–JV) a priečných (SV–JZ až Z–V) transkurentných systémov, ktoré fungovali súčasne alebo v postvulkanickom období;

– v zóne bradlového pásma sa zistili príznaky horizontálnych pohybov a zmeny zmyslu pohybov (do miocénu ľavostranný pohyb, v miocéne pravostranný pohyb – Birkenmayer, 1985; Marschalko, 1986);

– výrazné paleogeografické zmeny panvy v neogéne spolu s vývojovými etapami vulkanizmu naznačujú možnosť dvojfázového procesu vzniku bazénu typu „pull-apart“ (spodnomiocénna a strednomiocénna fáza).

Tomuto modelu zodpovedá nielen priebeh hlavných tektonických systémov, ale i rýchlosť sedimentácie, tvar panvy a hrúbka sedimentárnej výplne (Vass, 1979; Vass a Čech, 1983; Mořkovský et al., 1986; Pospíšil a Vass, 1983).

Literatúra

- Adam, A. a Pospíšil, L. 1983: Crustal Conductivity Anomalies in the Carpathian region. *Acta Geodet., Geophys. et Mont. Hung.*, 19 (1–2).
- Babuška, V., Plomerová, J. a Silený, J. 1986: Mocnosť litosféry ve střední Evropě odvozená ze seismologických a magnetotelurických pozorování. In: *Sb. referátů 8. celost. konf. geofyziků, sekce SG. Brno, Geofyzika*, 26–32.
- Bascó, Z., Burian, J., Divinec, L., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J. a Štohl, J. 1987: Neovulkanity Slovenska – tektonické, látkové a vulkanologické aspekty prognózovania rudných surovín. In: *Geol. dni J. Slávika: Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín. Košice*, 71–96.
- Bascó, Z. 1987: Význam vulkanických štruktúr typu Vihorlatských a Zemplínskych vrchov pri lokalizácii polymetalického zrudnenia. In: *Geol. dni J. Slávika: Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín. Košice*, 209–218.
- Balla, Z. 1981: Neogene volcanism of the Carpatho-Pannonian region. *Earth Evol. Sci.*, 1, 3–4, 240–248.
- Balla, Z. 1982: Development of the Pannonian basin basement through the Cretaceous-Cenozoic collision: A new Syntheses. *Tectonophysics*, 88, 61–102.
- Balla, Z. 1984: The Carpathian Loop and the Pannonian basin: A kinematic analysis. *Geophys. Trans.*, 30, 4, 313–353.
- Bañacký, V. a kol. 1987: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1:25 000, listy 38–112 (Sof-2), 38–114 (Sof-4). *Manuskript – Geofond Bratislava*, 127 s.
- Birkenmajer, K. 1985: Major strike-slip faults of the Pieniny Klippen Belt and the Tertiary Rotation of the Carpathians. *Publ. Ins. Geoph. Pol. Acad. Sci.*, A-16 (175), 101–115.
- Bleahu, M., Boccaletti, M., Manetti, P. a Peltz, S. 1973: Neogene Carpathian arc: a continental arc displaying the features of an „island arc“. *J. Geoph. Res.*, 78, 5 025–5 032.
- Boccaletti, M., Horváth, F., Loddó, M., Mongelli, F. a Stegena, L. 1976: The Thyrrenian and Pannonian basins: A Comparison of two mediterranean interare basins. *Tectonophysics*, 35, 45–69.
- Breznyansky, K. a Haas, J. 1985: The new tectonic map of Hungary. In: *Proc. Repts. XIIIth Congr. CBGA, Poland, Cracow, Sept. 1985, Geol. ins. Cracow, Part I*.
- Buday, T. 1963: Some problems of the origin and development of the Faults structures in the Neogene of Carpathian Basins. *Geol. Práce, Spr.*, 28, 113–120.
- Buday, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR – díl II. Západné Karpaty. *Praha, Academia*.
- Buday, T., Pospíšil, L. a Šutora, A. 1986: Geologický význam některých rozhraní interpretovaných z družicových snímků na západním Slovensku a východní Moravě. *Mineralia slov.*, 18, 481–499.
- Burjanov, V. B. et al. 1978: Komplexný geofyzikálny model litosféry Vostočných Karpát. *Geof. Sb. AN USSR (Kiev)*, Vyp., 83, 3–16.
- Bisztricsányi, E. 1974: The depth of the LVL in Europe and some adjacent regions. *Geofyz. Közlet.*, 22, 61–68.
- Crowell, J. C. 1974: Origin of late Cenozoic basins in southern California. Tectonics and sedimentation. *Soc. Econ., Paleont., Mineral., Spec. Publ.*, 22, 190–204.
- Čekunov, A. V., Livanova, L. P. a Gejko, V. S. 1969: Glubinnije strojenije zemnoj kory i nekotorige voprosy tektoniki Zakarpatskogo progiba. *Sov. Geol.*, 10, 57–68.
- Čekunov, A. V. a Sollogub, V. B. 1979: Crust of the Earth gustions of structure and evolution. *Geofyz. Žurnal*, 1, 19–35.
- Čermák, V. 1975: Temperature-depth profiles in Czechoslovakia and some adjacent areas derived from heat-flow measurements, deep seismic sounding and other geophysical data. *Tectonophysics*, 26, 103–119.
- Čverčko, J. 1977: Zlomy vo východoslovenskej neogénnej oblasti a jej tektonický vývoj. [Kand. diz. práca.]. *Manuskript – Geofond Bratislava*.
- Čverčko, J. 1985: Závěrečná správa o vyhadávacom vrte Senné-1. *Manuskript – Geofond Bratislava*, 34 s.
- Dolenko, G. N. a Danilovič, L. G. 1976: Novoje učenije o geosynklinalach i jeho primenenije k Ukrajinškim Karpatam. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 27, 1, 1–9.
- Đurica, D. 1976: Geológia Potiskej nížiny s ohľadom na výskyt a perspektívu živíc. [Kand. diz. práca.]. *Manuskript – Nafta Michalovce*, 172 s.
- Đurica, D. 1982: Geológia Východoslovenskej nížiny. *Mineralia slov. Monogr.*, 1, 60 s.
- Fülöp, J., Breznyánszky, K. a Haas, J. 1987: The new Map of Basin basement of Hungary. *Acta Geol. Hung.*, 30 (1–2), 3–20.
- Fusán, O., Ibrmajer, J., Plančár, J., Slávik, J. a Smíšek, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 15, 173 s.
- Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, J., Plančár, J. a Rozložník, L. 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. *Bratislava, GÜDŠ*, 123 s.
- Grečula, P., Kaličiak, M. a Varga, I. 1977: Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. *Mineralia slov.*, 9, 419–448.
- Grečula, P., Kaličiak, M., Tözsér, J. a Varga, I. 1981: Geológia hraničnej zóny Západných a Východných Karpát v diele J. Slávika. Nové údaje, korelácie a otázky. Zákonitosti rozmiestnenia nerastných surovín. In: *Grečula, P. (red.): Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Východných a Západných Karpát*, 17–31.
- Horváth, F. a Royden, J. 1981: Mechanism of formation of the Intra-Carpathians Basins. *Earth Evol. Sci.*, 3–4.
- Chomenko, V. I. 1987: Glubinnaja struktura juzozapadnogo kraja vostočno evropskoj platformy. *Kiev, Naukova Dumka*, 140 s.
- Jiříček, R. 1979: Tektogenetický vývoj karpatského oblouku během oligocénu a neogénu. In: *Mahel, M. (red.): Tectonic profiles through the West Carpathians. Bratislava, GÜDŠ*, 203–214.
- Kaličiak, M. 1980: Geologická stavba a vývoj neogénneho subsekventného magmatizmu v oblasti Zlatobanského vulkanického aparátu. *Mineralia slov.*, 11, 1–25.
- Karolí, S. a kol. 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape, list 37–224 (Prešov-4). *Manuskript – Geofond Bratislava*, 111 s.
- Kilényi, E. a Rumpler, J. 1985: Pre-Tertiary basement relief map of Hungary. *Geophys. Trans.*, 30, 4, 425–428.
- Kilényi, E. a Šefara, J. (v tlači): Map of the pre-Tertiary relief of the West Carpathians and Pannonian basin.
- Lazko, E. M. a Rezvoj, D. P. 1962: O tektoničeskoj prorode zony Karpatskich utesov. *Vesn. Lvov. Inst., Sér. Geol.*, 1, 60–65.
- Leško, B. a Varga, I. 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. *Mineralia slov.*, 12, 97–130.
- Lexa, J. a Konečný, V. 1974: The Carpathian volcanic arc: A Discussion. *Acta Geol., Acad. Sci., Hung.*, 18 (3–4), 279–293.

– The volcanic area of the Zemplínske vrchy Mts. belongs, according to Bacsó (1987) to another, genetically separate arc, i. e. to the zone of horst structures of back-arc seas, which was formed in connection with peripannonian rifting. Crustal contamination of rocks took important role during the origin of high contrast associations of magmatites in this zone.

The character of deeper basement of Transcarpathian depression judged from the data of geophysical measurements, above all from seismics, which are completed by the data of gravimetry and magnetometry (Burjanov et al., 1978; Pospíšil and Bodoky, 1982; Šefara et al., 1987). These data are documented in the cross-section along the HSS-III profile (Fig. 2a) and in the planary scheme (Fig. 3).

Pre-Cenozoic basement in the area of the Transcarpathian depression has complicated heterogenous structure. Several tectonic units are brought nearer to each other here, however, their lithological content, stratigraphical position, affinity and tectonic position are not solved satisfactory in the whole area for the time being. The relief of the above basement is documented in Fig. 4.

Heterogenous structure of the basement and its tectonic style influenced both the origin and structure of the Neogene basin and the origin and distribution of the Neogene magmatism.

Generally, it is started from diapiric movements in the mantle at the genesis of the basin (Stegena et al., 1975), or from horizontal movements on parallel faults generating the origin of the pull apart type of basin (Sclater et al., 1980; Pospíšil and Vass 1984), namely as a result of the eastern-western extension in the area of the Pannonian basin due to the thinning of lithosphere.

There is generally valid principle that the development of the basin from its origin was controlled by distinct tectonic mobility of the area both in the lengthwise and thwart direction. Just these tectonic systems become of ascendent paths of the Neogene volcanism products.

Longitudinal faults (with NW – SE direction) are of the greatest significance for the formation of proper Transcarpathian depression (Fig. 5). The Močarany-Topľa fault system (A) dipping to SW, which was defined by Mořkovský (1971), belongs to the most significant fault systems with this direction in Eastern Slovakian part of this depression. So called Transcarpathian fault system (Lazko and Rezvoj, 1962) accompanying the course of the Klippen Belt and connected volcanic zone of the Vihorlat-Gutin Mts. is a further tectonically significant element with the longitudinal direction.

Antithetic fault system running from Eastern Slovakia to Roumania is the parallel fault system to the above in the southern part of the depression. There are the Trhovište and Trebišov fault system (Čverčko, 1977; Grecula et al., 1977), the Peripannonian fault system (B), (Sviridenko, 1976; Merlič, Spitkovskaya, 1974).

The Zagreb-Kulcs fault system (Wein, 1978) belongs to the most distinct transverse faults reaching the area of Transcarpathian depression, today it is named Central-Hungarian fault system (Fülöp et al., 1987; Breznyansky and Haas, 1985). The Zemplín tectonic system is its direct continuation into Transcarpathian depression. It continues to the NE for the Stretava faults (C). However, complicated transition of the Zemplín fault zone through the Senné faults into the Vrbnica-Vihorlat fault system (D) cannot be excluded. Its strike-slip character is obvious from gravimetric data (Pospíšil, 1982).

The Darnó and Békes fault system respectively could be classified with further parallel fault systems with the NE – SW strike.

Present knowledge on principal fault systems both in the pre-

Cenozoic basement and proper Neogene filling of the basin, signalize that horizontal movements took place on most of these faults in various periods, which influenced both paleogeographic development of sedimentation basin and spatial-chronological development and distribution of eruptive centres of Neogene volcanism (Wein, 1969; Balla, 1982; Killényi and Rumpler, 1985; Mořkovský et al., 1986; Fülöp et al., 1987; Vass et al., 1988; Pospíšil, 1988 and others).

The origin of the Neogene sedimentation basin, which had started to form on the boundary between Oligocene and Miocene, was an important and turning period in geological development of the area.

The embryonic sedimentation basin was formed in Eggerian, namely in the NW part of the depression, along the faults of the E – W strike. According to Vass (1981), the Eggenburgian period of sedimentation belongs to early molasse. The proper Transcarpathian depression was formed in the Eggenburgian and its filling is formed predominantly by cardinal molasse with the span of Eggenburgian – Sarmatian. We assume, according to opinions of Vass et al. (1988) that the basin originated and developed with features similar to the pull-apart types of basin. During the development, the Neogene basin was flooded by sea, while the axis of the basin was shifted and the basin was gradually opened from N to S.

Rhyolite volcanism started its activity in the Eggenburgian. Its eruptive centre is not known. However, it was probably formed in the area of subsided Čelovec depression in the NW part of the area.

Manifestations of the above volcanism are connected with the first stage of the anatexis of crustal material, which was connected with magmatic activation in the lower part of the crust.

The release of tangential pressure took place in Lower Karpatian and by it opening of the basin started. The Karpatian basin obtained the character typical for the pull-apart type of basins in the sense of Crowell (1974). Lateral movements occurred at the northern margin of the basin along the Močarany-Topľa fault system. These movements are witnessed by coarse grained clastic facies of paraconglomerate type and by sequentions resembling wild flysch (Vass in Baňacký et al., 1987).

In the Karpatian transgression flooded almost the whole northern area of the Košice basin, including the area under the Slanské vrchy Mts., up to the central part of the Eastern Slovakian basin and in NE the Transcarpathian Inner Deep (Fig. 7).

Frequent changes in the extent of sedimentation basin were caused by uparching of the crust in the Karpatian, as a result of magmatic activity in the lower part of the crust. Relatively extent acid volcanism started with the above magmatic activity and anatexis of crustal material in the Karpatian. We assume that this volcanic activity is connected with culminated stage of magmatic activity in the lower part of the crust. Large amounts of rhyolite-rhyodacite volcanoclastics, mainly tuffs ascertained in the northern part of the Slanské vrchy Mts., are its product (Kaličiak, 1980).

In the end of the Karpatian the regression took place and during the Badenian the structural plan of the basin was transformed. The Lower Badenian sea transgressed into the new sedimentation area. The essential part of the Eastern Slovakian basin and the SE part of the Transcarpathian depression were flooded (Fig. 8).

We assume that in the Lower Badenian a considerable spreading of sedimentation area took place as the result of entire downcast of the area after its previous uparching, which was caused by extensive magmatic processes in the lower part of the crust.

Acid rhyolite-rhyodacite volcanism in the Lower Badenian is connected with extinctive magmatic activity and anatexis of crustal material. Its eruptive centres are connected with marginal longitudinal fault systems.

In the Middle Badenian volcanic activity probably ceased. The period from the Upper Badenian represents a distinct reversal in the development of the whole basin, predominantly in the development of volcanism (Fig. 9). During the Upper Badenian the opening and subsided basin was accompanied by normal faults both longitudinal and transverse and by block desintegration of the area.

More intensive tectonic movements caused that faults reached the upper mantle and the volcanic activity started again. The association of erupted volcanic rocks is bimodal and it is represented by both rhyolites and rhyodacites and intermediate rocks of andesite composition.

The eruptive centres of rhyolite-rhyodacite volcanism originated in the area of crossing of longitudinal and transverse faults. In contrast to the Lower Miocene acid volcanism, which was predominantly explosive, solid volcanic bodies in form of extrusive domes and intrusive necks and dykes originated beside volcanoclastic facies.

In this period intermediate andesite volcanism started. Its eruptive centres were formed both in the western part of the depression (East Slovakian basin) and the NE part of Hungary. The volcanic activity had explosive-effusive character. Andesite stratovolcanoes were formed. However, they are predominantly buried under younger sedimentary and volcanic complexes.

The Sarmatian sedimentary area is reduced in the NW part of the depression in comparison with the Upper Badenian.

In the Sarmatian culminated both sedimentation and volcanism, mainly in the western part of the depression, as a result of the intensive block tectonics and block desintegration of the area. This intensive subsidence in East Slovakian part of the depression was controlled by normal fault tectonics both in longitudinal and transverse direction. The intensive volcanic activity, which gradually proceeded into unimodal association represented by andesite volcanism products, is closely connected with block disintegration of the area.

Predominantly on crossing of significant tectonic lines, andesite eruptive centres were formed, with the origin of extent polygenous stratovolcanoes and smaller monogenous volcanic structures, which form distinct volcanic areas of the Slanské vrchy Mts., Vihorlat-Popričný Mts. and the buried Zemplín-Beregovo Mts. in the central part of the depression. This volcanism culminated in the Middle Sarmatian and died away in the Lower Pannonian.

The migration of volcanic activity towards the east and north-east took place after attenuation of volcanic activity in the western part of the depression. In the Pannonian and Pliocene volcanic centres were re-activated in the Ukrainian part of the depression (Merlitch and Spitzkovskaya, 1974). A number of volcanic centres, whose products form the Čop buried range of volcanoes, originated in the axial part of the Čop-Mukačevo basin in the Pannonian. Later further migration of volcanic centres towards the N and E took place, where in the Pliocene eruptive centres were activated with the origin of stratovolcanic andesite centres, which form surface area of the Gutin Mts.

The present data about structural-tectonic position of the Neogene volcanism in the Transcarpathian depression suggest chronological-spatial development of volcanism and its migration towards the north and north-east with distinct influence of transcurrent systems of predominantly NW-SE and NE-SW direction. This trend of the development of Neogene volcanism is distinct along the whole arc of the West Carpathians (Fig. 12), while the relation between the position of transcurrent systems and the lithosphere - asthenosphere boundary is very distinct.

For perfect synthesis of the development of volcanism there is a lack of connecting data on paleogeography and changes in individual periods of Neogene from the whole area of the Transcarpathian depression, equal stratigraphic, radiometric and geophysical data, as well as data on the types of volcanic structures.

The solution of basic correlation between the development of Neogene volcanism in the whole area of the Transcarpathian depression, its relation to deeper basement, sedimentary filling of the basin and tectonics should become the subject of wide international cooperation.