

Nový pohľad na paleogeografický vývoj transkarpatskej depresie v neogéne

RUDOLF RUDINEC

Moravské naftové doly, k. p., Hodonín, Prieskumný závod, 071 01 Michalovce

(Doručené 25. 5. 1988, revidovaná verzia doručená 25. 7. 1988)

New view onto the paleogeographic development of the Transcarpathian depression during the Neogene

The Transcarpathian depression represents an area covered by Neogene complexes on the boundary of the West and East Carpathians. Its NW part is occupied by the East Slovakian Neogene Basin whereas the SE part creates the Transcarpathian Inner Trough. Paleogeographic reconstructions of the Neogene period showed that the main volume of sediments (7—8 km thick) of Egerian to Pliocene age is concentrated in the NW part of the depression. Badenian to Pliocene sediments create the SE part of the depression. The area was open to the sea from the Egerian till to Middle Badenian from the NW whereas this connection later ceased and a new connection from the south opened beginning from the Upper Badenian. Important function in the creation of the Transcarpathian depression played the so called Sereďne Horst (between Sobrance—Veľké Kapušany—Beregovo—Mukačevo). During the Egerian to the Karpatian (possibly till to the Lower Badenian) the sedimentation developed northeasterly from this horst. In Badenian till to the Pliocene time the horst diminished and the sedimentation moved to the SE.

Úvod

Transkarpatská depresia predstavuje územie vyplnené neogénym súvrstvom na pomedzí Západných a Východných Karpát. Teritoriálne zaberá JV časť ČSSR a západnú časť ZSSR. Geologicky jej súčasťou na území ČSSR je východoslovenská neogénna panva, na území ZSSR zakarpatský vnútorný priehyb. Mladšie neovulkanické pohoria ju na území ČSSR ďalej člení na Košickú kotlinu a Východoslovenskú nížinu, na území ZSSR na čopsko-mukačevskú a solotvinskú depresiu. Jej dĺžka je okolo 220 km, priemerná šírka okolo 45 km: zaberá plochu približne 9 309 km² (z toho východoslovenská neogénna panva 4 380 km² a zakarpatský vnútorný priehyb 4 929 km²).

Predkladaná schéma paleogeografického vývoja transkarpatskej depresie obsahuje súbor máp zahrňujúcich vývoj neogénu na tomto území od egeru po pliocén (obr. 1—9).

Podkladové materiály zo sovietskej a československej časti územia nie sú rovnocenné. Zatiaľ čo z východoslovenskej neogénnej panvy máme podrobné nové materiály opierajúce sa o výsledky rozsiahlych aktuálnych vrtných a geofyzikálnych prác, na území zakarpatského vnútorného priehybu sa rekonštrukcia paleogeografického rozšírenia jednotlivých stratigrafických stupňov opiera o staršie literárne

údaje, predovšetkým o monografickú prácu Gluška et al. (1971) a o čiastočné správy Ďuricu a Kocáka (1965), ktoré, žiaľ, sú dosť zastarané, takže v mnohých prípadoch rekonštrukcia v teréne vzhľadom na topografický opis miest výskytu je iba približná. Ani nová litostratigrafická schéma neogénu zakarpatského vnútorného priehybu (Vjalov in Muratov, Neveščaja, 1980) neposkytla podrobnejšie podklady v tomto smere (tab. 1). Snáď jedinou väčšou zmenou je preradenie terešluského konglomerátu z karpátu do spodného bádenu, event. vyčlenenie niektorých nových súvrství hlavne v bádene. V podstate však aj táto práca vychádza zo starších podkladov.

Na území východoslovenskej neogénnej panvy sa paleogeografická analýza opiera predovšetkým o tieto práce: Janáček (1959), Buday (1963), Buday et al. (1965, 1967), Mořkovský (1968), Rudinec, Slavík (1973), Rudinec, Čverčko (1974), Čverčko (1977), Rudinec (1978, 1982), Nemčok, Rudinec (1983).

Vývoj transkarpatskej depresie počas neogénu bol zložitý a pulzatívny. Odrážalo sa tu tektonické dianie v severných okrajových častiach panónskeho masívu — jeho zaklesávanie a vytváranie nových, postupne sa rozširujúcich sedimentačných bazénov. Tektonické pohyby späté s vrásnením a neskorším vyzdvihovaním flyšových súvrství sa v transkarpatskej depresii výraznejšie prejavujú až v mladšom, postrednobádenskom vývoji.

TAB. 1
Prehľad neogénneho vývoja transkarpatskej depresie
Review of the development of the Transcarpathian depression during the Neogene

Východoslovenská neogénna panva, SZ časť										Zakarpatský vnútorný priehyb — JV časť (litostratigrafické jednotky)	
Stupeň											
Vass, Čverčko (1985) Litostratigrafické jednotky	Maximál- na hrúb- ka (m)	Spojenie s mo- rom	Znos mate- riálu	Smer trans- gresie	Pro- stredie	Litolo- gická výplň	Vulka- nizmus	Tekto- nika	Ropoma- terský po- tenciál	Petraškevič in Gluš- ko et al. (1971)	Vialov in Muratov et al. (1986)
Eger	500	SZ	J, JV	SZ — JV	Litorál- ne-plyt- kovodné	Ílovce, siltovce s hojným uhľovým detritom	0	V — Z	0		Negrovské súvrstvie
Egenburg — Prešovské súvrstvie	1 000	SZ, S	J	SZ — JV (V)	Plytko- vodné (jazerné)	Ílovce, siltovce, pieskov- ce, zle- pence, lignit v okraji	Kyslý ryolitov- ý tuf	V — Z, (SZ — JV, SV — JZ?)	Snád v de- presných častiach	Burkalovské súvrstvie 80	Burkalovské súvrstvie
Karpat—teriakovské súvrstvie, soľnobanské súvrstvie, kladzianske súvrstvie	1 700	SZ, S	J, JV, JZ	Z — V, hlavne SZ — JV	Plytké, hlboké neriti- kum, hy- persa- linné-la- gunárne	Zlepence, pieskov- ce, soľ, (anhy- drit) pest- ré ílovce, „nejas- ný“ šedý karpat?	Ojedine- le kyslé ryolitové tufy	SZ — JV, SV — JZ	Nie, snád iba v SZ časti	Terešulský konglomerát 100	
Spodný báben—nižno- hrabovské súvrstvie	500	SZ, S	J, JZ, sered- niansky hrast	SZ — JV SV, JV	Plytko- vodné, sublito- rálné	Ryolitov- é tufy, pieskov- ce, ílov- ce	Rozsia- hly kyslé ryolit a jeho py- roklas- tiká	SZ — JV, SV — JZ	Malý	Novosilecké súvrstvie 700	Terešulské súvrstvie, novosilecké súvrstvie 700 talaborské súvrst.

Pokračovanie tab. 1

Stredný bádén + soľ vranovské súvrstvie, zbudzianske súvrstvie	800—900	SZ	Z, JZ, S, sered- niansky hrast	SZ — JV	Plytko- vodná, neskôr neritická osilácia lagúny	Vápen. pieskov., ílovce, konči sof. se- diment.	Málo ryolito- vých tufov	SZ — JV, SV — JZ	Dobrý	Tereblianske a snád časť solotvinského súvrstvia 750—800	Tereblianske súvrstvie, solotvinské súvrstvie
Vrchný bádén (z. bolivíno- vo-bulimínová a rotaliová) lastomírske súvrstvie klčovské súvrstvie	2 000	Čiastoč- ne ešte od SZ, hlavne z juhu	SZ, Z, SV, S	Čiastoč- ne SZ — JV	Hlboko- morské až brekcie	Pelity- ílovce- detritic- ká, ílov- ce, pies- ky, kon- glome- ráty	Interme- diárne andezity -kyslé pyro- klastiká	SZ — JV, SV — JZ, S — J	Dobrý	Teresvianske, baschevské a časť dorobratovského súvrstvia 900	Šandrovske súvrstvie, tiačevské súvrstvie, neresnické súvrstvie, dorolinské súvrstvie
Sarmat stretavské ptrukšianske	2 000	J	SZ, S	Hlavne SV (Pod- vihorlat- ská oblasť) a JZ (Košická kotlina)	Morské, brakické, postup- ne jazer- né	Váp. ílovce, pieskov- ce, tuфы, tufity, štr- ky, ojedí- nelé uhof. íly, lignit	Hlavne interme- diárny andezit a jeho pyroklas- tiká, me- nej kyslý	SZ — JV, SV — JZ, S — J, zväčša za- níká vo vyš- šom sarmate	Dobrý, hlavne spodná časť	Časť dorobratovské- ho súvrstvia, lukovské súvrstvie, čiastočne almašské súvrstvie 1200	Dorobratovské súvrstvie, lukovské súvrstvie almašské súvrstvie
Panón + Pont sečovské súvrstvie senianske súvrstvie	1 000	J	SZ, S	Ojedí- nele SZ — JV	Sladko- vodné jazero	Pestré íly, štrky, piesky, ojedine- le tuфы, uhofné íly, lignit	Zánik v panóne interme- diárneho a kyslého vulka- nizmu	Čiastočne SZ — JV, SV — JZ, S — J	Iba ako krycie sú- vrstvie	Izovské súvrstvie, koševské súvrstvie, gutinské súvrstvie, bužorské súvrstvie	Izovské súvrstvie, koševské súvrstvie
Pliocén čečehovské súvrstvie	200	J, JZ	SZ, S	—	Sladko- vodné jazero	Pestré íly, pies- ky, štrky	—	Čiastočne SJ — JV, SV — JZ	Iba ako krycie sú- vrstvie	Čopské súvrstvie 500	Ilianické súvrstvie, sutinské súvrstvie

Počas niekoľkých samostatných sedimentačných cyklov reprezentujúcich flyšovo-flyšoidný, šelfový a molasový vývoj sa v transkarpatskej panve ukladal mocný komplex terigénnych, brakických a morských sedimentov, ktoré v severozápadnej časti (Východoslovenská nížina) dosahujú hrúbku 7 000—8 000 m. Okrem sedimentárnych hornín sa na jej výplni vo veľkej miere podieľajú aj horniny subsekventného vulkanizmu (25—30 % Slanské vrchy, vihorlatsko-gutinské pohorie, pochovaný zemplínsko-beregovský masív). Ide tu o kyslý a intermediárny vulkanizmus (Slávik et al., 1968).

Charakteristickým rysom sedimentárnej výplne transkarpatskej depresie je prítomnosť rozsiahlej soľnej sedimentácie. Vyskytujú sa tu dva regionálne soľonosné horizonty: Spodnejší, viazaný na súvrstvie karpátu, je rozšírený hlavne v jej SZ časti. Vyšší, stredobádenský soľonosný horizont, je rozšírený hlavne v SZ časti Východoslovenskej nížiny a v solotvinskej panve.

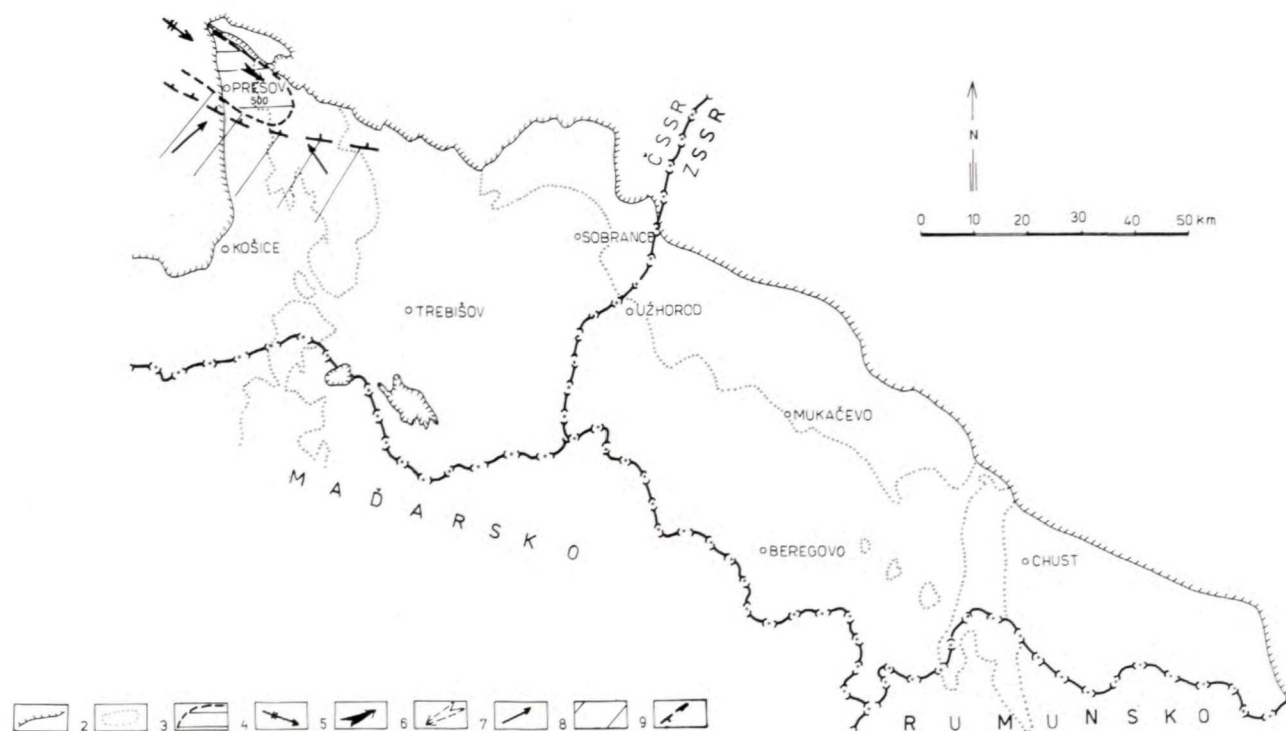
Zložité otázky genézy transkarpatskej depresie, ktorá je súčasťou panónskej panvy, tu nerozoberáme. Danej problematike z pohľadu hlbínnej stavby sa

v ostatných rokoch venoval Stegena et al. (1975), Vass (1979), Horváth, Royden (1981), Čech (1982), Čech, Zeman (1985).

Vo vývoji transkarpatskej depresie môžeme v širšom zmysle vyčleniť dve základné etapy orientácie bazénov a ich prepojenie s morom v rámci viac-menej jednotnej Paratetýdy (Čverčko, 1977; Rudinec, 1978). Prvá zahŕňa obdobie od oligomiocénu (egeru) po stredný bádén, druhá od vrchného bádenu po pliocén.

Pri formovaní jednotlivých panví v rámci transkarpatskej depresie, ako poukážeme nižšie, zohral významnú úlohu seredniarsky priečny hrast, rozkladajúci sa približne v priestore Sobrance—Kráľovský Chlmec—Beregovo—Mukačevo, ktorý bol v menšom alebo väčšom rozsahu aktívny od karpátu až do vrchného bádenu.

Pri rekonštrukcii jednotlivých bazénov stručne uvedieme základné informácie — rozšírenie, spojenie s morom, smer znos materiálu, prostredie sedimentácie, litofaciálnu výplň, vulkanizmus, tektoniku, event. význam z hľadiska ropomaterského potenciálu.



Obr. 1. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa egeru (Rudinec, 1987). 1 — okraj predneogénnych súvrství, 2 — kontúry neovulkanitov, 3 — dnešné rozšírenie sedimentov a ich maximálna mocnosť, 4 — smer spojenia s morom, 5 — smer transgresie, 6 — smer regresie, 7 — smer znosu materiálu, 8 — okraj panónskeho masívu (A — priečny seredniarsky hrast), 9 — náčrt hlavných zlomov.

Fig. 1. Paleogeographic map of the Transcarpathian depression in the Egerian (Rudinec, 1987). 1 — margin of pre-Neogene complexes, 2 — contours of volcanites, 3 — recent extent of sediments and maximal thickness, 4 — connection to the open sea, 5 — transgression, 6 — regression, 7 — direction of sediment transport, 8 — margin of the Pannonian Masiff (A — the transversal Seredne horst), 9 — main fault.

Eger

Toto súvrstvie (obr. 1) sa zachovalo iba v malom rozsahu v SZ čípe transkarpatskej depresie — v prešovskej depresii. Tento sedimentačný priestor sa začal rozvíjať vo vrchnom oligocéne (eger—chat) a bol rozšírený viac, ako je dnes známe. Spojenie s morom predpokladáme od SZ, spojenie s čelnou predhlbňou v priestore dnešných flyšových Karpát a bradlového pásma, odkiaľ sa šírila transgresia.

Tvar bazénu a sedimentáciu v ňom podmienila prvopočiatočná — zárodočná tektonika približne smeru V — Z. Išlo o zlomy, pozdĺž ktorých sa bazén postupne prehlboval a rozširoval. Maximálna hrúbka sedimentov je okolo 500 m. Znos materiálu do bazénu bol z juhu a JV, kde okraj bazénu tvorili hlavne paleogénne a mezozoické súvrstvia, ale aj metamorfity.

Litologicky ide o sivozelené siltovce so sporadickými jemnozrnnými pieskovecami, menej o drobové pieskovce s hojným uhoľným detritom, hlavne v okrajových častiach. Obliaky pieskovcov sú polostrohranné, prevláda kremeň, v pelitoch prevláda ílovec nad prachovcami.

Prítomnosť hojného organického detritu svedčí o existencii plytkomorskej sublitorálnej fácie. Malý bol aj rozsah bazénu s krátkym transportom materiálu. Z paleogeografickej pozície sa zdá málo pravdepodobné, že negrovske súvrstvie (Vjalov in Muratov,

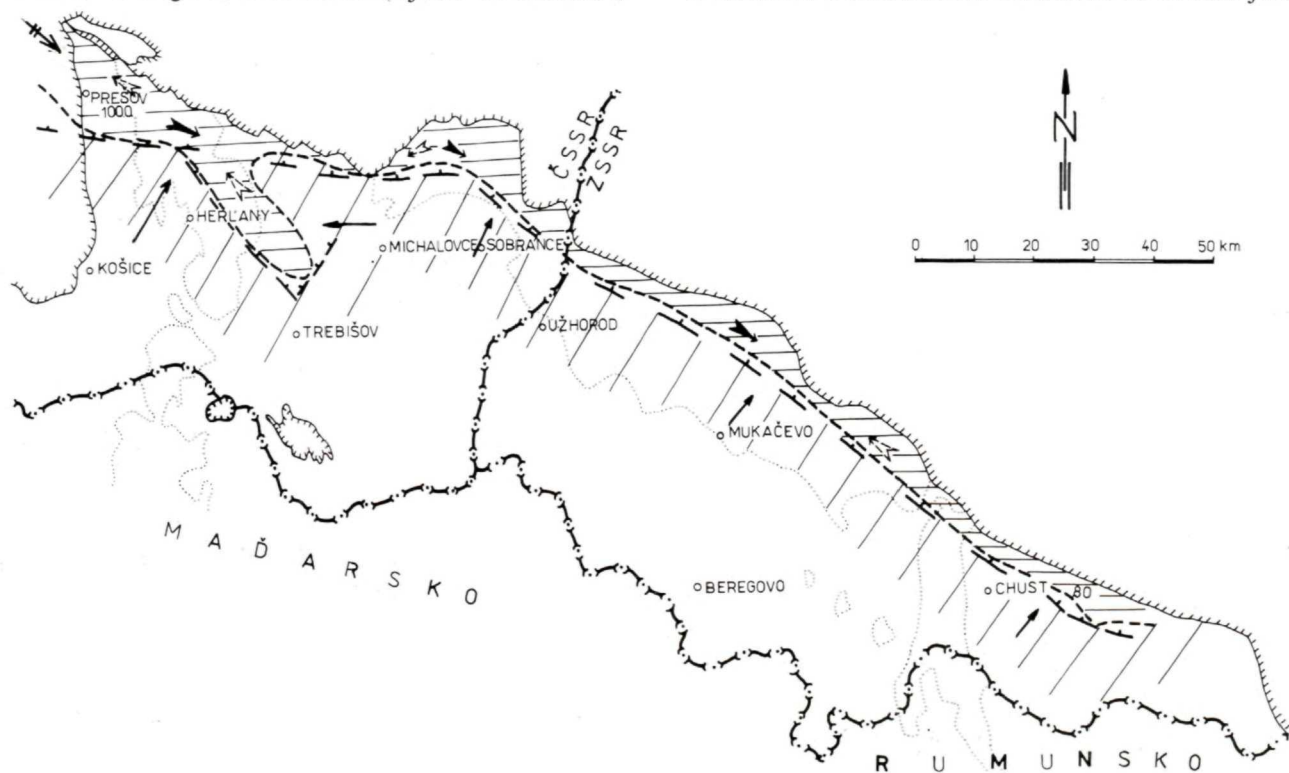
Nevesskaja, 1986) na štruktúre Zaluž v zakarpatskom vnútornom priehybe by mohlo byť ekvivalentom egeru.

Egenburg

Sedimenty egenburgu (prešovské súvrstvie; Vass, Čverčko, 1985) sa zachovali iba v úzkom pruhu pri severnom okraji transkarpatskej depresie (obr. 2). Maximálnu hrúbku až 1 000 m dosahuje toto súvrstvie v SZ časti — v prešovskej depresii, pričom jeho reliktu sú u nás známe aj za bradlovým pásmom (Modra n. Cirochou). Nejasný je jeho rozsah v SZ centrálnej časti Východoslovenskej nížiny. Na území vnútrokarpatského priehybu ich korelujeme s burkalovským súvrstvom (Petraševič in Gluško et al., 1971), ktoré tu dosahuje hrúbku iba 80 m (solotvinská panva).

Spojenie s morom predpokladáme od SZ, resp. severu na viacerých miestach a väčšej ploche. Znos materiálu do bazénu bol hlavne z juhu, iba minimálne z plytkých brehov severu.

Na výplni egenburského bazénu sa podieľali hlavne sivé vápnité ílovce až siltovce, ďalej pieskovce a zlepenice. Nepravidelne rozptýlené polymiktné zlepenice s pomerne dobre opracovanými obliakmi sa vyskytujú hlavne v spodnej časti súvrstvia, kde transgredujú na paleogén. Obliaky sú zložené hlavne z kremeňa a karbonátov. Pieskovce sú zväčša jem-



Obr. 2. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa egenburgu (Rudinec, 1987). Vysvetlivky ako na obr. 1.

Fig. 2. Paleogeographic map of the Transcarpathian depression in the Eggenburgian (Rudinec, 1987). Explanations as in fig. 1.

nozrné, menej stredno- a hrubozrné, s gradačným, konvolutným a šikmým zvrstvením a vytvárajú polohy a vložky v ílovcach, hojne sa v nich vyskytuje uhoľný detrit a tenké vložky lignitu. Laterálnym ekvivalentom vrchnej časti prešovského súvrstvia bude asi čelovské súvrstvie (Leško, 1957 in Vass, Čverčko, 1985).

Sedimentačný bazén egenburgu bol relatívne plytký, išlo o plytké neritikum — litorál s maximálnou subsidenciou v SZ časti, miestami možno až o jazernú sedimentáciu (čelovská depresia).

Vzhľadom na hrúbku sedimentov sa zdá pravdepodobné, že transgresia postupovala od SZ na JV. Bazén bol úzky a dlhý a ovplyvňovali ho predovšetkým pozdĺžne zlomy, aj keď sú tu už prvé náznaky priečnej tektoniky. Na konci tohto obdobia sa začínajú objavovať prvé prejavy sopečnej činnosti. Ide o kyslý ryolitový vulkanizmus, koncentrujúci sa na SZ časť bazénu. Dochádza k vyzdvihnutiu celého územia (sávská fáza) a k regresii mora smerom na SZ, čo znamená zánik egenburského bazénu. Počas otnangu je tu stratigrafický hiát, ale niektorí autori sa domnievajú, že by tu mohli byť jeho reliktu ako ekvivalent vrchnej časti prešovského súvrstvia (Jiříček in Rudinec et al., 1981).

Karpat

Súvrstvie karpátu (obr. 3) je rozšírené hlavne v SZ časti transkarpatskej depresie a len v úzkom pruhu sa zachovali jeho reliktu pozdĺž jej severného okraja ďalej na JV. V dôsledku nových tektonických udalostí (skoroštajerská fáza) tu od SZ a snáď aj severu preniká opäť more a zasahuje oveľa viac južnejšie, až do centrálnych častí východoslovenskej neogénnej panvy. Smerom na východ preniká úzkym zálivom SZ od sobranceckého polostrova (bol súčasťou pevniny rozkladajúcej sa približne v priestore Sobrance — Kráľovský Chlmec — Solotvina — Chust) cez choňkovskú depresiu do severných okrajových častí zakarpatského vnútorného priehybu.

Pôvodný karpatský sedimentačný priestor bol podstatne väčší a najmä širší, ako sa zachoval dnes. Predpokladáme hlavne jeho degradáciu zo severnej strany. Oproti predchádzajúcim bazénom pozorovať tu asi posun bazénu viac na juh a jeho predĺženie na JV.

Vzhľadom na veľkú hrúbku sedimentov (max. až 1 700 m) išlo o jednu z najintenzívnejších subsidencií predovšetkým v SZ časti transkarpatskej depresie. Bazén sa formoval a postupne rozširoval jednak pozdĺž starých zlomov, ktoré sa oživilo a ešte zintenzívnili (predĺžili). Išlo hlavne o pozdĺžne, ale aj o priečne zlomy majúce syngenetický charakter.

Znos materiálu do karpatského bazénu predpokladáme hlavne z juhu, event. z JZ. Charakter fauny

a sedimentov svedčí o morskom prostredí — plytké a hlbšie neritikum, miestami hypersalinné-lagunárne.

Na území východoslovenskej neogénnej panvy, kde je zastúpenie karpátu najväčšie, sa zistila pestrá škála sedimentov, v ktorých Vass a Čverčko (1985) vyčlenili tri litostratigrafické jednotky (zdola): teriakovské, solnobanské a kladzianske. Teriakovské súvrstvie, rozšírené hlavne v severnej a centrálnej časti bazénu, má hrúbku 150—250 m (v okolí Prešova nad 500 m). Z litologického hľadiska v spodnej časti ide o zlepencovo-piesčitú faciú prechádzajúcu do flyšoidnej faciú striedania sa pieskovcov a ílovcov s polohami drobných zlepenecov.

Pieskovce sú jemno- až strednozrné, zlepenec polymiktné, ojedinele sa vyskytujú aj droby. Polopracované obliaky sú z kremeňa a rohovcov, hojne z karbonátov, ktoré prevládajú predovšetkým v západnej časti bazénu. Vo východnej časti sa v obliakoch objavujú viac metamorfity a báziká.

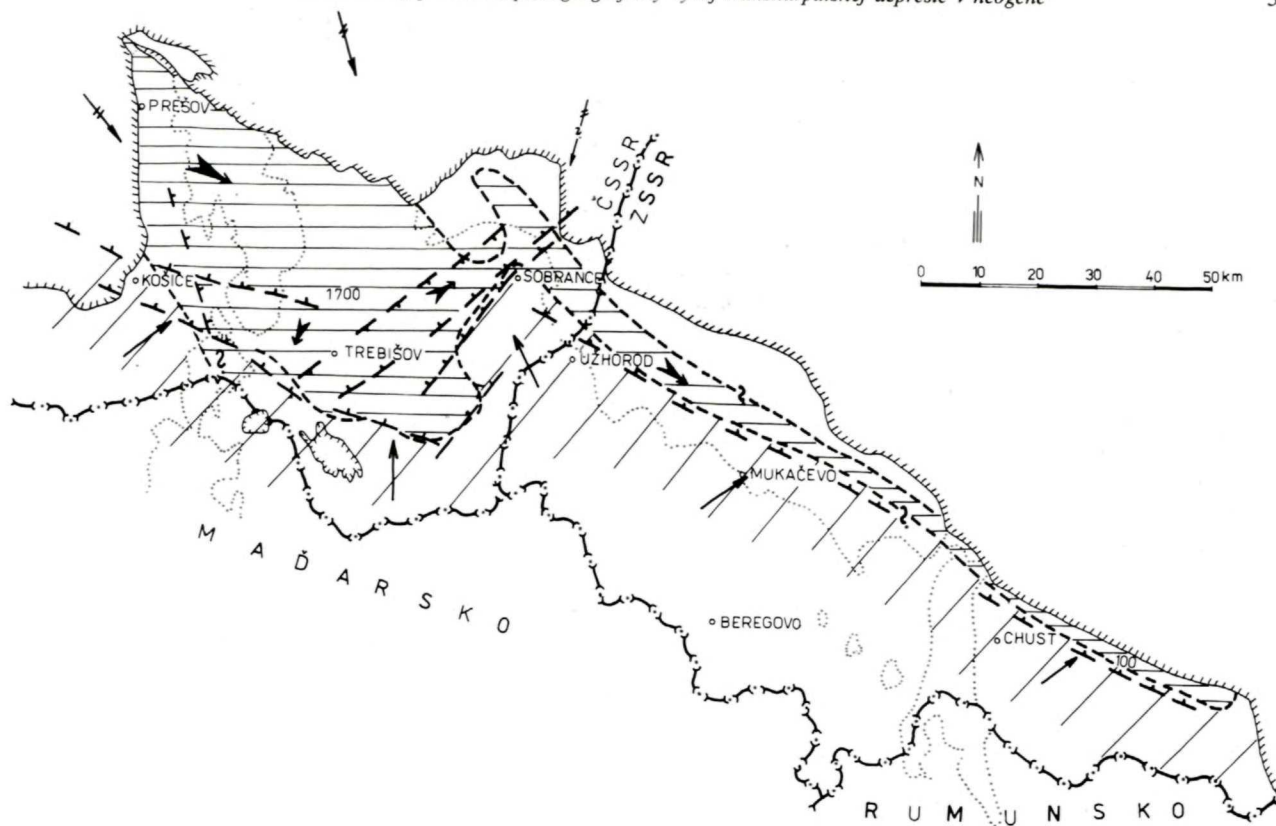
Ekvivalentom tohto súvrstvia by mohol byť v zakarpatskom vnútornom priehybe terešulský konglomerát (Petraškevič in Gluško et al., 1971) dosahujúci hrúbky od 0 až do 100 m. Vzhľadom na jeho zloženie (prevládajú obliaky flyšových hornín a jurských vápencov) a čiastočne na faunu, môže ísť aj o ekvivalent vyšších karpatských súvrství, a tak ho Muratov et al. (1986) v zmysle Vjalova (1956) zaraďujú na bázu spodného bádenu, čo považujeme za možné.

Podľa zastúpenia vyšších karpatských sedimentov predovšetkým v SZ časti transkarpatskej depresie sa zdá, že v priestore vnútrokarpatského priehybu sa zmenšil sedimentačný priestor a sedimentácia sa presunula hlavne do východoslovenskej neogénnej panvy. Tu sa v pomerne regionálnom rozsahu vyskytuje mohutné solonosné súvrstvie (soľ — sadrovec, slané íly, pieskovce — prešovská soľ). Vass a Čverčko (1982) označujú súvrstvie ako solnobanské, ktoré v severnej a centrálnej časti dosahuje 200—400 m hrúbku.

Do nadložia karpatské súvrstvie prechádza do mohutného komplexu pestrých (červených, fialových, hnedoškvritých, zelených, žltých) vápnitých, slabo piesčitých ílovcov s tenkými polohami jemnozrných vápnitých pieskovcov dosahujúcich vo vrte Trhovište-26 až 1 300 m (Rudinec, 1977). Vass a Čverčko (1985) označujú toto súvrstvie ako kladzianske.

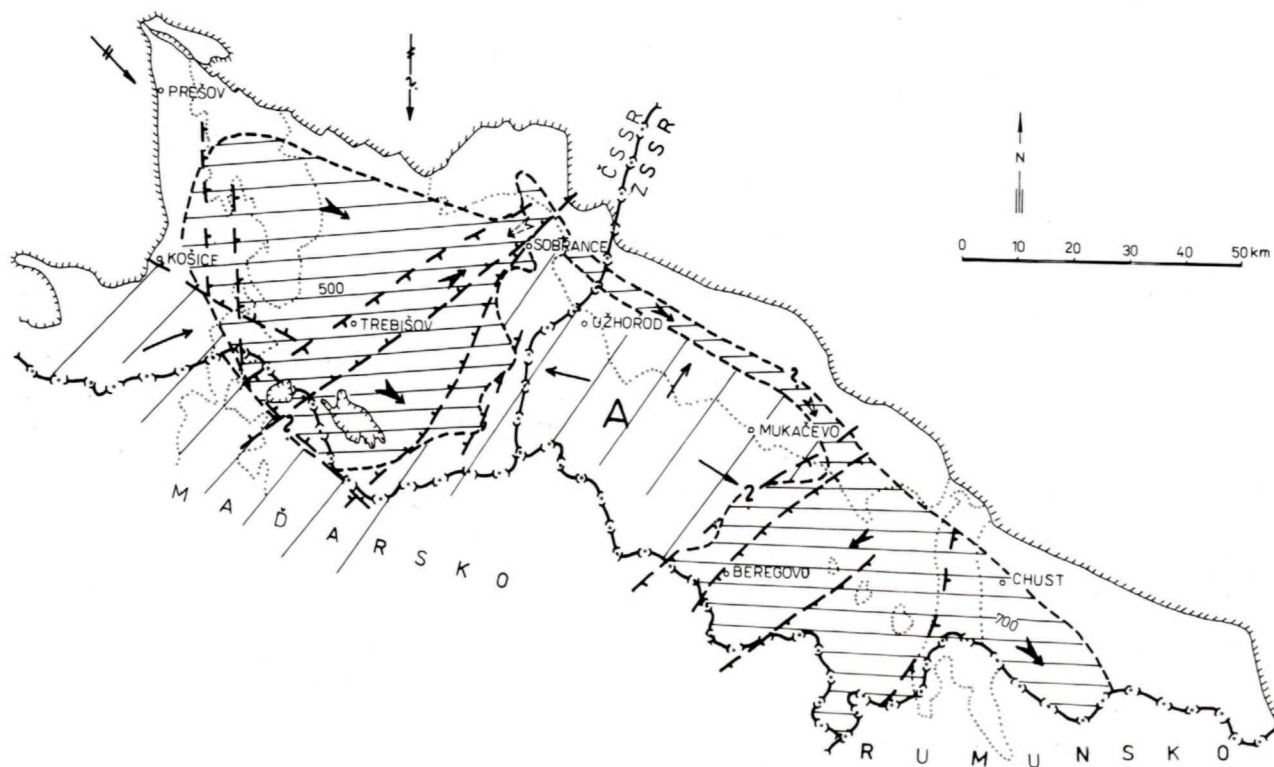
Nevyjasneným zatiaľ ostáva postavenie tzv. šedého karpátu, ktorý v podloží pestrého karpátu v širšom okolí Michaloviec vyčlenil Janáček (1959). Litologicky ide o čierne nepiesčité, spevnené ílovce, faunisticky sterilné, ktoré sa tu vyskytujú medzi paleozoickým podložím a pestrým súvrstvom karpátu.

Mierná sopečná činnosť v karpate kyslého charakteru bola pozorovaná iba v SZ časti transkarpatskej depresie.



Obr. 3. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa karpátu (Rudinec, 1987). Vysvetlivky ako na obr. 1.

Fig 3. Paleogeographic map of the Transcarpathian depression in the Karpatian (Rudinec, 1987). Explanations as in fig. 1.



Obr. 4. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa spodného bádenu (Rudinec, 1987). Vysvetlivky ako na obr. 1.

Fig. 4. Paleogeographic map of the Transcarpathian depression in the Lower Badenian (Rudinec, 1987). Explanations as in fig. 1.

Spodný bádén

Súvrstvie spodného bádenu (obr. 4) sa v transkarpatskej depresii vyskytuje na dvoch miestach. V severozápadnej časti zaberá takmer celú východoslovenskú neogénnu panvu po výrazný priečny seredniansky hrast na JV (hrúbka výplne dosahuje až 500 m).

Seredniansky hrast, ktorý sa rozkladá približne v priestore Sobrance—Kráľovský Chlmec—Berego—Mukačevo, rozdeľoval spodnobádenský bazén na dve časti. Maximálna koncentrácia sedimentov tohto súvrstvia sa nachádza v JV časti transkarpatskej depresie — v solotvinskej panve. Mocnosť výplne je v tomto priestore až 700 m. Spojenie medzi oboma územiami bolo najpravdepodobnejšie cez úzky záliv pokračujúci z choňkovskej depresie (na V od Sobrance) na JV pri SV okraji serednianskeho hrastu.

Spojenie spodnobádenského bazénu s morom predpokladáme od SZ a snáď od severu. Aj keď v niektorých častiach panvy pozorovať pozvoľný prechod z karpatského súvrstvia (Janáček et al., 1974), smerom na juh a na východ, predovšetkým vo východoslovenskej neogénnej panve, kde je zaplavený aj zemplínsky ostrov, sa bazén podstatne rozšíril. Výrazné je rozšírenie spodnobádenských sedimentov v juhovýchodnej časti transkarpatskej depresie (solotvinskej panve), ktorej vznik je vlastne spätý s týmto obdobím). Zdá sa, že spodnobádenská transgresia pokračovala smerom na JV až do transylvánskej panvy.

Prirodzene, že severný okraj tohto bazénu presahoval dnešné rozšírenie ďalej na sever. Jeho presnejšia rekonštrukcia je však dnes už nemožná.

Spodnobádenské súvrstvie v SZ časti transkarpatskej depresie vo východoslovenskej neogénnej panve opísal Vass a Čverčko (1985) ako nižnohrabovské. V juhovýchodnej časti, v solotvinskej panve, mu zodpovedá novoselické súvrstvie (Petraškevič in Gluško et al., 1971).

Spodný bádén predstavuje mohutný vulkanicko-detritický komplex s regionálnym rozšírením po celej panve (500—700 m). Jemnozrnné vápnité pieskovce, siltovce a ílovce sa striedajú a polohami ryodacitových tufov a tufitov. Ojedinele sa vyskytujú polohy konglomerátov. Charakteristickým rysom tohto súvrstvia je výskyt výrazného ryolitového tufu v jeho vrchnej časti, označovaného v SZ časti ako hrabovský tuf, dosahujúci tu hrúbku až 140 m.

Spodnobádenský bazén bol pomerne plytký, charakter sedimentov, t. j. časté striedanie pieskovcov a ílov s polohami tufov, svedčí o častej oscilácii hladiny. Je to výsledok veľmi búrlivej regionálnej sopečnej činnosti. Ide o kyslé eruptíva — ryolity viazané na výrazné zlomové línie v okrajových častiach panvy.

Materiál bol do bazénu prinesený hlavne z JZ, juhu a z priečného serednianskeho hrastu. Severný okraj bazénu bol plytký a nebol výraznejšou zdrojovou oblasťou. Hojný výskyt rastlinného detritu v pieskovcoch signalizuje bujnú vegetáciu v okolí plytkovodno-sublitorálneho bazénu.

Subsidenciu v spodnobádenskom bazéne kontrolovali synsedimentárne okrajové — pozdĺžne zlomy, v okolí serednianskeho hrastu aj priečne zlomy, ktorých aktivita v dôsledku štajerských horotvorných pochodov sa ďalej oživila a zintenzívnila. Ku koncu tohto obdobia dochádza k výzdvihu severnej časti serednianskeho hrastu a k regresii mora z priestorov úzkého zálivu spájajúceho oba čiastkové bazény.

Stredný bádén

Toto súvrstvie (obr. 5) je v transkarpatskej depresii rozšírené v jej SZ a JV časti a navzájom je oddelené serednianskym hrastom.

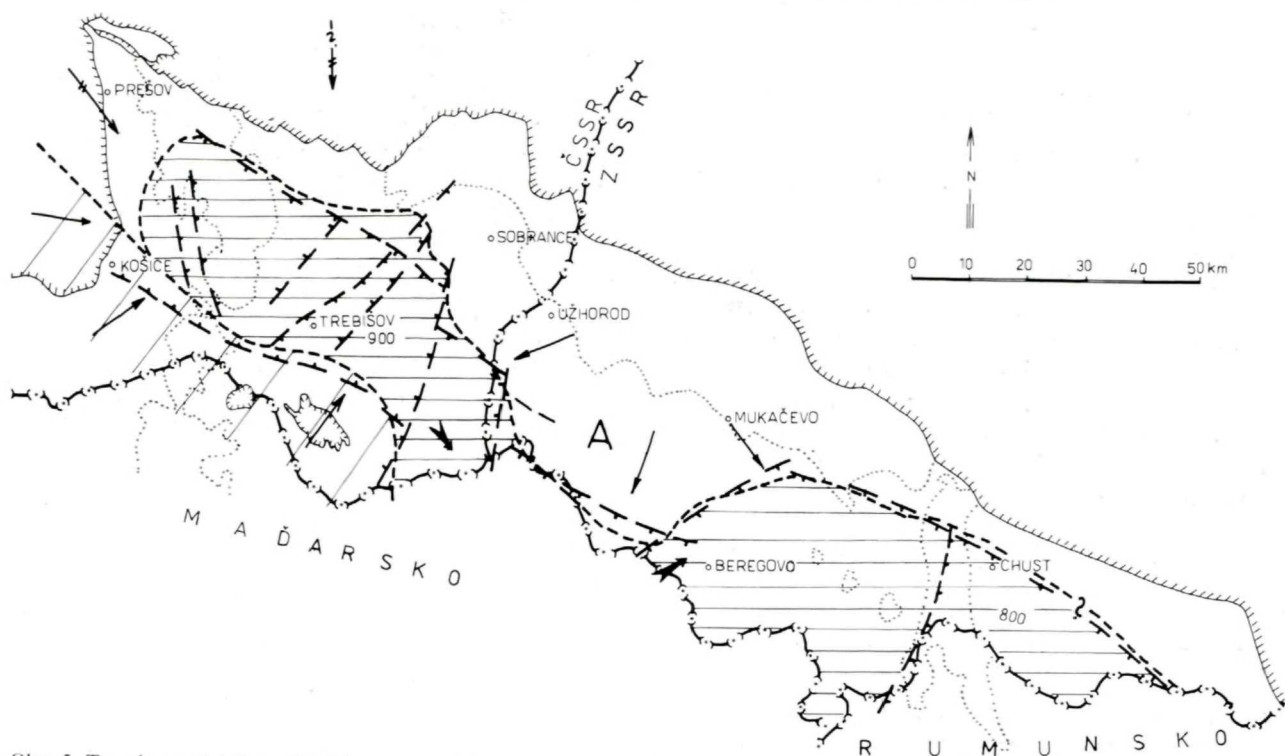
V dôsledku pokračujúcich štajerských horotvorných pochodov sa sedimentačný priestor ďalej zužoval a predlžoval. Pravdepodobne sa prerušilo doterajšie spojenie oboch jej častí cez úzky záliv pri severnom úpätí serednianskeho hrastu. Transgresia pokračovala ďalej smerom na JV cez SV Maďarsko a južnú časť zakarpatského vnútorného priehybu ďalej na JV. To bolo tiež miesto, kadiaľ obe oblasti komunikovali. Seredniansky hrast bol v tom období ostrovom alebo polostrovom.

Dnes sedimenty tohto súvrstvia zaberajú severozápadnú a JV centrálnu časť východoslovenskej neogénnej panvy s maximálnou hrúbkou 800 až 900 m. Na území vnútorného zakarpatského priehybu sú rozšírené predovšetkým v solotvinskej panve s max. mocnosťou 800 m.

Spojenie s morom predpokladáme ešte od SZ, znos materiálu hlavne zo západu a juhozápadu, ale tiež zo serednianskeho hrastu zo SV a SZ, v solotvinskej depresii snáď aj zo severu.

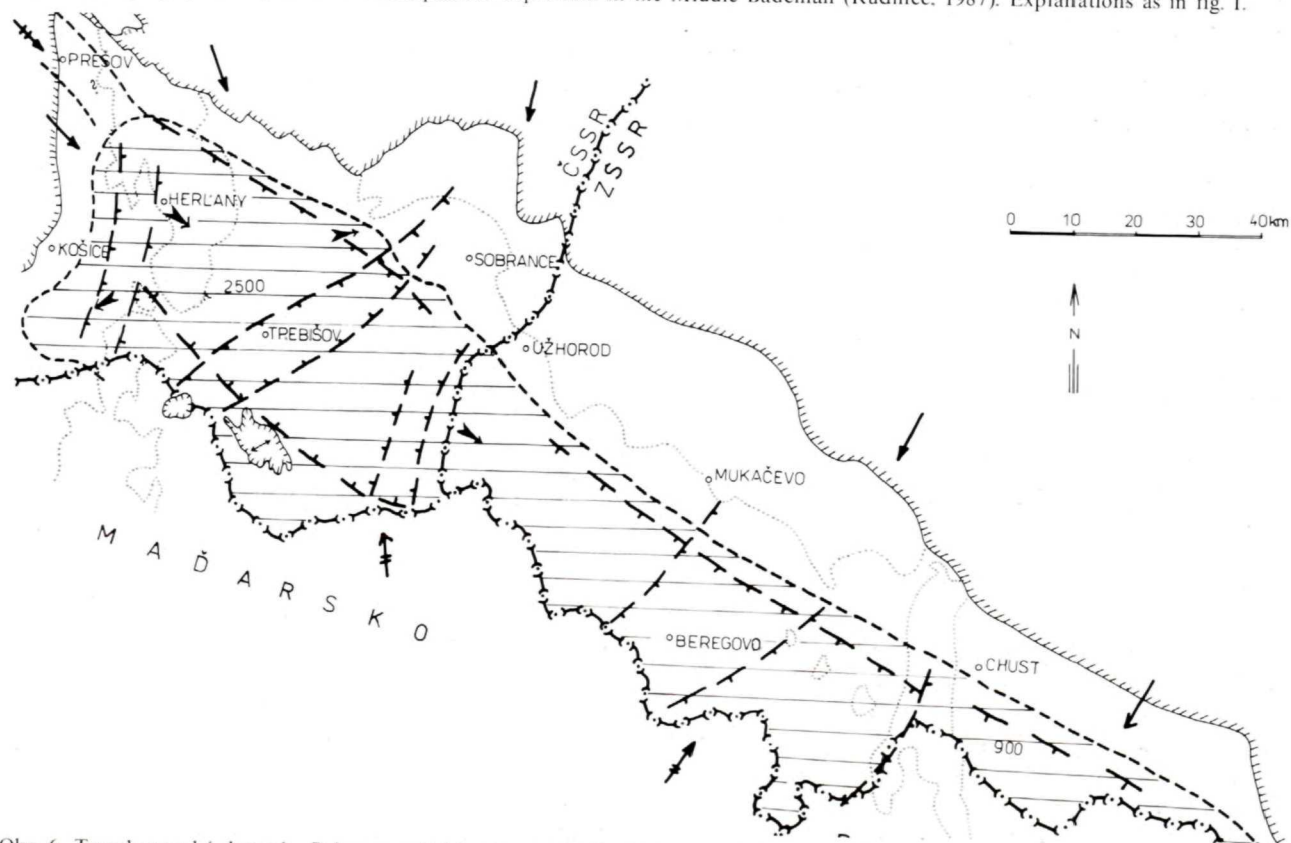
Charakter fauny a sedimentov zo začiatku stredného bádenu poukazuje na pomerne plytký sedimentačný priestor, ktorý dosť osciloval (íly a pieskovce s hojným uhoľným pigmentom). Postupne sa však sedimentačný priestor prehĺboval a vzniklo neritické prostredie. Na konci stredného bádenu v SZ a JV časti transkarpatskej depresie vznikali soľné lagúny.

Litologicky súvrstvie stredného bádenu v spodnej časti reprezentuje piesčito-ílovitý vývoj. Vo svetlých jemno- až strednozrnných pieskovcoch sa nachádza hojný uhoľný pigment. Do nadložia tento vývoj prechádza do tmavých vápnitých ílovcov, kde jemnozrnné piesky sú sporadické. Túto časť stredného bádenu vo východoslovenskej neogénnej panve označuje Vass a Čverčko (1985) ako vranovské súvrstvie.



Obr. 5. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa stredného bádenu (Rudinec, 1987). Vysvetlivky ako na obr. 1.

Fig. 5. Paleogeographic map of the Transcarpathian depression in the Middle Badenian (Rudinec, 1987). Explanations as in fig. 1.



Obr. 6. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa vrchného bádenu — bolivínovo-bulimínovej a rotaliovej zóny (Rudinec, 1987). Vysvetlivky ako na obr. 1.

Fig. 6. Paleogeographic map of the Transcarpathian depression in the Upper Badenian, the Bolivina-Bulimina and Rotalia zones (Rudinec, 1987). Explanations as in fig. 1.

Završením strednobádenského obdobia je pomerne rozsiahla druhá solná sedimentácia v neogéne. Charakterizuje ju výskyt mohutných polôh svetlej soli, solných jemnozrnných pieskovcov a ílovcov, miestami soľ nahradzuje anhydrit alebo sadrovec. V severozápadnej časti východoslovenskej neogénnej panvy je solonosné súvrstvie označované ako zbudzianske (Vass, Čverčko, 1985), v zakarpatskom vnútornom priehybe ako tereblianske (Petraškevič in Gluško et al., 1971).

Strednobádenskú sedimentáciu podmienilo opätovné oživenie syngenetických okrajových pozdĺžnych aj priečných zlomov, ktoré kontrolovali sedimentačný priestor. Sopečná činnosť sa v tomto období stlmila, menšie prejavy kyslého ryolitového vulkanizmu pozorovať v JZ časti Východoslovenskej nížiny a v solotvinskej depresii. Ku koncu tohto obdobia sa zdá, že dochádza k miernej regresii strednobádenského mora na západe v Košickej kotline.

Vrchný bádén

V transkarpatskej depresii vo vrchnom bádene (obr. 6) kulminovali štajerské horotvorné pochody, ktoré sa v konečnom dôsledku odzrkadlili v zmene smeru sedimentačného bazénu. Zvlášť výrazné sú tieto zmeny v jej SZ časti na území východoslovenskej neogénnej panvy.

Dnes sú sedimenty tohto obdobia rozšírené hlavne v centrálnej časti celého bazénu, pričom v jej SZ časti dosahujú hrúbku až 2 000 m, zatiaľ čo v JV časti je to okolo 900 m. V tomto období je postupne zaplavovaný serednianský hrast, ale vrchnobádenské sedimenty sú tu podstatne tenšie, až chýbajú.

Vrchný bádén je v spodnej časti reprezentovaný bolivínovo-bulimínovou a vo vrchnej časti rotaliovou zónou. Zdá sa, že v spodnej časti doznievalo ešte spojenie bazénu zo SZ, aj keď v zárodkoch mohlo existovať spojenie z juhu, ktoré postupne prevládlo. Vo vrchnej časti tohto súvrstvia — rotaliovej zóny — sa zdvihli flyšové Karpaty na severe, a tým sa definitívne prerušilo spojenie zo SZ, event. zo severu.

Spodná, hlavne pelitická časť vrchného bádenu zaberá na SZ územie Východoslovenskej nížiny so západným okrajom pod Slanskými vrchmi. V tomto období je tu zaplavený aj zemplínsky ostrov. V JV časti transkarpatskej depresie sa sedimenty ukladali predovšetkým v solotvinskej panve.

Vrchná časť, viac detritická, má podstatne väčšie rozšírenie, predovšetkým v SZ časti transkarpatskej depresie. V Košickej kotline transgreduje na stredný a spodný bádén, karpát a paleozoikum.

Pomerne hojne je táto fácia (resp. zmiešaná) zastúpená aj v solotvinskej depresii.

V spodnej časti sa vo vrchnobádenskom bazéne usadzoval hlavne materiál zo západu, JZ, event.

z juhu, v plytkých brehoch vo vrchnej časti sú to sedimenty hlavne zo SZ, SV a severu, ktoré majú charakter prívalov (predovšetkým v SZ časti transkarpatskej depresie).

S prihliadnutím na charakter fauny a sedimentov v spodnej — pelitickej časti vrchného bádenu usudzujeme, že prostredie bolo hlbokoneritické až vrchnoabysálne, v okrajových častiach plytkoneritické a sublitorálne. Vrchná časť, prevažne detritická, má v okrajových častiach charakter brakickej fácie prechádzajúcej do plytkého neritika až sublitorálu.

Litologicky je spodná časť — bolivínovo-bulimínová zóna — reprezentovaná viac-menej monotónnymi tmavými vápnitými ílmi. Menej výrazné, sporadické piesčité polohy sa vyskytujú hlavne v okrajových častiach bazénu (zemplínsky ostrov, serednianský hrast atď.). Vass a Čverčko (1985) nazvali túto litofáciu lastomírske súvrstvie.

Vrchnú, prevažne detritickú časť tvorí vyše 1 500 m mocné súvrstvie pieskovcov, konglomerátov, piesčitých ílovcov, rozšírených hlavne v SZ časti transkarpatskej depresie. Klastiká prevládajú hlavne v jeho spodnej časti. Litologicky ide o jemno- až hrubozrnné vápnité pieskovce s dobre opracovanými obliakmi hlavne karbonátov (80 %) s vápnitým tmelom a s hojným podielom tuftickej a detritickej prímеси. Približne na spojnici Sečoviec a Michaloviec sa v tomto období rozprestierala delta rieky, takže ďalej na JV má táto fácia prevažne pelitický vývoj. Detritické súvrstvie vrchného bádenu zo SZ východoslovenskej neogénnej panvy označuje Vass a Čverčko (1985) ako kľčovské súvrstvie.

V zakarpatskom vnútornom priehybe väčšia časť vrchnobádenského súvrstvia zodpovedá v zmysle Petraškeviča in Gluško et al. (1971) teresvienskemu súvrstviu. Vrchná, detritická časť bude asi ekvivalentom baschevského a spodnej časti dobratovského súvrstvia.

Vrchnobádenskú sedimentáciu ovplyvnili oživené pohyby pozdĺž synsedimentárne zaklesávajúcich zlomových systémov v dôsledku mladoštajerskej horotvornej fázy. Vo vrchnej časti tohto obdobia sa bazén definitívne sformoval do podoby, ako ho poznáme dnes: s prevládajúcou tektonikou karpatského smeru (SZ — JV), ale aj priečných SV — JZ a SJ zlomov. Zdá sa, že pozdĺž priečných zlomov mohlo dôjsť aj k určitým horizontálnym posunom. Vyvrcholením tohto diania je počiatok výzdvihu flyšových Karpát, ktoré zohrali v ďalšom období neogénu úlohu hlavného dodávateľa materiálu do sarmatského až pliocénneho bazénu.

Zintenzívnenie tektonických pohybov malo za následok, že niektoré tektonické línie dosiahli asi až vrchný plášť. Dôkazom toho je obnovenie vulkanickej činnosti a prvé prejavy intermediárneho vulkanizmu v niektorých okrajových častiach. Celé toto obdobie

sprevádzajú aj rôzne intenzívne prejavy kyslého vulkanizmu.

Z pohľadu ropnej geológie je súvrstvie vrchného bádenu veľmi zaujímavé — spodnú časť tvoria predovšetkým materské horniny a vrchnú časť zberné horniny.

Sarmat

Sarmatský sedimentačný priestor (obr. 7) je oproti vrchnobádenskému redukovaný v SZ časti transkarpatskej depresie. Vo vyššom sarmate sa podstatne rozšíril smerom na sever, predovšetkým v JV časti panvy (podvihorlatská oblasť, čopsko-mukačevská a solotvinská panva) a čiastočne aj smerom do JZ časti Košickej kotliny. Súvrstvia vyššieho sarmatu tu diskordantne nasadajú na staršie súvrstvia vrátane predneogénneho podložja (Magyar et al., 1983).

Doznievajúce štajerské horotvorné pochody späť s vrásnením flyšových Karpát boli hlavnými činiteľmi ovplyvňujúcimi sarmatský sedimentačný bazén. Spojenie s morom je výlučne z juhu. Znos materiálu je hlavne z flyšových súvrství zo SZ a severu, v JZ časti sa postupne vynára zemiplínsky ostrov, ktorý však nebol výraznejším zdrojom materiálu.

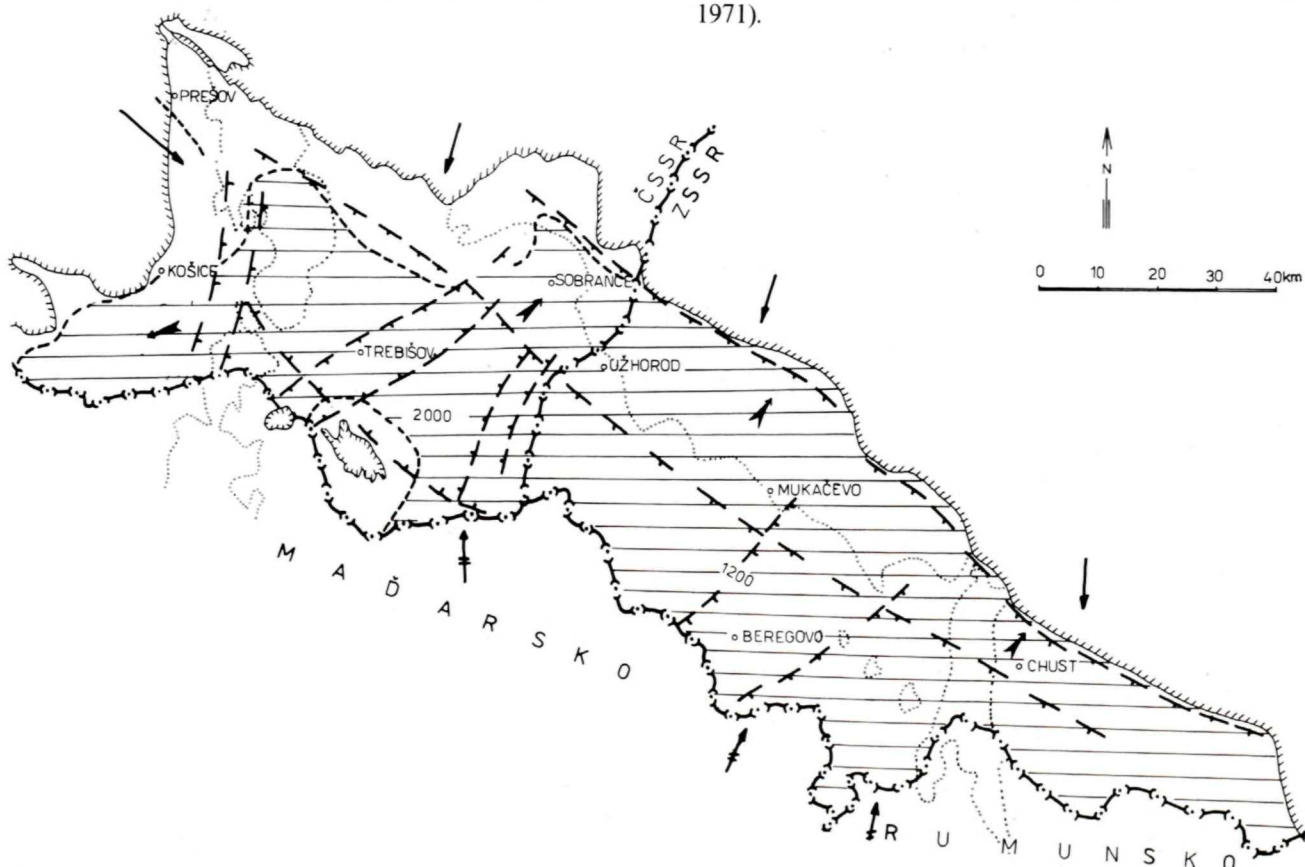
Počas sarmatu sa bazén postupne vysladzuje, mor-

ská sedimentácia sa mení na brakickú, v okrajových častiach až jazernobažinatú (uhľové íly a lignit).

Sarmatský sedimentačný cyklus predstavuje vlastne kulmináciu v sedimentácii neogénnej molasy v transkarpatskej depresii. Prezentuje sa pestrou paletou hornín, ktoré vo východoslovenskej panve dosahujú hrúbku až 2 000 m, v zakarpatskom vnútornom priehybe 1 200 m.

Sarmatské súvrstvie v centrálnych častiach depresie reprezentujú v spodnej časti hlavne sivé ílovce, v ktorých sa vyskytujú pomerne hojné a výrazné piesky až piesčité polohy, miestami sú prítomné ryolitové pyroklastiká. Obliaky pieskovcov sú dobre opracované, prevažujú flyšové horniny. Smerom do nadložja, kde hlavne smerom na sever sa sarmatské sedimenty podstatne rozšírili, začínajú prevládať pestré íly, piesky, konglomeráty, uhľové íly, vložky lignitu a hojný je podiel tufogénneho materiálu, a to intermediárneho aj kyslého.

Vo východoslovenskej neogénnej panve sa prevažná časť sarmatského profilu označuje ako stretavské súvrstvie a vrchná časť ako ptrukšianske súvrstvie. (Vass, Čverčko, 1985). V zakarpatskom vnútornom priehybe spodná časť zodpovedá dobratovskému súvrstviu, stredná a vrchná časť lukavskému a snáď aj almaškému súvrstviu (Petraševič in Gluško et al., 1971).



Obr. 7. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa sarmatu (Rudinec, 1987). Vysvetlivky ako na obr. 1.

Fig. 7. Paleogeographic map of the Transcarpathian depression in the Sarmatian (Rudinec, 1987). Explanations as in fig. 1.

Intenzívnu subsidenciu predovšetkým v spodnom sarmate kontrolovala syngenetická zlomová tektonika v pozdĺžnom aj v priečnom smere. Intenzívne tektonické pohyby z vrchného bádenu kulminovali v spodnom sarmate. Vo vyššom sarmate pozorovať ich postupné doznievanie a pri niektorých aj zánik ich intenzity. Výsledkom týchto pohybov je hlavne zložitá kryhová stavba a len ojedinele náznaky vrásových štruktúr vznikajúcich v dôsledku silných tangenciálnych tlakov v centrálnej časti panvy.

Celý pomerne búrlivý vývoj sarmatu bol spojený s intenzívnou sopečnou činnosťou, a to predovšetkým intermediárneho charakteru. Jej výsledkom sú výrazné povrchové sopečné pohoria — Slanské vrchy, Vihorlatské vrchy — Popriečny, gutinské pohorie a v južnej časti transkarpatskej depresie pochované vulkanické zemplínsko-beregovské pohorie (Slávik, 1972).

Z hľadiska ropnej geológie je sarmatské súvrstvie jedno z najvýznamnejších v transkarpatskej depresii. Okrem materských hornín v spodnej časti sú na jeho piesky a piesčité polohy viazané zatiaľ najväčšie overené akumulácie zemného plynu.

Panón a pont

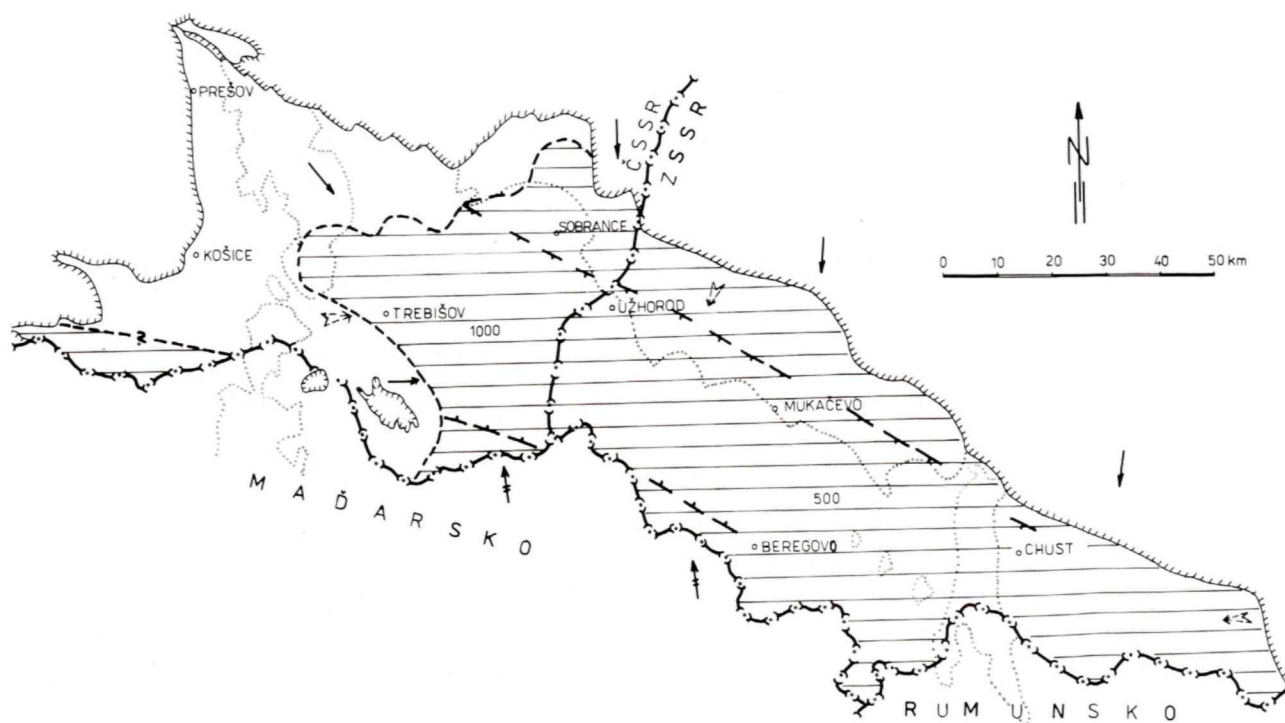
Sedimentačný priestor panónu a pontu (obr. 8) ukazuje ďalšiu degradáciu neogénneho bazénu. To sa

odrkadilo predovšetkým v intenzite sedimentácie a v hrúbke súvrství. Oproti sarmatu možno pozorovať iba relatívne malé zmenšenie priestoru v SZ časti depresie (Košická kotlina), kde došlo k lokálnej regresii.

S morom bol bazén naďalej spojený z juhu. Panónsko-pontský bazén sa v dôsledku prítoku sladkých vôd od severu postupne stával sladkovodným — jazerným až kontinentálnym. Pri okrajoch bol bazén plytký, maximálnu hrúbku 1 000 m dosiahli sedimenty v centrálnej časti východoslovenskej neogénnej panvy, v zakarpatskom vnútornom priehybe sú do 500 m hrubé.

Litologicky je panónske a pontské obdobie reprezentované pestrú škálou sedimentov. V spodnej časti, zodpovedajúcej panónu, sú to pestré íly, uhoľné a tufitické íly so slojmi lignitu, v okrajových častiach piesky, pieskovce, štrky až konglomeráty, lokálne ryolitové tufy a andezitové lávové prúdy. Do nadložia nadobúda táto fácia charakter piesčito-ílovitého komplexu s relatívne hojnou uhoľnou sedimentáciou (hnojníansko-sejkovský lignit).

Súvrstvie pontu reprezentujú v SZ časti pozdišovské štrky, ktoré sa smerom na juh menia na piesčito-ílovitú faciú. Lokálne sa v nich vyskytuje uhoľný íl, lignit, lávové prúdy (iňačovská uhoľná fácia, ilnická atď.). Odrazom postupne sa vyzdvihujúceho severného a severovýchodného okraja transkarpatskej depre-



Obr. 8. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa panónu a pontu (Rudinec, 1987). Vysvetlivky ako na obr. 1.

Fig. 8. Paleogeographic map of the Transcarpathian depression in the Pannonian and Pontian (Rudinec, 1987). Explanations as in fig. 1.

sie je prítomnosť štrkovo-piesčitých sedimentov s obsahom andezitových obliakov.

Relikt tohto súvrstvia v Košickej kotline je reprezentovaný hlavne pestrými a uhoľnými ílmi.

Fácie panónsko-pontských sedimentov sú vo východoslovenskej neogénnej panve označované ako sečovské a senianske súvrstvie (Vass, Čverčko, 1985). V zakarpatskom vnútornom priehybe im zodpovedá izovské, koševské, gutinské a bužorské súvrstvie (Petraškevič in Gluško et al., 1971).

Doznievajúce tektonické pochody sa v panónsko-pontskom bazéne prejavujú iba nevýrazne. Celý bazén predstavuje vlastne iba SV výbežok mohutného panónskeho bazénu s hlavnou subsidenciou v MCR.

Charakteristickým rysom tohto obdobia je ukončenie neogénneho subsekventného vulkanizmu.

Z ropnogeologického aspektu má súvrstvie význam ako dobrý krycí element.

Pliocén

Sedimenty tohto súvrstvia (obr. 9) sa v transkarpatskej depresii zachovali iba v reliktoch v JV časti východoslovenskej neogénnej panvy a hlavne v SZ časti zakarpatského vnútorného priehybu — čopsko-mukačevskej panve.

Spojenie s morom pred koncom tohto obdobia zaniklo.

Sedimenty (hlavne so SZ a severu) sa ukladali do postupne sa degradujúceho sladkovodného jazera. Litologicky ide hlavne o pestré íly s vrstvičkami pieskov, miestami štrkov. Ich maximálna hrúbka dosahuje 500 m. Na území východoslovenského neogénu ide o čečehovské súvrstvie (Vass, Čverčko, 1985), v zakarpatskom vnútornom priehybe hlavne o čopské súvrstvie (Petraškevič in Gluško et al., 1971).

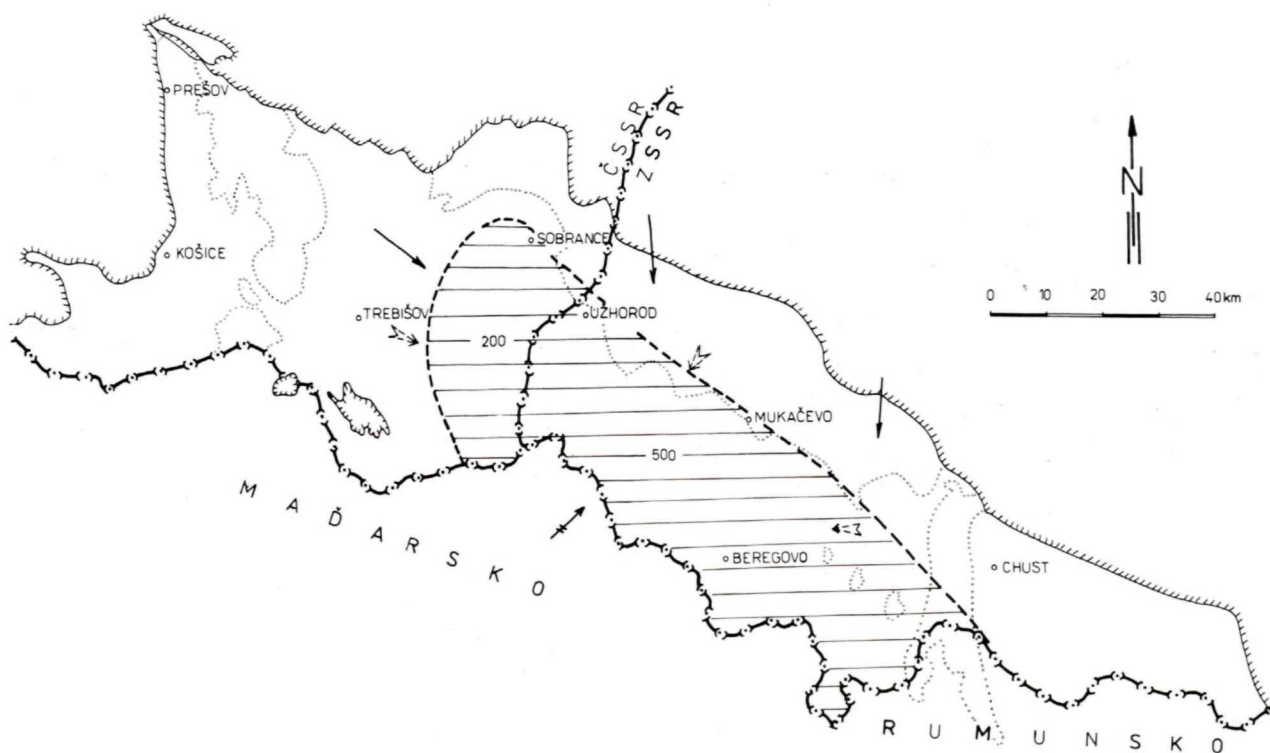
Z ropnogeologického pohľadu súvrstvie zohráva iba úlohu krycieho elementu.

Záver

Z predloženej analýzy paleogeografického vývoja transkarpatskej depresie, ktorej SZ časť predstavuje východoslovenská neogénna panva (Košická kotlina a Východoslovenská nížina) a JV časť zakarpatský vnútorný priehyb (čopsko-mukačevská a solotvinská depresia), môžeme urobiť tieto najdôležitejšie závery (tab. 1).

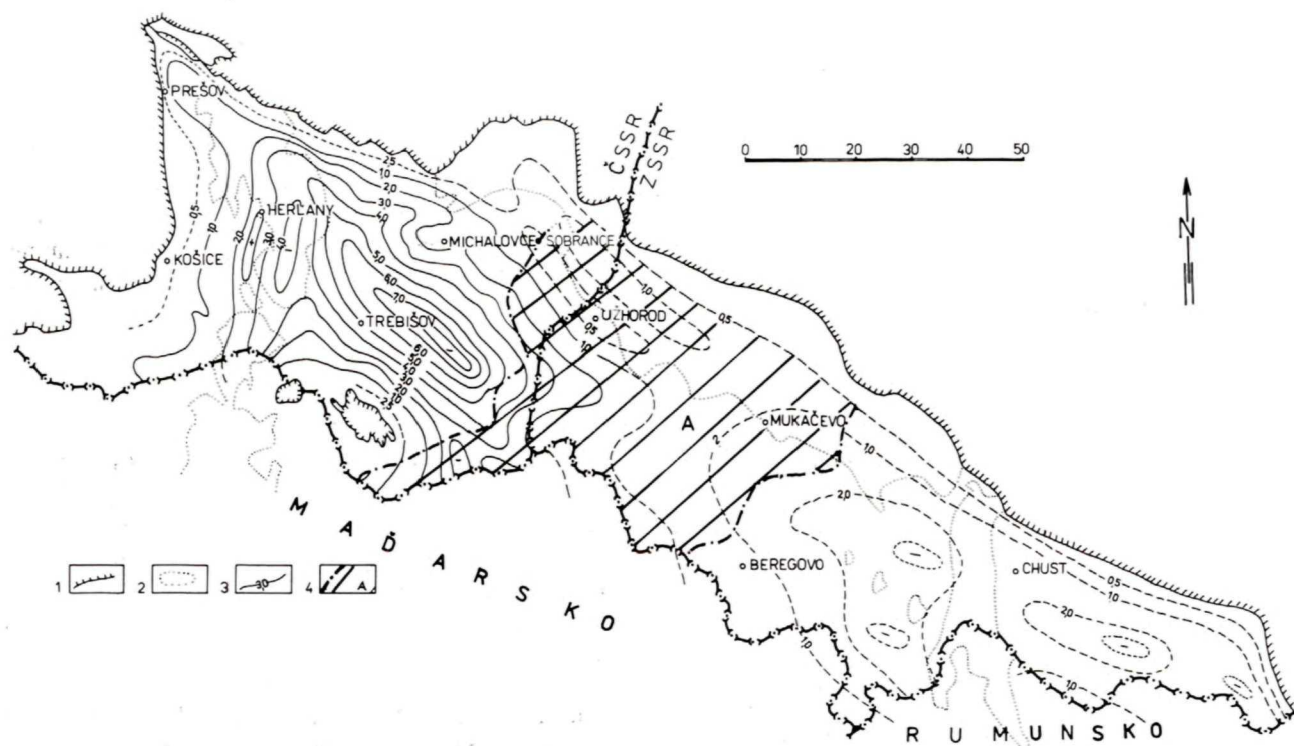
1. Hlavná masa sedimentov, dosahujúca 7—8 km, sa nachádza v jej SZ časti — vo východoslovenskej neogénnej panve, čo dokumentuje aj štruktúrna mapa na báze neogénu (obr. 10).

2. Neogénny bazén vznikol v SZ časti transkarpatskej



Obr. 9. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa pliocénu (Rudinec, 1987). Vysvetlivky ako na obr. 1.

Fig. 9. Paleogeographic map of the Transcarpathian depression in the Pliocene (Rudinec, 1987). Explanations as in fig. 1.



Obr. 10. Štruktúrna mapa na bázu neogénu transkarpatskej depresie s vyznačením serednianskeho hrastu (Rudinec, 1987) zostavená z podkladov: Východoslovenský neogén (Rudinec, 1978—1987) a Zakarpatský vnútorný priehyb (Sviridenko, 1976). 1 — okraj predneogénnych súvrství, 2 — kontúry neovulkanitov, 3 — štruktúrne línie bázy neogénu v km, 4 — serednianský hrast.

Fig. 10. Structural map of the Transcarpathian depression on the base of Neogene sediments indicating the Sereďne horst (Rudinec, 1987). Base maps: East Slovakian Neogene (Rudinec, 1978—1987), Transcarpathian Inner Trough (Sviridenko, 1976). 1 — margin of pre-Neogene sediments, 2 — contours of volcanites, 3 — isolines of the Neogene basement (depth in km), 4 — the Sereďne horst.

skej depresie a postupne sa jeho os predlžovala na JV a juh.

3. V egeri, egenburgu a karpate hlavná sedimentácia prebiehala na území východoslovenskej neogénnej panvy. V zakarpatskom vnútornom priehybe išlo o minimálnu sedimentáciu v úzkom zálive pri jeho severnom okraji.

4. Počas spodného a stredného bádenu sa podstatnejšie rozšíril sedimentačný priestor zo SZ aj do JV časti (solotvinská depresia). Oba sedimentačné priestory boli čiastočne oddelené tzv. serednianskym hrastom (pevnina v priestore Sobrance—Veľké Kapušany—Beregovo—Mukačevo). Spojené boli úzkym zálivom pri severnom úpätí serednianskeho hrastu.

5. V egeri až strednom bádene je spojenie neogénneho bazénu od severozápadu, event. severu s morom z čelnej predhlbne. Hlavný znos materiálu je z juhu.

6. Postupné preorientovanie bazénov nastáva od vrchného bádenu, ďalej sarmatu, panónu a pliocénu. Prerušuje sa spojenie s morom od SZ a ostáva iba z juhu. Postupne sa zaplavuje serednianský hrast, takže v pliocéne sa hlavný sedimentačný priestor

koncentruje do čopskej depresie. Postupne sa vyzdvihujúce flyšové Karpaty na SZ a severe sú hlavným dodávateľom materiálu do týchto bazénov.

7. Maximálnu subsidenciu sme zistili v karpate, vo vrchnom bádene a v spodnom sarmate.

8. Neogénna výplň je preložená dvoma regionálnymi soľonosnými súvrstviami. Spodné sa viaže na karpat a rozšírené je iba vo východoslovenskej neogénnej panve. Vrchné soľonosné súvrstvie má väčší rozsah a je prítomné v severnej a centrálnej časti Východoslovenskej nížiny a v solotvinskej depresii.

9. Charakteristickým rysom neogénneho vývoja je rozsiahly subsekválny vulkanizmus. V období egenburg — stredný bádene ide o kyslí, od vrchného bádenu po panón prevláda intermediárny vulkanizmus.

10. Celý vývoj neogénnych bazénov ovplyvňovala synsedimentárna zlomová tektonika. Zo začiatku mali zlomy približne smer V—Z, postupne smer SZ—JV s kombináciou priečnej tektoniky smeru SV—JZ, event. S—J. Intenzita hlavných priehybov tu zväčša zaniká vo vyššom sarmate.

Literatúra

- Buday, T. 1963: Geologický vývoj a stavební styl karpatských neogénnych panví. [Doktorská dizertačná práca.] *Manuskript — Geofond Praha*.
- Buday, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. *Západní Karpaty*. Praha, ČSAV, 251 s.
- Čverčko, J. 1977: Zlomky vo východoslovenskej neogénnej oblasti a jej tektonický vývoj. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Cech, F. 1982: Ložiská palív — vzťah k hlbínnej stavbe panónskej panvy a karpatského oblúku. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 8, 146.
- Cech, F., Zeman, J. 1985: Genéza a dynamika medzihorských panví v alpinskej mobilnej Európe. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 10, 67—107.
- Đurica, D., Kocák, A. 1965: Správa zo služobnej cesty zo Zakarpatskej Ukrajiny. *Manuskript — archív MND Michalovce*.
- Gluško, V. V., et al. 1971: Geologičeskoe strojenie i gorjuče iskopajemie Ukrajinskich Karpat. *Moskva, Nedra*, 389 s.
- Horváth, F., Royden, L. H. 1981: Mechanism for the formation of the intra-Carpathian Basins: a review. *Earth Evol. Sci. (Wisbaden)*, 3—4, 307—316.
- Janáček, J. 1959: Stratigrafia, tektonika a paleogeografia neogénu východného Slovenska. *Geol. Práce, Zoš.*, 52.
- Janáček, J., Čverčko, J., Zapletalová, I. 1974: Niektoré zistenia o stratigrafii, tektonike a vývoji hlbšieho miocénu v Košickú kotlinu s poznámkami k problému živíc. *Geol. Práce, Spr.*
- Magyar, J., Rudinec, R. 1983: Nové výsledky z neogénu a jeho podložia v južnej časti Košickej kotliny (vrt Čaňa-1). *Miner. slov.*, 15, 271—277.
- Muratov, M. V., Nevesskaja, L. A. et al. 1986: Neogenovaja sistema. *Zväzok 1, 2. Moskva, Nedra*.
- Mořkovský, M. 1968: Geneze a funkce močaranského zlomového pásma ve východní části východoslovenské neogénnej pánve a jeho význam pro akumulaci živíc. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Geofond Praha*.
- Nemček, J., Rudinec, R. 1983: Tektonický pulz terciéru východného Slovenska a jeho vzťah k bradlovému pásmu. *Miner. slov.*, 15, 501—516.
- Rudinec, R., Slávik, J. 1973: Fázy vrásnenia a paleogeografický vývoj neogénu východného Slovenska. *Geol. Práce, Spr.*, 60, 225—236.
- Rudinec, R., Čverčko, J. et al. 1974: Vysvetlivky k súboru paleogeografických máp východoslovenského neogénu. *Manuskript — archív MND Michalovce*.
- Rudinec, R. 1978: Paleogeographical, lithofacial and tectonic development of the neogene in Eastern Slovakia and its relation of volcanism and deep tectonic. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied*, 29, 2, 225—240.
- Rudinec, R., Tomek, Č., Jiříček, R. 1981: Sedimentary and Structural Evolution of the Transcarpathian Depression. *Earth Evol. Sci. (Wisbaden)*, 3—4, 205—211.
- Rudinec, R. 1982: Stručné vysvetlivky k súboru paleogeografických máp a charakteristickému profilu východoslovenského neogénu. *Manuskript — archív MND Michalovce*.
- Slávik, J. et al. 1968: Geology of neogen volcanism in east Slovakia. *Geol. Práce, Spr.*, 44—45.
- Slávik, J. 1982: Pochované zemplínsko-beregovské vulkanické pohorie. *Geol. Práce, Spr.*, 58, 45—56.
- Stegen, L. 1975: Late cenozoic evolution of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 26, 71—90.
- Vass, D. 1979: Genesis of inner-molasse basin in West Carpathians in light leading function of mantle in Earth's crust development of Czechoslovakia. *Geological and Global tectonics*. Bratislava, Veda.
- Vass, D., Čverčko, J. 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny. *Geol. Práce, Spr.*, 82, 111—126.

New view onto the paleogeographic development of the Transcarpathian depression during the Neogene

The Transcarpathian depression represents an area covered by complexes of Neogene age along the boundary of the West and East Carpathians. The NW part of the depression is occupied by the East Slovakian Neogene Basin (including the Košice basin and the East Slovakian Lowland) whereas the Transcarpathian Inner Trough (the Chop — Mukachevo and Solotvina depressions) creates the SE portion.

The Transcarpathian depression developed in pulsative manner when the extent of single basins gradually increased in time from the NW to SE changing their shape owing to subsidence of the northern margin of the Pannonian Massif.

Single basins developed along synsedimentary normal faults. The prevailing orientation of faults was E-W during the first stage and deviated into NW-SE orientation later. The present extent of single basins is shown on paleogeographic maps (figs. 1 to 9). Further concise information (maximal depth of the filling, presumed connections to the open sea, directions of sediment transport, lithofacial content, volcanism, tectonics and eventual meaning for hydrocarbon geology together with lithostratigraphic unit names) is in Tab. I.

From the analysis of paleogeographic development in

the Transcarpathian depression, the following deductions may be drawn.

1. The main volume of terrigenous, marine and volcanic complexes attaining 7—8 km total thickness occurs in the NW part of the depression, i.e. in the East Slovakian Neogene Basin (fig. 10).

2. The basin development commenced in the NW part of the depression and later its axis gradually extended to SE and S.

3. During Egerian, Eggenburgian and Karpatian time the main volume of sediments deposited in the East Slovakian Neogene Basin. Probably, only minimum sedimentation occurred in the site of the Transcarpathian Inner Trough during this time interval within a narrow strait along its northern margin.

4. The sedimentation area considerably enlarged in Lower to Middle Badenian time from the NW to the SE (Solotvina depression). Both sedimentation centres have partly been divided by the so called Seredne horst structure (dry area between Sobrance, Veľké Kapušany, Beregovo and Mukachevo). Connections between both depocentres have been maintained through a narrow strait along the northern margin of the Seredne horst.

5. During the Egerian to Middle Badenian time span,

the basin communicated with the open sea toward NW or N, in the direction of the Carpathian foredeep. The main transport of sediments in this period was from the S and SW where an active margin occurred, as well as from the NE where a more passive margin may be postulated.

6. Gradual reorientation of basin axes characterized the Upper Badenian, Sarmatian, Pannonian and Pliocene time intervals. Connections to the open sea ceased to NW but survived to the south. The Seredne horst structure became gradually inundated and the main depocenter moved, in Pliocene time, to the Chop depression. The gradually uprising flysch Carpathians are from this time the main source of sediments yielding them from NW and N into the basins.

7. Maximal subsidence rate characterized the Karpatian, Upper Badenian and Lower Sarmatian periods.

8. The basin filling of Neogene age contains two regionally occurring salinar complexes. The lower one is of Karpatian age and it is known only in the East Slovakian

Neogene Basin. The upper salt-bearing complex is of larger extent being represented in the northern and central parts of the East Slovakian Lowland as well as in the Solotvina depression.

9. Characteristic feature of the Neogene development are the extensive masses of subsequent volcanites. Acidic volcanic masses have been produced from the Eggenburgian till to the Middle Badenian whereas andesitic volcanites originated mostly from the Upper Badenian time till to the Pannonian. The amount of volcanic rocks in the basin filling is assumed to be 20–30 %.

10. The whole Neogene development of the basin is influenced by extensive synsedimentary faulting. In the beginning the faults were of approximately E–W orientation but gradually changed into NW–SE strikes or, eventually, into N–S orientation. The intensities of main movements ceased during the Upper Sarmatian time and only few faults survived active during the Pliocene or even Quaternary.