

## Niečo o autorovi

Prof. Ing. František Čech, DrSc. sa narodil 14. 12. 1929 v Skalici, okres Senica. Už v mladosti prejavoval záujem o prírodné vedy, najmä o palivové suroviny, a preto po skončení gymnázia sa prihlásil na Prírodovedeckú fakultu Univerzity Komenského v Bratislave, kde začal študovať geológiu. Pre svoj záujem o ložiská ropy a zemného plynu bol vyslaný na štúdium do Rumunska, kde v roku 1954 ukončil štúdium na Geologickej fakulte na Institut Petrol si gaze v Bukurešti a bol promován na inžiniera geológie.

Po návrate v roku 1954 začal pracovať v Čsl. naftových závodoch v Hodoníne. V tom istom roku bol prijatý na Prírodovedeckú fakultu Univerzity Komenského za interného vedeckého aspiranta v odbore geológia ložisk nerudných nerastných surovín. V roku 1959 obhájil kandidátsku dizertačnú prácu Geologická stavba západnej časti podvihorlatskej uhoľnej panvy a v roku 1965 sa habilitoval prácou Ložiská ílov Kuby na docenta.

Pedagogická a vedeckovýskumná práca prof. Čecha bola orientovaná na ložiská nerudných nerastných surovín a geológiu kaustobiolitov. Z tejto oblasti publikoval viac ako 50 vedeckých prác v domácich i zahraničných časopisoch, je spoluautorom vysokoškolskej učebnice (Zorkovský et al.: Ložiská nerastných surovín a ich prieskum) a spoluautorom odborných zborníkov z geológie a baníctva.

Ako vedúci výskumnej úlohy Výskum terciérnych uhoľných panví Západných Karpát sa veľkou mierou zaslúžil o komplexné geologické, uhoľno-petrografické a geochemické zhodnotenie slovenských uhoľných ložisk. Kus záslužnej práce vykonal aj pri vypracúvaní máp nerastných surovín ako autor a spoluautor listov Viedeň, Bratislava, Nové Zámky a Nitra.

Pre svoju dlhoročnú a všestrannú kvalifikáciu bol v rokoch 1960-1961 vyslaný ako expert do Argentíny, kde pracoval pri prieskume cementárskych surovín v Zapale (Provincia Neuquen). V rokoch 1961-1964 pracoval ako profesor na univerzite v Havane, kde založil Geologickú fakultu. Prednášal na tému ložiská nerudných nerastných surovín, ložiská kaustobiolitov a zameriaval sa na výskum ílov (žiaruvzdorných, keramických a bentonitov).

V roku 1970 absolvoval 8-mesačný študijný pobyt na Universidad de Chile, kde prednášal ložiská nerudných nerastných surovín a viedol diplomantov. V rokoch 1972-1974 bol opäť v Chile a pracoval vo vládnej organizácii Corporación de Fomento y de la Producción pri prieskume nerastných surovín — rúd, nerúd a kaustobiolitov.

Popri priebežnej pomoci našej geologickej praxi prednášal na mnohých konferenciách a sympóziách doma i v zahraničí (Moskva, Kyjev, Bukurešť, Madrid, Buenos Aires, Santiago de Chile, Havana, Santiago de Cuba, Mexico, Tampico a i.).

Bol školiteľom mnohým aspirantom, členom alebo vedúcim celého radu vedeckých a národohospodárskych komisií, redakčných rád. Pracoval ako odborný poradca a tiež v početných politických funkciách.

V posledných rokoch sa zaoberal širšou problematikou vzťahu ložisk palív k tektonickej stavbe. Svoje vedecké poznatky zhrnul do doktorskej dizertačnej práce: Vzťah ložisk palív k hlbínnej stavbe panónskej panvy a karpatského oblúka, ktorú obhájil v roku 1980. V roku 1981 bol menovaný za profesora. Okrem riešenia vzťahu ložisk palív k hlbínnej stavbe a typom kôry sa pokúsil riešiť i všeobecné otázky vzniku sedimentárnych panví medzihorského typu.

V súčasnom období pracuje ako prodekan pre vedeckovýskumnú činnosť na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského a ako riaditeľ Geologického ústavu Univerzity Komenského.

# ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 8

František Čech

**Ložiská palív – vzťah k hlbínnej stavbe  
panónskej panvy  
a karpatského oblúka**

ZÁPADNÉ KARPATY • GEOLÓGIA 8

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1982

13 104 b

**František Čech**

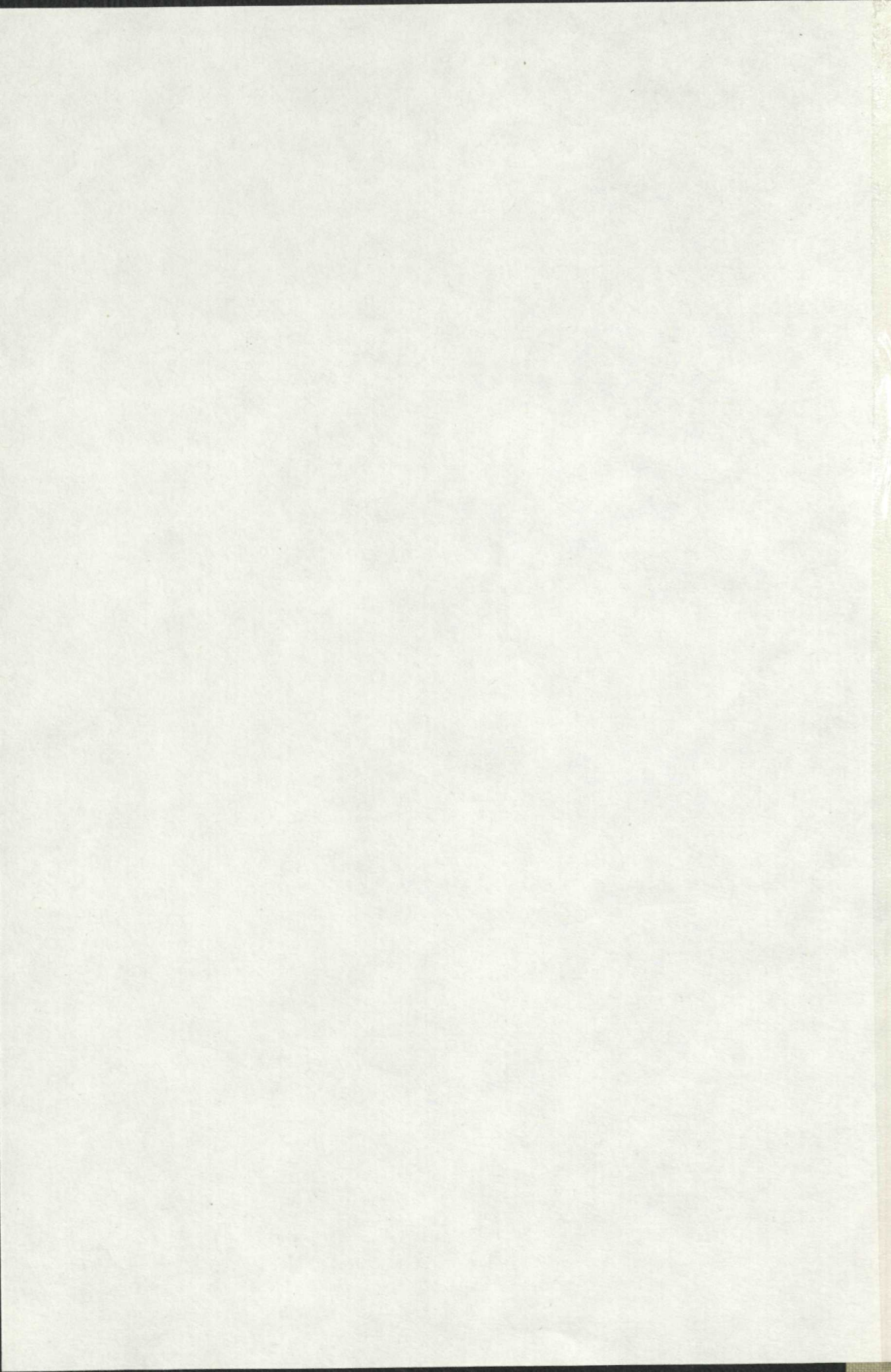
**Ložiská palív – vzťah k hlbínnej stavbe  
panónskej panvy  
a karpatského oblúka**



Ústredná geologická knižnica SR  
ŠGÚDŠ



3902001020336



**ZÁPADNÉ  
KARPATY**

**SÉRIA**

*Geológia 8*

**VEDECKÝ REDAKTOR**

RNDr. Ján Gašparik, CSc.,

**REDAKČNÝ OKRUH**

RNDr. Anton Biely, CSc., RNDr. Oto Fusán, DrSc., RNDr. Ján Gašparik, CSc.,  
RNDr. Ján Mello, CSc., RNDr. Peter Reichwalder, CSc.

**ODBORNÝ RECENZENT**

RNDr. Oto Fusán, DrSc., člen korešpondent SAV

# ZÁPADNÉ KARPATY

Ložiská palív – vzťah k hĺbnej stavbe

panónskej panvy

a karpatského oblúka

*geológia 8*

Relationship between fuel deposits and deep  
structure of the Pannonian Basin  
and of the Carpathian Arc

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1982





Prírodné vedy

Ložiská palív – vzťah k hlbínnej stavbe panónskej panvy a karpatského oblúka

## Ložiská palív – vzťah k hlbínnej stavbe panónskej panvy a karpatského oblúka

### Relationship between fuel deposits and deep structure of the Pannonian Basin and of the Carpathian Arc

Úvod	11
Ložiská palív v súvislosti so zvrstvením	12
Základné typy vývoja panónskej panvy a vzťah k hlbínnej stavbe	14
Podmienky tektonofyzikálneho vývoja vývoja panvy	15
Geodynamická situácia v období vývoja panvy a vzťah k hlbínnej stavbe	17
Geodynamická situácia v období vývoja panvy a vzťah k hlbínnej stavbe	18
Geodynamická situácia v období vývoja panvy a vzťah k hlbínnej stavbe	19
Geodynamická situácia v období vývoja panvy a vzťah k hlbínnej stavbe	20
Geodynamická situácia v období vývoja panvy a vzťah k hlbínnej stavbe	21
Geodynamická situácia v období vývoja panvy a vzťah k hlbínnej stavbe	22
Geodynamická situácia v období vývoja panvy a vzťah k hlbínnej stavbe	23
Geodynamická situácia v období vývoja panvy a vzťah k hlbínnej stavbe	24
Geodynamická situácia v období vývoja panvy a vzťah k hlbínnej stavbe	25
Geodynamická situácia v období vývoja panvy a vzťah k hlbínnej stavbe	26
Geodynamická situácia v období vývoja panvy a vzťah k hlbínnej stavbe	27
Geodynamická situácia v období vývoja panvy a vzťah k hlbínnej stavbe	28
Geodynamická situácia v období vývoja panvy a vzťah k hlbínnej stavbe	29
Vzťah medzi hlbinnou stavbou panvy a hlbinnou stavbou karpatského oblúka	30
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	31
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	32
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	33
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	34
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	35
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	36
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	37
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	38
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	39
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	40
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	41
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	42
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	43
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	44
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	45
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	46
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	47
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	48
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	49
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	50
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	51
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	52
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	53
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	54
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	55
Geodynamická situácia v období vývoja karpatského oblúka	56

Ložiská paliv - vztah k hlubinné stavbě  
panónské pánvy  
a karpatiského oblúka

Relationship between fuel deposits and deep  
structure of the Pannonian Basin  
and of the Carpathian Arc

Geologický ústav D. Stúra  
K. H. Z. N. I. C. A. 1987  
Signatúra: [Handwritten signature]  
kat. číslo: 131045  
Kés kúpa: 224765  
Kés vým. [Handwritten]  
Kés dar: [Handwritten]

František Čech

## Ložiská palív – vzťah k hlbínnej stavbe panónskej panvy a karpatského oblúka

12 obr. v texte, 8 príloh, anglické resumé

**Abstrakt.** Panónska panva je vo svojich okrajových štruktúrach komplexnou palivovo-ložiskovou megaštruktúrou s heterogénnym podložím a už primárne stenčenou kôrou. Kôra má predmiocénnu blokovú stavbu integrovanú v pliocéne do panónskeho megabloku. Hlbinné príčiny vývoja spájam, v zhode s inými geológmi, s vývojom panónskeho diapíru. Výstup diapíru bol priaznivý pre stagnáciu pohybov v panvách a pre tvorbu uhoľných ložísk. Kolapsové štádium viedlo k vytláčaniu uhľovodíkov a ich migrácii do vhodných novovznikajúcich pascí. Ak ložiská uhlia vcelku dobre korelujú s blokovou stavbou podložia panvy, ložiská uhľovodíkov nevykazujú nijakú koreláciu. Ich rozmiestnenie je skôr podriadené novému, pliocénnemu štruktúrnemu plánu.

### Obsah

Úvod . . . . .	11
<b>Vznik panví v závislosti na type kôry . . . . .</b>	<b>12</b>
Základné typy vývoja panví a ich vzťah ku kôre . . . . .	14
Niektoré tektonofyzikálne úkazy vývoja panví . . . . .	15
Problém hlbínnej erózie bázy kôry a výmena ľahších hmôt ťažšími . . . . .	17
Vplyv hmotnosti sedimentárnej výplne na podložie . . . . .	17
Vplyv vulkanizmu a plutonizmu . . . . .	19
Tektonická redukcia litosféry . . . . .	19
Zmeny v astenosfére . . . . .	20
Súhrn modelových predstáv . . . . .	21
Proces klesania . . . . .	22
Panvy a typ kôry . . . . .	23
Princípy založenia a vývoja panví . . . . .	27
Usporiadanie zlomov nad eleváciou pláštá – astenosféry . . . . .	28
Tektonofyzikálne poznatky o vzniku napätia nad klenbami . . . . .	29
<b>Vzťah vnútrokarpatských neogénnych panví k hlbínnej stavbe Karpát . . . . .</b>	<b>30</b>
Geofyzikálne indície hlbínnej stavby karpatsko-balkánskej oblasti . . . . .	30
Gravimetria . . . . .	30
Seizmologické indície . . . . .	31
Geotermické pomery . . . . .	38
Stručný prehľad hlavných tektonických jednotiek v okolí vnútrokarpatských panví . . . . .	40
Hlbinné zlomy a bloková stavba . . . . .	49
Vzťah transylvánskej a panónskej panvy . . . . .	55
Vývoj kôry pod neogénnymi panvami . . . . .	56

Poznámky k dynamike kôry . . . . .	58
Geochronológia fundamentu a jeho mobilita . . . . .	59
Závery ku genéze a hlbinej stavbe panvovej štruktúry na základe korelácie geologických a geofyzikálnych údajov . . . . .	60
Problém plášťového diapíru . . . . .	62
Ďalšie panvové štruktúry viazané na plášťové diapíry . . . . .	65
<b>Hlbinná stavba neogénnych panví vnútorných Západných Karpát a viedenskej panvy . . . . .</b>	<b>66</b>
Geofyzikálne indicie stavby . . . . .	67
Gravimetrické údaje . . . . .	67
Seizmologické indicie . . . . .	69
Geotermické pomery . . . . .	70
Korelácia geofyzikálnych a geologických údajov . . . . .	71
Hlbinné zlomy a bloková stavba . . . . .	72
Vzťah panví k megablokom . . . . .	73
Recentné pohyby a bloková stavba . . . . .	74
Zloženie fundamentu panví . . . . .	74
Viedenská panva . . . . .	76
Podunajská panva . . . . .	78
Juhoslovenská panva . . . . .	80
Východoslovenská panva . . . . .	80
Vzťah hlbinej stavby k paleogeografickým pomerom v terciéri . . . . .	82
Vzťah k paleogeografickým pomerom v paleogéne . . . . .	82
Vzťah k paleogeografickým pomerom v neogéne . . . . .	83
Genéza panví – klasifikácia panví podľa tektonických kritérií . . . . .	84
<b>Ložiská uhlia vo vnútrokarpatských panvách vo vzťahu k ich hlbinej stavbe . . . . .</b>	<b>87</b>
Základné uhľotvorné pásy . . . . .	88
Uhľotvorný lineament . . . . .	89
Ložiská v predpolí Karpát . . . . .	90
Vrchnokarbónske uhľofné panvy . . . . .	90
Neogénne panvy na predpolí . . . . .	91
Neogénne uhľofné ložiská v karpatskej predhlbni . . . . .	92
Uhľofné ložiská vonkajších Karpát . . . . .	93
Zhrnutie poznatkov o vzájomných vzťahoch . . . . .	94
Uhľofné ložiská v panónskej panve a v periférnych jednotkách . . . . .	94
Panvy pri západnej vetve peripieninského lineamentu . . . . .	94
Panvy na balatónskom bloku . . . . .	95
Panvy pri východnej vetve peripieninského lineamentu . . . . .	96
Panvy pozdĺž insubrickej línie . . . . .	97
Uhľofné ložiská v apusénskej jednotke . . . . .	97
Uhľofné ložiská v severnej časti vardarsko-krajštidnej zóny . . . . .	98
Panva v pohorí Mecsek . . . . .	99
Preuhoľnenie slojov vo vzťahu k tektonickým štruktúram . . . . .	100
Vzťah uhľofných panví k typom kôry a k tektonickému režimu . . . . .	102
Vzťah panví k plášťovému diapíru . . . . .	105
<b>Uhľofné panvy Západných Karpát vo vzťahu k blokovej stavbe . . . . .</b>	<b>106</b>
Poznámky k prognóznym oblastiam . . . . .	108
Poznámky ku klasifikácii terciérnych panví . . . . .	108
<b>Ložiská ropy a zemného plynu v karpatsko-balkánskej oblasti a ich vzťah k hlbinej stavbe . . . . .</b>	<b>109</b>
Ložiská na platformovom predpolí Karpát . . . . .	110
Ložiská severopredkarpatskej ropo-plynonosnej panvy . . . . .	110
Ložiská karpatskej ropo-plynonosnej panvy . . . . .	112
Predkarpatsko-balkánska ropo-plynonosná panva . . . . .	113
Panónska ropo-plynonosná panva . . . . .	114
Podmienky pre ropo-plynonosnosť z hľadiska hlbinej stavby . . . . .	115

Ložiská transylvánskej panvy . . . . .	117
Vzťah ložisk uhľovodíkov k blokovej stavbe panónskej panvy . . . . .	118
Korelácia s distribúciou uhoľných ložisk . . . . .	119
<b>Ložiská ropy a zemného plynu Západných Karpát</b> . . . . .	120
Ložiská v predhlbni . . . . .	120
Viedenská panva . . . . .	121
Východoslovenská panva . . . . .	122
Korelácia panví s podobnými štruktúrami . . . . .	122
Ostatné neogénne panvy a prognózne štruktúry . . . . .	123
<b>Záver</b> . . . . .	124
<b>Literatúra</b> . . . . .	130
<b>Anglické resumé slovenského textu</b> . . . . .	135

Práca je rozdelená na dve časti. Prvá časť sa zaoberá s popisom stavby a vývoja panvy, druhá časť sa zaoberá s popisom stavby a vývoja panvy.

Výskum hĺbkových procesov sú veľmi zložitým problémom. Úspešná neposlednú úlohu v oblasti hĺbkových procesov, nevieme ich napodobniť, teda ich regulovať. Z hĺbkových procesov máme poznánie z úloh ich napodobňovať. Všetkým prístupom k hĺbkovým procesom je potrebné nájsť najvhodnejšie. Pri ich skúmaní sú dvoma najlepšími prístupmi: 1) experimentálny a 2) teoretický. Pri experimentálnom prístupe máme k dispozícii plnú obraznosť o hĺbkových procesoch, ale experimentálny prístup je veľmi drahý a nebezpečný. Pri teoretickom prístupe máme k dispozícii plnú obraznosť o hĺbkových procesoch, ale teoretický prístup je veľmi drahý a nebezpečný.

Práca je rozdelená na dve časti. Prvá časť sa zaoberá s popisom stavby a vývoja panvy, druhá časť sa zaoberá s popisom stavby a vývoja panvy.

Výskum hĺbkových procesov sú veľmi zložitým problémom. Úspešná neposlednú úlohu v oblasti hĺbkových procesov, nevieme ich napodobniť, teda ich regulovať. Z hĺbkových procesov máme poznánie z úloh ich napodobňovať. Všetkým prístupom k hĺbkovým procesom je potrebné nájsť najvhodnejšie. Pri ich skúmaní sú dvoma najlepšími prístupmi: 1) experimentálny a 2) teoretický. Pri experimentálnom prístupe máme k dispozícii plnú obraznosť o hĺbkových procesoch, ale experimentálny prístup je veľmi drahý a nebezpečný. Pri teoretickom prístupe máme k dispozícii plnú obraznosť o hĺbkových procesoch, ale teoretický prístup je veľmi drahý a nebezpečný.

Práca je rozdelená na dve časti. Prvá časť sa zaoberá s popisom stavby a vývoja panvy, druhá časť sa zaoberá s popisom stavby a vývoja panvy.

Výskum hĺbkových procesov sú veľmi zložitým problémom. Úspešná neposlednú úlohu v oblasti hĺbkových procesov, nevieme ich napodobniť, teda ich regulovať. Z hĺbkových procesov máme poznánie z úloh ich napodobňovať. Všetkým prístupom k hĺbkovým procesom je potrebné nájsť najvhodnejšie. Pri ich skúmaní sú dvoma najlepšími prístupmi: 1) experimentálny a 2) teoretický. Pri experimentálnom prístupe máme k dispozícii plnú obraznosť o hĺbkových procesoch, ale experimentálny prístup je veľmi drahý a nebezpečný. Pri teoretickom prístupe máme k dispozícii plnú obraznosť o hĺbkových procesoch, ale teoretický prístup je veľmi drahý a nebezpečný.

Práca je rozdelená na dve časti. Prvá časť sa zaoberá s popisom stavby a vývoja panvy, druhá časť sa zaoberá s popisom stavby a vývoja panvy.



## Úvod

V posledných rokoch sa pozornosť vedcov sústreďuje tak ku kozmu, ako i k zemským hlbínám. Ukázalo sa, že javy na povrchu Zeme nie sú len výsledkom vonkajších činiteľov, ale sú zväčša i výsledkom vnútorných hlbinných síl. Technické práce pri vyhľadávaní nerastných surovín, najmä ropy a zemného plynu, prenikli do hlbín Zeme a priniesli nové, neočakávané geologické poznatky. No i tak sú naše poznatky o hlbínach Zeme, v porovnaní s úspechmi dosiahnutými v kozme, nepatrné – veď človek osobne neprenikol do hĺbok väčších než 4 km a vrtnými prácami vnikol do hĺbok okolo 10 km (10,4 km štruktúrny vrt na poloostrove Kola), čo je v porovnaní s veľkosťou zemského polomeru (6378 km) zanedbateľne málo. Preto údaje o stavbe zemského vnútra musíme stále vyvodzovať z nepriamych metód, najmä fyzikálnych.

Výskumy hlbinných procesov sú veľmi zložitým problémom. Doposiaľ nepoznáme spoľahlivo podstatu týchto procesov, nevieme ich napodobniť, tým menej regulovať. Z hľadiska ľudského života poznáme z nich len nepatrný úsek. Väčšinou prebiehajú veľmi pomaly, pre ľudské vnímanie nepozorovateľne. Pri ich skúmaní si uvedomujeme už z iných vedných odborov známu zákonitú platnosť zdanlivo paradoxnej Heisenbergovej myšlienky, že „množstvo nepoznaných javov sa zväčšuje vďaka procesu poznania“.

Týmito niekoľkými myšlienkami by som chcel v krátkosti naznačiť zložitost problematiky, ktorú som sa pokúsil riešiť v predloženej práci.

Cieľom práce je riešiť vzťah uhľonosných a ropo-plynonosných karpatských panví k hlbinatej stavbe, hľadať zákonitosti ich vzniku, a vymedziť tak nové prospekčné kritériá pre ich vyhľadávanie, prípadne pre vyhľadávanie geologických štruktúr, ktoré by mohli byť podzemnými zásobníkmi ropy a zemného plynu. Preto som sa zamerával nielen na problémy regionálne, ale i na problémy všeobecne geologické. Snažil som sa zhrnúť všetky prístupné publikované i nepublikované údaje.

Problémami vzniku karpatských panví sa v minulosti zaoberal celý rad autorov, avšak väčšinou na základe nedostatočných znalostí o hlbinatej stavbe. Výskumy posledných rokov posunuli naše vedomosti vpred, keď zdôraznili väzbu panví na hlbinné procesy.

Pre korelačné ciele som použil i poznatky zo širšieho okolia panónskej panvy. Na základe zistených vzťahov stavby a vývoja panónskej panvy k jej periférii dopĺňujem doterajšie poznatky o hlbinatej stavbe slovenských vnútrokarpatských panví a rozširujem interpretáciu o preukázanú heterogenitu kôry. Na rozdiel od doterajších geofyzikálnych a geologických prác zdôrazňujem význam rozdielnych typov kôry pre zákonitosti rozmiestnenia a vývoja panví s ložiskami palivových surovín. Ich vzťah k hlbinatej stavbe nebol doteraz skúmaný.

Je mi milou povinnosťou poďakovať sa spolupracovníkom, ktorí mi pomohli cennými radami a pripomienkami. Moja vďaka patrí akademikovi M. Maheľovi; RNDr. J. Zemanovi, CSc.; Prof. RNDr. M. Mišíkovi, DrSc.; Doc. Ing. V. Paštékovi, CSc.; RNDr. J. Ilavskému, DrSc.; Doc. RNDr. D. Hovorkovi, CSc.; RNDr. M. Krivému, CSc.; RNDr. Č. Tomkovi, CSc. atď. Za cenné kritické pripomienky a návrhy ďakujem recenzentom – členovi korešpondentovi SAV O. Fusánovi a RNDr. J. Gašparikovi, CSc.

## Vznik panví v závislosti na type kôry

Oceánska kôra je dnes považovaná za špecifickú pre tvorbu oceánskych depresíí. Výskumy oceánskeho dna dokazujú, že druhá oceánska vrstva a sedimentárny obal sú útvarmi mladými, vyvíjajúcimi sa v období posledných 150 mil. rokov (Z. Kukul 1973). Niektorí autori (napr. G. J. H. Mc Call 1977) sa snažili dokázať existenciu staršej, až archaickej oceánskej kôry v silne metamorfovaných štítoch a vo fundamente platforiem, čo malo svedčiť o vývoji kontinentálnej kôry na kôre pôvodne oceánskej (A. V. Pejve et al. 1972, L. P. Zonenshain 1972).

Reálnejšie stanovisko zastáva B. F. Windley (1977), ktorý oceánsku kôru – ako zvyšok oceánu v kôre štítov – považuje za problematickú a bázičný fundament početných panví porovnáva s malými okrajovými morskými panvami alebo panvami za ostrovným oblúkom (tzv. back-arc basin). Ide o panvy s predhlbňovou alebo tylovou (zaoblúkovou) pozíciou v orogéne, pokiaľ stotožníme jeho osovú časť – s maximálnou tvorbou granitovej vrstvy – s ostrovným oblúkom.

Ďalším prípadom sú morské panvy medzi ostrovnými oblúkmi a v ich vnútri (inter-arc basin), kde simatický fundament je vysvetľovaný ako zvyšok pôvodnej oceánskej kôry, premenenej už čiastočne na hrubšiu zmiešanú kôru (suboceánsku až subkontinentálnu). Obidva typy panví, tylové (zaoblúkové) i vnútorné (vnútrooblúkové) sa vyznačujú veľkou mobilitou, veľkou hrúbkou sedimentov, zlomovou členitosťou a existenciou vulkanizmu, často bazaltovo-ryolitového alebo bazaltovo-andezitového typu. S postupným narastaním hrúbky kôry a jej premenou na kôru kontinentálnu sa menia i panvy na plytkomorské až šelfové a stávajú sa súčasťou systému kontinentálnych štruktúr. Špecifickým prípadom sú ensimatické medzioblúkové panvy, vznikajúce bazifikáciou kôry plášťovým diapírom vytláčaným subdukujúcou litosférou (Ch. H. Scholz et al. 1971) a ensialické panvy, pokiaľ diapír zoslabil pôvodnú kontinentálnu kôru (L. Stegena et al. 1975).

Nová globálna tektonika zdôraznila dvojaký typ kôry i litosféry a zdôraznila tiež ich význam pre tektonickú mobilitu a typ tektonických jednotiek.

Výskumy ropo-plynonosných oblastí v posledných rokoch poskytli veľké množstvo dôkazov o rozmanitej stavbe kôry. Hlavne seizmický výskum a veľmi hlboké vrty ukázali, že nevystačíme s delením kôry na kontinentálnu a oceánsku a že i typy panví sa líšia stavbou aj vývojom. Nevznikali jednotným mechanickým spôsobom, napr. roztiahnutím a stenčením kôry. Pôvodne jednoduchý, ale primitívny výklad vychádzajúci ešte z modelu A. Wegenera vysvetľoval vznik panví ťahom a stenčením zemskej kôry v podstate kontinentálneho typu. Tieto predstavy tradovala najmä kontrakčná hypotéza a ďalšie hypotézy vychádzajúce z predstavy o pôvodnej kontinentálnej, pansialickej kôre (napr. V. V. Belousov 1954, 1962).

Spoznanie rôzneho látkového zloženia a významu hustotných rozdielov pre dynamiku tektogenézy viedlo k revízii mechanistických predstáv a k vypracovaniu modelov opierajúcich sa skôr o fyzikálno-chemické a hydrodynamické poznatky (R. W. van Bemelen 1972). Názory o bazifikácii, alebo všeobecnejšie o oceanizácii, už dali reálnejší základ ďalším modelom genézy panví, akceptovaným i v súčasnej globálnej tektonike (A. G. Fischer 1978). Súčasný modely predpokladajú látkové



i fyzikálne zmeny, zmeny hrúbky a mobility kôry. Pritom k zmenám môže dochádzať druhotne v kontinentálnej kôre, alebo ide o reliktly staršej oceánskej nedostatočne premenenej kôry. K tomuto problému možno pristupovať z dvoch hľadísk:

a) Pôvodná oceánska kôra bola rôznou intenzitou a rôznym objemom sializovaná a látkovo sa priblížila k dioritovej horninovej mase, prípadne bola na niektorých miestach premenená až na granitovú kôru. Tvorba granitovej vrstvy je hlavným úkazom sializácie, ktorá sa podľa A. V. Pejveho et al. (1972) začína tvoriť po iniciálnom štádiu geosynklinály. Vedúcim procesom sú chemické zmeny metasomatického charakteru za účasti kyslých diferenciátov vystupujúcich z plášťa.

b) Oceánska kôra vymizla, alebo sa priestorovo zredukovala subdukciou, a panvy tvoriace sa na nesubdukovaných zvyškoch postupne tiež zaniknú. Určitou modifikáciou môže byť obdukovaná oceánska kôra, ale z hľadiska kinetického sa výsledný efekt podobá bazifikácii: v kontinentálnej kôre – avšak dynamicky iným pochodom – sa objaví ťažšia bazická kôra, ktorá spôsobí hustotnú nerovnováhu, a môže preto začať klesať. Nad ňou potom vznikne panva.

Prvý prístup k riešeniu problému naráža na ťažkosti pri vysvetľovaní úbytku a ciest úniku ľahších hmôt, ktoré by mali byť vytláčané bazifikačným procesom. Preto zástanci bazifikácie (V. V. Belousov 1962) hľadali modifikačné riešenie a okrem metasomatického procesu navrhli mechanistické riešenie – zaliatie kontinentálnej kôry bazaltmi a jej zataženie. Typickým príkladom mali byť trapové polia v Indii, na Sibíri, v Brazílii (V. V. Belousov 1969). Podľa Belousova oceánska kôra bola bazifikovaná kontinentálna kôra a ostrovné oblúky boli zvyškami deštruovanej kontinentálnej kôry. Tento prístup vylučoval novotvorenú kontinentálnu kôru a zúžil otázku vzniku panví len na druhotnú mobilizáciu pevninskej kôry v zmysle H. Stilleho (1924) regenerácie platformy. Relativistické chápanie zaviedol R. W. van Bemmelen (1972), ktorý pripúšťal obmedzený pohyb kontinentov sklzávaním litosferických platní po svahoch vystupujúceho bazaltického astenolitu, hustotne ľahšieho než horniny vrchného plášťa (vysvetlenie vzniku Atlantiku). Rozlišoval typ atlantickej bazifikácie, skôr fyzikálneho charakteru, od mediteránnej bazifikácie, skôr metasomatického charakteru. Tento typ bazifikácie by mal dominovať v alpsko-karpatskej oblasti.

Z československých geológov sa bazifikáciou zaoberal najmä V. Škvor a J. Zeman (1976). Rozlišujú bazaltizáciu, proces zataženia kôry zhora (výlevy a intrúzie bázik) a bazifikáciu, proces metasomatického charakteru, vznikajúci kontamináciou ľahšej kôry vystupujúcim bazaltovým astenolitom.

Druhý prístup k riešeniu je v súčasnosti najaktuálnejší. Globálna tektonika pripúšťa však bazifikáciu i na objasnenie genézy menších panví (Z. Kuka 1973). V podstate ide o proces zväčšenia hustoty a hmotnosti kôry, ktorý spôsobuje klesanie a vznik panví. V tomto zmysle používam tento termín. Pritom podstata zmien môže byť fyzikálna, fyzikálno-chemická i čisto chemická – látková. Pripúšťa výklad magmatický (výstup bázických hmôt), fázových zmien, objemových zmien v dôsledku diferenciacie kôry atď. (A. G. Fischer 1978).

Pri extrémnej aplikácii tektoniky litosferických platní sa často panvy s menšou hrúbkou sedimentov a s karbonátmi považujú za zvyšky šelfov po odtrhnutom kontinente a vytvorenej oceánskej kôre, ktorá opäť subdukciou alebo kolíziou

zanikla. Z hľadiska prospekcie na ropu a plyn ide však o zásadnú otázku; prípadne nesprávne otypovanie takejto sedimentárnej jednotky ako šelfu – pre uhľovodíky veľmi perspektívneho – môže viesť k zbytočným prieskumným prácam. Preto treba venovať genéze a histórii sedimentárnych neoceánskych panví veľkú pozornosť. Na druhej strane je rovnako dôležitá rekonštrukcia okrajov bývalých kontinentov a história ich zániku.

## Základné typy vývoja panví a ich vzťah ku kôre

Podľa stupňa zaplnenia panvy (prehybu staršej kôry) rozlišujem v súlade s inými autormi (napr. J. E. Adams et al. 1951) panvy kompenzované a nekompenzované sedimentmi a vulkanitmi. Nekompenzované panvy sa podobajú viac oceánom (napr. Čierne more), kompenzované zasa vnútrokontinentálnym depresiám (napr. juho-kaspická depresia – viď N. A. Beljajevskij 1974). Už z výplne, litofaciálneho vývoja a mocnosti sedimentov možno usudzovať na základnú mobilitu a typ kôry.

Podľa typu kôry, na ktorej sa vyvíjajú, rozlišujem dva druhy panví:

a) Panvy ensialické vznikajúce na kontinentálnej kôre s dobre vyvinutou granitovou vrstvou. Patria sem predovšetkým vnútrohorské panvy a časť panví medzihorských, niektoré flyšové panvy a hlavne molasové panvy, okrajové depresie platforiem a všetky ostatné vnútrokontinentálne panvy platformového štádia spolu s kontinentálnymi riftami a aulakogénmi.

b) Panvy ensimatické vznikajúce na oceánskej alebo suboceánskej kôre, ktorá však nie je súčasťou oceánov, ale je zvyškom slabo granitizovanej alebo negranitizovanej kôry vo vnútri kontinentálnej kôry. Tieto panvy môžu byť súčasťou ensimatických geosynklinál (neskorších ensimatických tektogénov – napr. Ural), okrajových morí typu „back-arc basin“, prípadne vnútorných medzioblúkových morí. Posledný typ je typom zmiešaným medzi tzv. primárnymi a sekundárnymi panvami A. G. Fischera (1978), ktorý medzioblúkové panvy zaraďuje ešte k primárnym panvám.

Ensimatické panvy sa vyvíjajú z predplatformového štádia s výnimkou niektorých medzikontinentálnych riftov, ktoré predstavujú pokročilé štádium „otvorenia“ pôvodne kontinentálneho riftu.

Ensialické panvy môžu patriť väčšinou k naloženým superponovaným panvám, ensimatické k dedeným štruktúram. Ich subsidencia môže pretrvávajúť tektogénny cyklus. Ako ukázal J. Zeman (1978), tieto panvy v blokovej stavbe geneticky patria k simatickým blokom.

Špecifickým prípadom sú panvy pri kontinentálnom okraji andského (pacifického) typu, keď panvy ležiace pri oceáne majú vo svojom ranom štádiu ensimatický, neskôr ensialický charakter, rovnako ako panvy vo vnútri kontinentu (viď J. Jaroš 1975). K tomuto heterogénnemu typu patria i okrajové geosynklinály (kaledónska britsko-nórška) považované za depresie zaniknuté kolíziou (napr. F. W. Dunning 1977). Špecifickým prípadom sú rifty, v ktorých sa z oceánskej kôry tvorí kôra kontinentálna (J. Zeman 1979b). Historická analýza vývoja panví v Karpatoch ukazuje, že k ensimatickým alebo oceánskym typom patrí väčšie množstvo panví,

než bol interpretoval M. Maheľ (1978a, b). Historický a nový dynamický pohľad na vývoj panví vedie k revízii klasifikácie geosynklinál i samotného pojmu geosynklinála (P. J. Coney 1970). Staré pojmy nemožno korelovať, napr. eugeosynklinála je väčšinou ensimatická. Niektoré jej segmenty však môžu byť ensialické, najmä pri okrajoch mobilizovaných kontinentov (napr. Východné Karpaty pri východoeurópskej platforme). Kriticky treba hodnotiť i geosynklinály medzi dvoma kontinentmi. Napr. Z. P. Zonenshain (1972) vylučuje takýto prípad a geosynklinály, v ktorých prebieha tektogenéza, považuje za ensimatické, vzniknuté z oceánskeho riftového štádia. W. R. Church – R. K. Stevens (1971) definovali riftogeosynklinálu ako častý typ rozvíjajúcej sa mobilnej zóny.

Na druhej strane však treba mať na pamäti, že hovoriť o existencii fosilnej oceánskej kôry na základe nepriamych dôkazov, ako je faciálny alebo magmatický vývoj, je obťažné a môže viesť k subjektívnym interpretáciám. Ani petrochemické kritériá genézy bázik (napr. A. Miyashiro 1973, J. A. Pearce 1975, R. G. Coleman 1977), aplikované niektorými našimi petrografmi (F. Fiala 1977, D. Hovorka 1978), nie sú jednoznačne prijímané a ich výklad je niekedy kritizovaný. Dokazovanie existencie bázickej kôry v podloží panví vyžaduje celý komplex údajov, najmä geofyzikálnych a historicko-geologických. Čisto petrochemické alebo iné kritérium (i geofyzikálne) nie je postačujúce.

Pre tektonicko-historickú analýzu je ocenenie typov kôry veľmi dôležité. Oceánsky typ kôry nemožno potom spájať s existenciou oceánu. Keby každý tento typ kôry mal predstavovať zvyšok oceánu, dostali by sme sa k vytváraniu predpokladu veľkého počtu uzavretých oceánov v oblastiach, kde oceánskej etape vývoja odporujú geologické poznatky. Príkladom môže byť podložie panónskej panvy, kde predpoklad uzavretých oceánov (L. Stegena et al. 1975, I. Varga 1978), nie je doložený (cf. L. Trunkó 1977, V. G. Sviridenko 1976). Hlbinné zlomy nemožno považovať za subdukčné sutúry (cf. M. Maheľ 1978b), pretože sú hranicami blokov (F. Čech – J. Zeman 1980).

Oceánsky typ kôry je z tektonického hľadiska prototypom tenkej kontinentálnej kôry bez granitoidov a K-migmatizácie. V dôsledku bázického zloženia je kôra náchylná k opakujúcemu sa klesaniu a tvorbe panví. Suboceánska kôra v zmysle J. Zemana (1978, 1979 a, b) je slabo granitizovaná, nekonsolidovaná kôra s obdobnými dynamickými vlastnosťami.

### Niektoré tektonofyzikálne úkazy vývoja panví

Základným faktorom je vrstevnatá stavba litosféry s narastaním hustoty, a teda i hmotnosti horninových sfér smerom do hĺbky. Zväčšenie hustoty prebieha vplyvom látkových a fyzikálnych zmien, t. j. zmenou petrografických typov hornín v rade žula – gabra – peridotit, aj zmenou porozity a hustoty hornín vplyvom stláčania narastajúcim geostatickým a tektonickým tlakom. Problémom je stanoviť strednú hustotu litosféry. Pri hodnote  $\rho = 3,15 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  môžeme kalkulovať na báze litosféry, t. j. na hranici s astenosférou v hĺbke 100 km, s geostatickým tlakom  $3,15 \times 10^3 \text{ MPa}$ .

Ak výplň panvy tvoria sedimenty, podľa stupňa diagenézy s hustotou  $2,2$  až  $2,7 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ , (v priemere asi  $2,5 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ), potom tlak vyvíjaný na fundament pod panvu, napr. v hĺbke  $5 \text{ km}$ , bude  $12,5 \times 10^1 \text{ MPa}$ .

Tlak vyvinutý rovnakým stĺpcom žúl bude väčší (granity majú hustotu až  $2,65 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ) a v prípade metamorfovaných hornín, ktorých hustota je až  $2,7 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ , bude ešte vyšší.

Ak sa teda hlbšia časť kôry neprehýba pod hmotou žúl alebo až metamorfítov s nasunutým sedimentárnym plášťom, potom sedimentárna výplň panvy nemôže mať žiaden rozhodujúci vplyv na vznik prehybu hlbšej časti kôry alebo dokonca litosféry. Príčiny klesania panví nemôžeme teda hľadať v prostom vyplňovaní – kompenzácii panví. Treba ich hľadať v hlbších procesoch, v hlbších úrovniach kôry alebo plášťa.

Systematické hlbinné seizmické výskumy kôry v socialistických štátoch Európy a v ázijskej časti ZSSR ukázali, že sa geologická stavba a fyzikálne vlastnosti hornín pod panvami a eleváciami menia (S. I. Subbotin et al. 1972, N. A. Beljajevskij 1974). Ak neberieme do úvahy rýchle klesajúce depresie, ako je napr. juhokaspická depresia alebo flyšové panvy Západných Karpát, potom pod kôrou ostatných panví prevažuje hustejší vrchný plášť s rýchlostami P-vln zodpovedajúcimi väčšej hustote hornín. Vysvetlenie tejto skutočnosti zatiaľ nie je jednoznačné.

Ak zoberieme hmotnosť stĺpca hornín mimo priestoru panvy a hmotnosť stĺpca hornín s panvou výplňou, potom počiatočný rozdiel v hustote sa bude smerom do hĺbky vyrovnávať, ak zloženie hornín spodnej kôry bude rovnaké (obr. 1a). V hĺbke  $50$  alebo  $100 \text{ km}$  sa rozdiel hustoty o  $0,1$  až  $0,2 \times 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  pre prvých  $5 \text{ km}$  vyrovná, alebo bude zanedbateľný.

Tlak na strop astenosféry v hĺbke  $100 \text{ km}$  bude mimo oblasť panvy  $3,15 \times 10^3 \text{ MPa}$ .

Ak odpočítame účinok ľahších sedimentov  $5 \text{ km}$  hrúbky, výsledný tlak pod panvou bude  $(3,15 \times 10^3) - (0,1 \text{ až } 0,2) \times 10^1 \text{ MPa}$ .

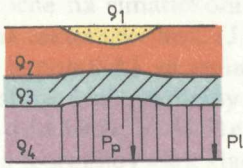
Keby sa zväčšila hrúbka sedimentárnej výplne panvy a hrúbka kôry bola rovnaká ako v susedstve panvy, geostatický tlak na bázu kôry v oblasti panvy by mohol iba klesať. Čiže zvýšenie hustoty (?) plášťa zaťažením sedimentmi panvy nevysvetlíme. Vysvetlenie môže byť trojaké:

- plášť má už primárne väčšiu hustotu, a teda jeho stĺpec má väčšiu hmotnosť oproti svojmu okoliu a má tendenciu klesať;
- kôra pod panvou má väčšiu hustotu, a teda viacej komprimuje i plášť;
- plášť v pásme astenosféry je plastickejší a kôra doňho klesá.

Vo všetkých prípadoch existuje jediné porovnanie – s oceánmi: plášť pod oceánmi má väčšiu hustotu než pod kontinentmi, ako to vyplýva i zo seizmických výskumov (N. A. Beljajevskij 1974).

Preto sa ponúka vysvetlenie klesania existenciou „väčších hmôt“ v mieste depresie a tie sa geologicky objasňujú prítomnosťou ťažšej oceánskej kôry. Táto na rozdiel od hustotne ľahšieho okolia (spolu s príslušným úsekom plášťa) bude mať poklesovú tendenciu. Toto vysvetlenie však nie je jediné. Môže existovať i opačný prípad, že totiž dôjde k zníženiu hustoty okolia normálnej kôry, napr. granitizáciou, umiestnením granitoidov a pod. Pás normálnej kôry sa stane ťažším a oproti stúpajúcemu okoliu relatívne klesá. Taký je prípad niektorých ensialických vnútrohorských

a. Základná nerovnováha



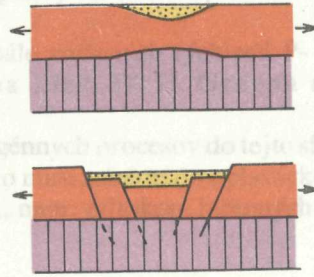
$$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$$

$$\text{Plak } Pl = (\rho_2 + \rho_3 + \rho_4) \times 10^{11} \text{ MPa}$$

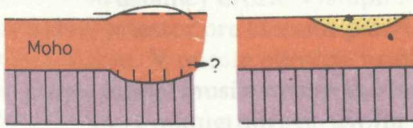
$$P_p = Pl - (\rho_1 \times 10^{11} \text{ MPa})$$

$$\rho = \text{hustota}$$

e. Tektonické rozťahnutie



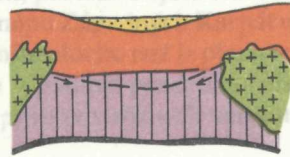
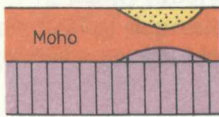
b. Hlbinná erózia



f. Zmeny v astenosfére



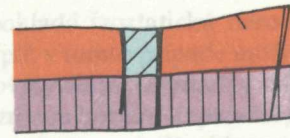
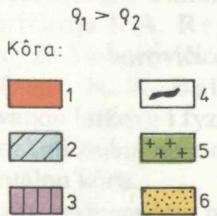
c. Fázové zmeny



d. Vplyv vulkanizmu



g. Všeobecný model



Obr. 1 Hlavné teoretické typy mechanizmu vzniku panví. 1 – kontinentálna kôra, 2 – oceánska kôra, 3 – plášť, 4 – diferenciáty, 5 – granitoidy, 6 – sedimenty.



molás. Toto vysvetlenie však nie je všeobecné pre molasové panvy. Ako príklad možno uviesť stredočeské vrchnokarbónske molasové panvy, ktoré sa tvorili na väčšej ploche na simatickom bloku, zatiaľ čo panvy na sialickej kôre boli úzke, viazané na tektonické línie (J. Zeman 1977).

Úplne hypotetické sú zatiaľ predstavy o kanále znížených rýchlostí P- a S-vln v astenosfére (viď rozdielny výklad F. Bircha 1969, D. H. Greena a A. E. Ringwooda 1969, V. V. Belousova 1973).

Väčšina teoretikov však kladie „motor“ endogénnych procesov do tejto sféry. Ak má nastať klesanie kôry – litosféry, potom sa táto musí zabárať do „plastickej zóny, ak nechceme potrebný voľný priestor riešiť inak, napr. odtokom hlbinných hmôt.

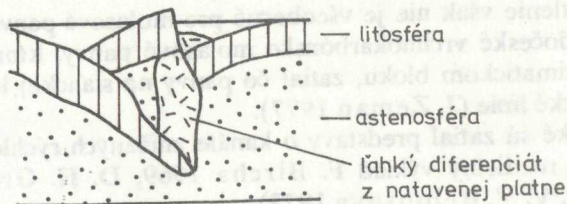
Problém hlbínnej erózie bázy kôry  
a výmena ľahších hmôt ťažšími (obr. 1b)

S hypotézou subkrustálnej erózie vystúpil J. Gilluly (1955) za tým účelom, aby vysvetlil potrebný priestor pre klesanie panví. Pritom úbytok ľahších hmôt má nastať i na povrchu eróziou. V mieste elevácie vznikne panva. Princíp je vlastne obdobou bazifikácie kôry a model musí rovnako ako bazifikácia predpokladať úbytok objemu sialických hmôt, ktoré odmigrujú a do uvoľneného priestoru vnikajú báziká. Aby bol potrebný priestor pre klesanie litosféry, objem bázik musí byť menší. Hypotéza nevyvetľuje umiestnenie ľahších hmôt v eleváciach, pretože objem elevácií by mal byť väčší než objem depresí. Už bežný pohľad na mapu Západných Karpát ukazuje, že terciérne vulkanity zaberajú o viac než 50 % menšiu plochu než je plocha panví na periférii panónskej depresie. Podobná je situácia v podloží panónskej panvy. Na rovnaký problém naráža i hypotéza konvekčných prúdov v rôznych variantách.

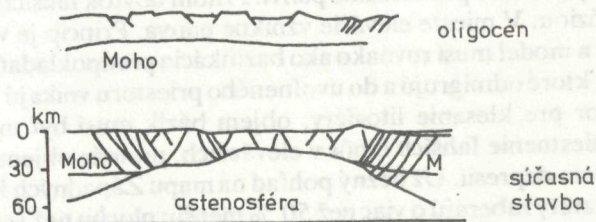
Vplyv hmotnosti sedimentárnej výplne na podložie  
(obr. 1c)

Klesanie nekompenzované sedimentáciou predpokladá izostatickú nerovnováhu aktívne klesajúcej časti litosféry. Sedimentárna výplň v tomto prípade môže vyvíjať prídavný tlak, vyvolaný hmotnosťou sedimentov, ovplyvňujúci fyzikálny stav hlbšej litosféry pod panvou. Jedným z úkazov je fázová zmena hornín, napr. eklogitizácia bázik a amfibolitov. Narastanie hustoty vyvoláva potom ďalšie klesanie. Túto predstavu rozvíja I. A. Rezanov (1971). Vysvetľuje takto geofyzikálne zistenú skutočnosť, že Mohorovičičova diskontinuita pod väčšími panvami stúpa a vytvára elevácie (napr. N. A. Beljajevskij 1974 a ďalší). Moho je potom hranicou kombinovanou látkovo i fyzikálne. Výsledkom je bazifikácia, resp. ultrabazifikácia kôry so znakmi známymi z oceánskej kôry. Tento proces môže postihnúť oceánsku i kontinentálnu kôru.

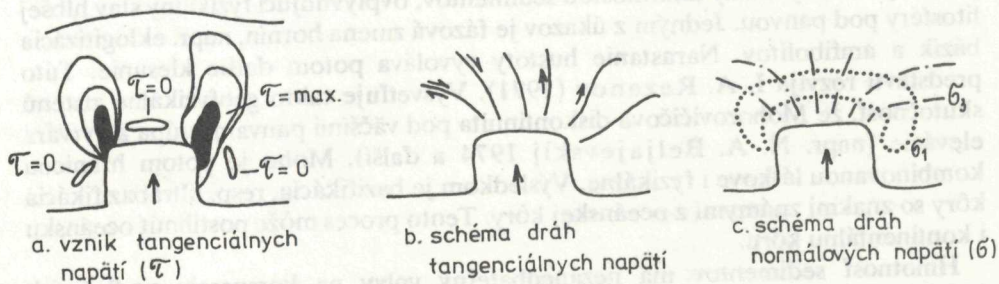
Hmotnosť sedimentov má nezanedbateľný vplyv na kompresiu podložných hornín, zmenšovanie ich porozity, na ich rekryštalizáciu a tým i na narastanie ich hustoty. K tomu prispieva i prehriatie v oblasti vyšších teplôt a únik vody z hornín.



Obr. 2a Vplyv subdukcie na kontamináciu astenosféry a na vznik panví na okrajoch dvoch litosferických platní (podľa A. G. Fishera 1978) alebo dvoch megablokov



Obr. 2b Vývoj zlomov v rifte Červeného mora (zjednodušené podľa J. D. Lowella et al. 1978)



Obr. 2c Rozloženie napätia nad diapírovým telesom – modelované podľa M. V. Gzovského (1960)



Avšak či zvýšenie hustoty podložných hornín prevýši deficit hustoty sedimentov, nevieme zatiaľ povedať.

V panvách, kde dochádza k násunu príkrovov (napr. predhlbne), rastie veľmi rýchle zaťaženie, znižuje sa porozita, horniny sa stláčajú a môže teda nastať nekompensované klesanie.

Na záver treba zdôrazniť, že uvedené faktory majú na klesanie panví doplňujúci význam. Príčiny založenia a klesania panví sú endogénneho pôvodu, konkrétne však nie sú známe. Poznáme vlastne len následky. Príčiny sú špekulatívne (A. G. Fischer 1978):

1. Zmeny izostatického režimu, ktoré môžu byť vyvolané
  - a) presunmi hmôt v dôsledku zmien pohyblivosti materiálu (reologických vlastností),
  - b) objemovými zmenami (termálna diferencia, fázové zmeny)
  - c) zmenami hrúbky kôry a hmotnosti,
  - d) vznikom nerovnovážnych stavov v astenosfére.
2. Zmeny tektonického pôvodu premiestňovaním hmôt a premenou ich látkového zloženia a fyzikálneho stavu.

Posledný faktor zahŕňa vlastne predchádzajúce procesy s tým, že k zmenám dochádza vrásnením, zlomovými pohybmi alebo pohybmi litosferických platní (obr. 2a).

### Vplyv vulkanizmu a plutonizmu (obr. 1d)

Intrúzie kyslej magmy menia hustotnú stratifikáciu a môžu vyvolať hustotnú inverziu (H. Ramberg 1967). Kyslé magmy pod hustotne ťažšími horninami, napr. pararulami, začnú diapiricky vystupovať za podmienok umožňujúcich tečenie hornín (creep). Do uvoľneného priestoru sa premiestňujú ťažšie hmoty, čo vyvoláva vznik depresí okolo ľahších elevácií. Túto renovovanú koncepciu v zmysle L. V. Bucha aplikovali na výklad tektoniky strednej Európy W. Krebs a H. Wachendorf (1973).

Pre vznik panví zvýšením hustoty kôry môžu mať význam ložné, najmä masové intrúzie bázik a ultrabázik alebo opakované výlevy bázických láv. Vzniká opäť ten istý efekt, ako keď je pod panvou ťažšia oceánska kôra. D. J. J. Kinsman (1978) vyslovil pochybnosti o účinnosti bázických intrúzií, pokiaľ ich nie sú obrovské masy. Hustotný rozdiel je totiž oproti hustote spodnej kôry malý. Ťažový efekt môžu mať až plášťové intrúzie, pričom objem vystupujúcich mäs nemusí byť veľký.

Vulkanizmus so subvulkanickými telesami môže mať teda obmedzený, snáď úzko regionálny vplyv na klesanie panví, nemôže však sám osebe byť všeobecnou príčinou vzniku panvy. Príčina vulkanizmu je spoločná i pre tvorbu panví, ale i pre tvorbu elevácií.

### Tektonická redukcia litosféry (obr. 1e)

Jednou z najjednoduchších príčin tejto redukcie, tradovaných v rôznych geotektonických hypotézach, je stenčenie kôry – litosféry vplyvom rozťahnutia, ktoré

spôsobuje zmenšenie hrúbky. Vznik panví vysvetľovaný z pozície klasickej mechaniky nerieši okolnosť, že vznik panví by mal byť na krídlach sprevádzaný stlačením a nadurením kôry – orogenézou. Okrem toho, ak dochádza k takýmto napätiam, napr. v zosuvných oblastiach, kľúce platne hornín sa nestenčujú, ale trhajú, pričom súčasne vznikajú zlomy.

Ťahové napätie sprevádza i vznik riftov. Ani v tomto prípade však niet dôkazov pre elastické prehybanie, ale naopak, pre krehké segmentovanie a klesanie zlomami obmedzených krýh. K stenčeniu litosféry dochádza odspodu výstupom astenolitu prehriatych hornín – eleváciou plášťa (N. A. Florensov 1977). Subkrustálna elevácia spôsobuje vyklenutie kôry (V. V. Belousov 1969, R. W. van Bemmelen 1972 atď.).

Pokiaľ vývoj panvy začína riftovým štádiom, treba sledovať vývoj panvy a jej polohu vo vzťahu k okolným štruktúram. Môže byť typom nerozvinutého oceánu (J. R. Curray 1978). Niekedy je panva súčasťou systému depresí geneticky napojených na regionálnu eleváciu plášťa – napr. panónska depresia s periférnymi panvami (L. Stegena et al. 1975). Geologicky sa teda kombinuje diapirizmus plášťa s roztrhnutím litosféry, ktorá je navyšiac stenčovaná procesom bazifikácie. Úloha plášťových diapírov, niekedy v profile vejárovitých tvarov (mantle plume) je v globálnej tektonike stále viac zdôrazňovaná (napr. B. F. Windley 1977, D. J. J. Kinsmann 1978). Ide o proces zvýšenia hustoty litosféry spojený s prehriatím podložnej astenosféry (vyšší tepelný tok), ktorej hrúbka sa v mieste diapíru zväčšuje. Tieto javy boli po prvýkrát zistené v oceánskych riftoch (P. R. Vogt et al. 1969). Rozlámaná litosféra môže klesať do astenosféry, ktorá má vplyvom prehriatia relatívne zníženú hustotu.

Tento proces považujem za významný pri vzniku panví s vulkanizmom, najmä riftov a panví rozvíjajúcich sa medzi kontinentálnymi platňami alebo megablokmi na oceánskej, prípadne suboceánskej kôre.

### Zmeny v astenosfére (obr. 1f)

Modelové predstavy o úlohe astenosféry vychádzajú zatiaľ z nesystematických geofyzikálnych poznatkov o existencii elevačných zón znížených rýchlostí pri báze kôry v oceánskych riftoch (P. R. Vogt et al. 1969 a i.). Existuje predstava o zmesi hornín kôry a plášťa (crust-mantle mix) alebo už o spomenutých výstupoch plášťových poduškových diapírov s vysokým tepelným tokom (J. H. Illies 1970). Hustotné zmeny však spôsobujú i výstup granitoidových diapírov, hlavne tonalitov, ak ľahšie masy vznikajú hlbinnou diferenciáciou bázických hornín.

Seizmické výskumy ukázali, že vo vrchnom plášti i v astenosfére existuje vrstevnatá stavba indikovaná zmenami rýchlosti seizmických vln (podrobnejšie údaje uvádza N. A. Beljajevskij 1974) a preukazuje sa i veľkabloková stavba plášťa s existenciou ako horizontálnych, tak i vertikálnych kanálov znížených rýchlostí (G. N. Bugajevskij 1977). Zmeny v astenosfére má vyvolávať i subdukcia (A. G. Fischer 1978 a i.). Zo subdukovanej litosféry unikajú späť k povrchu roztavené bazaltové a sialické masy. Predpokladá sa, že takéto magmy neprenikajú len pod

mladou orogénou zónou, ale i pod priľahlé stabilné platformy. Takto vzniknuté heterogenity v astenosfére menia dynamiku litosféry a v závislosti na diferencovanom „splastičení“ litosféry sa táto člení na elevačné a depresné zóny. Predpokladá sa i drobné oživenie tektonických pohybov na platformách v dôsledku aktivizovanej astenosféry. Týmto spôsobom by bolo možné vysvetliť vznik vnútorných a okrajových depresí platformami. Ďalej tiež súčasný vznik čiastkových elevácií a depresí v panvách, prípadne tiež platformnú regeneráciu, ako odozvu na aktivitu susednej orogénnej zóny, napr. Západné Karpaty a epivariská platforma v kriede až terciéri.

### Súhrn modelových predstáv

Jednotlivé faktory založenia a vývoja panví väčšinou samy o sebe nestačia na úplné vysvetlenie vzniku panví. S ohľadom na typ panvy je ich význam buď prvoradý, alebo je príslušný faktor súčasťou súboru ďalších faktorov. Žiadny z faktorov nepôsobí samostatne. Všeobecne sa ukazuje, že založenie panví má vždy hlbšiu, subkrustálnu príčinu, pôsobiacu pravdepodobne až v astenosfére. Výnimku môžu tvoriť malé panvičky s klesaním rádove niekoľko sto metrov.

Podstatu hlbinných zmien nepoznáme. Môžeme sa domnievať, a to na základe zmien tepelného toku v oblasti panví (H. D. Klamm 1978) a ich okolia, že zmeny hlbinných teplôt a objemu hornín v astenosfére pôsobia ďalšie zmeny v litosfére, ktoré vyvolávajú tektonické pochody.

Impulz k založeniu panví má teda predovšetkým hlbinnú príčinu (najskôr zvýšenie teploty v astenosfére vedúcej ku vzniku obsiahleho tavenia hornín). Sedimentárna výplň postupne vyvíja tlak na podložie, takže k utváraniu panvy pristupujú ďalšie faktory. Ponorenie kôry do podmienok plášťa spôsobuje pravdepodobne fázové zmeny hornín v podloží, a tým i ďalšie narastanie hustoty hornín a ďalšie klesanie, ktoré sa môže zrýchlovať. O tomto procese by bolo možné uvažovať na základe zmien rýchlosti klesania a na základe rastu hrúbky sedimentárnej výplne. Ak v čase rastie tempo klesania, bolo by možné s fázovými zmenami uvažovať, pokiaľ klesanie nie je sprevádzané vulkanizmom, vplyvom ktorého by dochádzalo k prelamovaniu kôry nad vyprázdnenými magmatickými krbmi.

Rovnaký efekt zväčšenia hustoty kôry vyvoláva vulkanizmus a vulkanické intrúzie. V súlade s predstavami iných autorov považujem teda za rozhodujúce pre vznik panví hlbinné zmeny izostatickej rovnováhy a hlbšiu diferenciáciu hustôt s progresívnym zvyšovaním hustoty hornín v pásme – oblasti klesania. Na záver chcem upozorniť, že problém kinematického vývoja panví s ohľadom na ich ložiskovú produktivnosť sa začína len rozpracovávať a že môj príspevok k riešeniu sa obmedzuje len na panvy obsahujúce kaustobiolity. Hoci má tento problém širšiu pôsobnosť, napr. riešenie príčin ponorovania väčších jednotiek (ako vnútorných masívov alebo platformami), zaoberať sa ním v tak širokých súvislostiach nie je možné. Zmienim sa však o niektorých všeobecnejších javoch, ktoré môžu mať vplyv i na vývoj panví vo vzťahu k širšej oblasti.

## Proces klesania

V geológii sú dobre známe epochy rozsiahlych transgresií a regresií spojené s vynorovaním kontinentov, epochy talasokratónne a epeirokratónne (R. A. Sonder 1956), čo viedlo ku koncepcii cyklického striedania týchto období (S. von Bubnoff 1956). Najčastejší výklad vychádzal z kolísania hladiny svetového oceánu (už E. Süss v diele *Antlitz der Erde*). Poznatky o rôznom endogénnom režime oceánskej a kontinentálnej kôry ako i poznatky novej globálnej tektoniky obracajú pozornosť na iné príčiny klesania a zdvíhania litosféry. „Uzatváranie a otváranie“ oceánov lepšie vysvetlí zmeny v presune vodných mäs, resp. ich deficit či nadbytok.

P. A. Rona (1972 in A. G. Fischer 1978) predpokladá nerovnomerné hrubnutie oceánskej kôry v súvislosti s rôznou rýchlosťou otvárania riftov a so zmenami v rozsahu riftového vyklenutia. V období rýchleho hrubnutia kôry boli i riftové elevácie rozsiahle a vytlačali vodné masy na kontinenty, ktoré sa spolu s okolnou oceánskou kôrou prehýbali. Za účelom riešenia tejto problematiky bude však treba vykonať ďalšie stratigrafické a paleogeografické korelačné skúmania, ktoré sú zatiaľ len v začiatkoch (napr. E. Jaeger 1977 a i.). A. G. Fischer (1978) riešil problém vzťahu vývoja Atlantiku k okolným panvám a zistil značný podiel diferencovaného vývoja panví v závislosti na ich tektonickej pozícii. Platformné jednotky boli najmenej mobilné (necelý 1 km klesania za 300 mil. rokov, orogénne jednotky poklesli za 200 mil. rokov až 5–9 km). Zhruba 2/3 hodnoty klesania pripisuje vplyvu zaťaženia podložia sedimentmi a vodou, a to po usadení 2–4 km sedimentov. Potom sa tempo klesania zrýchľovalo vplyvom druhotného zaťaženia sedimentmi. Začiatok klesania však ovplyvňovali iné faktory. Obdobné rysy boli konštatované i v michiganskej panve na mobilnejšom úseku platformy. Príčinu založenia panvy vidí A. G. Fischer (1978) vo výstupe termálneho stĺpca (hot spot).

Dôležité sú i historické zmeny tempa klesania. Spojitosť zrýchlenia tempa klesania s fázami vrásnenia v susednej (znosovej oblasti) je už dávno známa. Na druhej strane orogénne zdvihy postihujú i sedimentačné oblasti a prerušujú v nich sedimentáciu. Týmito vzťahmi sa zaoberal najmä S. von Bubnoff (1956), V. V. Belousov (1954, 1962) a i. Naproti tomu kontinentálne rifty v oblasti USA vykazujú zrýchlené tempo klesania v dobe vyklenovania okolia – pri elevácii riftonosného dómu (A. G. Fischer 1978). Príklady z ďalších panví iného typu (čelné predhlbne, vnútorné molasové panvy) ukazujú diferencovaný vývoj len čiastočne poznamenaný regionálnou orogenézou. Mnoho panví (nie však eugeosynklinál) začalo intenzívne klesať už pred tektogenézou.

Z korelačných Fischerových výskumov sa však zatiaľ nepodarilo dokázať súvislosť medzi zmenami klesania panví a vývojom Severného Atlantiku. Klesanie je v prvom rade autonómny proces závislý na dynamike príslušnej časti litosféry. Predpokladám, že globálne udalosti ovplyvňujú vývoj panví predovšetkým vtedy, keď panvy ležia v blízkosti centra dynamiky globálnejšieho dosahu. Ostatné panvy nemusia byť vôbec dotknuté, a to ani zmenou sedimentácie.

## Panvy a typ kôry

Podľa geofyzikálnych údajov kôra pod veľkými panvovými štruktúrami vykazuje väčšinou menšiu hrúbku: panónska panva (L. Stegena et al. 1975), transylvánska panva (L. Constantinescu et al. 1975), Čierne more alebo afgánsko-tadžická depresia (N. A. Beljajevskij 1974). Veľmi výrazná redukcia kôry je pod riftami (J. H. Illies 1970, E. E. Milanovskij 1977 a i.). Hustota hornín indikovaná seizmicky, gravimetricky, ale i z chemického zloženia vulkanizmu vo vulkanicky aktívnych panvách, ukazuje na vyššie hodnoty (N. A. Beljajevskij 1974 a i.). Ak dochádza k zmene hustoty kôry procesom bazaltizácie, považuje sa táto zmena kôry s väčšou hustotou za proces oceanizácie – bazifikácie (W. W. Hutchinson – G. G. Engel 1972, R. W. van Bemmelen 1972, V. Škvor – J. Zeman 1976). Cesta vedúca k zväčšeniu hustoty kôry je zatiaľ neznáma, ale väčšina geológov a geofyzikov sa zhoduje v prípade neoceánskych panví na účinkoch plášťového diapíru bazifikujúceho kôru a vstupujúceho do litosféry z astenosféry (astenolit R. W. van Bemmelen 1972, „mantle plume“ amerických geológov – napr. B. F. Windley 1977). Rovnaký princíp sa predpokladá i u geosynklinál na tenkej oceánskej kôre susediacej s kôrou kontinentálnou (J. R. Curray 1978).

Všetky poznatky a ich interpretácie vyúsťujú k tomu, že na hrubej kontinentálnej kôre sa panvy väčšieho rozsahu nevytvorí, ak nedôjde k zmene hrúbky a hustoty kôry, čiže k jej premene na kôru blízku oceánskej alebo k úplnej oceanizácii.

Oceánska kôra je prototypom mobilnej kôry s nekompenzovaným klesaním. Táto kôra je gravitačne nestabilná v dôsledku rôzneho prehriatia alebo vychladnutia, nie je hrubá a ľahko sa láme veľkými zlomami. Kontinentálna kôra má odlišné gravitačné vlastnosti. Na styku oboch typov kôry vzniká silne nerovnovážny stav spôsobujúci mobilitu. Príkladom následku ťahovej mobility je cirkumpacifický pás. Tu tiež nastalo mladé zhrubnutie kontinentálnej kôry v pásmach ostrovných oblúkov alebo v pásme andskom, v spojení s Benioffovou (Wadatti – Benioffovou) zónou (J. R. Curray 1978).

Styk oboch typov kôry je z hľadiska vývoja tektogénov a s nimi súvisiacich panví dôležitým dynamickým úkazom (A. V. Pejve et al. 1972 a i.).

Geofyzikálne údaje (N. A. Beljajevskij 1974, M. P. H. Bott et al. 1971, S. V. Carey 1976 a i.) i petrochemické poznatky (D. H. Green – A. E. Ringwood 1969, B. G. Lutz 1975 a i.) ukazujú na rozdielne zloženie vrchného plášťa pod oceánmi a kontinentmi. Kvantitatívne údaje však zatiaľ chýbajú. Tieto poznatky, i keď sú len v začiatkoch, oprávňujú rozdeliť litosféru na oceánsku a kontinentálnu.

Môžeme teda rozlíšiť dva základné typy litosféry:

- a) oceánsku, hrubú 80–60 km, spojenú s veľkou mobilitou klesania, reprezentantom ktorej sú oceány,
- b) kontinentálnu, hrubú 100–150 km, spojenú s elevačnou mobilitou, reprezentantom ktorej sú štíty.

U oboch litosferických (i kôrových) typov existuje členenie na jednotky klesajúce a relatívne stúpajúce alebo naopak. Toto členenie dokazuje autonómnosť vývoja a vnútornú nejednotnosť stavby i dynamiky. Preto možno podľa rôznej

mobility ďalej člení tieto dva typy a vymedziť typy prechodné. Uvádzam klasifikáciu W. D. Mac Donalda (1972):

1. normálna oceánska kôra;
2. oceánska kôra s väčšou hrúbkou bazaltovej vrstvy – tzv. platillo kôra, typ abysálnych plošín;
3. kôra prechodného typu – okolo ostrovných oblúkov a v malých oceánskych panvách (zodpovedá čiastočne suboceánskej kôre v mojom poňatí);
4. mladá tektonická kôra – kontinentálna kôra s malou hrúbkou;
5. kontinentálna kôra – štítového typu s hrubými granitovo-metamorfnými komplexmi.

Podotýkam, že typ 4 nemusí vývojove zodpovedať len mladej kôre, ale i staršej nevyvinutej kontinentálnej kôre (alebo suboceánskej kôre).

Pre vznik prvotných panví oceánskeho typu je určujúci typ 1. Prvotná panva patrí k nekompensovaným, pretože rozloha prevažuje nad možnosťami zásobovania zo zdrojových oblastí a rovnako klesanie na tak rozsiahlej ploche je pomerne rýchle.

S druhotnými panvami, t. j. neoceánskymi, je spojený typ kôry 3 a 4. Presnejšie povedané len typ 4, ale v miestach, kde bol vyvinutý typ 3 (niektoré medzioblúkové a zaoblúkové morské panvy). Zatiaľ sa však nikde nepodarilo dokázať, ani nepriamymi dôkazmi, žeby sa oceánska kôra zmenila priamo na kontinentálnu kôru bez štádia ostrovného oblúka s prilehlými moriami – oceánskymi panvami zvyškového charakteru. Typ kôry 3 sa preto stáva súčasťou typu 4 a v pokročilejšom štádiu i typu 5. Na druhej strane sa čiastočne regenerujú platformy vznikom riftov a bazifikáciou (oceanizáciou), nastávajú procesy premeny kôry typu 5 na typ 4 (nie v celom rozsahu) a ďalej na typ 2 a snáď až 1. Štádium ostrovného oblúka sa nemôže objaviť. Typ kôry 3 môže však byť zastúpený v kvalitatívne novej forme ako úplne nebazifikovaná kontinentálna kôra. Príkladom je možno Čierne more, v nedokončenom (alebo počiatočnom?) štádiu premeny je panónska panva. Rozoznať genézu zvyškov oceánskej kôry v kôre kontinentálnej je veľmi obťažné. Dá sa o nej usudzovať len z nepriamych poznatkov historického vývoja oblasti. Oblasť, ako hypotetická paleokarpatská platforma, ktorá podľahla rozsiahlej regenerácii a mobilizácii na jednej strane a ktorá súvisela so zvyškovým tetýdym oceánom na strane druhej, je veľmi ťažko riešiteľná bez prijatia existencie heterogénnej kôry so zvyškami sub- (oceánskej) -kôry. Prejavy oceánskej kôry môžu byť jednak zvyškom vývoja typu kôry v línii 1–4 (5), jednak 5–4 (3) – 1. Druhý trend bude prevažovať v riftových štruktúrach, ale i pri okrajoch starej nestabilnej platformy, pokiaľ jej rozsah chápem skôr v M. Maheľovom (1978b) než v Z. Rothovom (1962, 1974) poňatí, zhodnom s tzv. triasovou karbonátovou platformou alpských geológov (J. Debelmas 1980).

Medzi geológmi nie je pre nedostatok historických údajov jednota v názore, či prvotná kôra bola oceánska alebo kontinentálna (viď V. Škvor – J. Zeman 1976). Model globálnej tektoniky ukazuje na mladšie postavenie oceánskej kôry, avšak väčšina geológov usudzuje a snaží sa to i dokázať, že oceánska kôra ako juvenilná vznikala už od archaika (G. J. H. Mc Call 1977). Snahy preukázať každú prekambriickú panvu s bázičným vulkanizmom ako relikť oceánskej kôry však bude treba

korigovať (B. F. Windley 1977). No jednako jej zvyšky v kôre štítov a starých platforiem existujú, a to v mieste dlho mobilných depresí. Táto kôra je však už premenená neskoršími sializačnými procesmi, ktoré spôsobili konsolidáciu príslušných častí litosferických platní. Nemožno hovoriť o čisto oceánskej, ale skôr o suboceánskej kôre (viď J. Zeman 1978) alebo neutrálnejšie o simatickej, bazitovej, mafickej kôre a pod. (napr. I. A. Rezanov 1977, V. V. Belousov 1973). Preukázať pôvodne oceánsky charakter je obťažné a môžeme o ňom súdiť len z nepriamych poznatkov. Tie však nie sú považované za jednoznačné kritérium.

O charaktere a petrochemických indíciách oceánskej kôry sa už niekoľkokrát diskutovalo z rôznych hľadísk (A. Miyashiro 1973, B. G. Lutz 1975, R. G. Coleman 1977 a i.). Geologicky najpresvedčivejšie sú:

- a) toleity oceánskeho charakteru;
- b) ofiolity, najmä ultrabáziká;
- c) oblasť dlhodobej subsidencie s vulkanicko-sedimentárnou výplňou;
- d) dedičná subsidenčná mobilita a antikonsolidačný trend vývoja;
- e) chýbanie väčších mas granitov a migmatizácie, najmä draselnej;
- f) petrochemická prevaha hornín s  $K > Na$ ;
- g) litofácia sedimentov, najmä fauna s hlbokomorskými indíciami, pelity, rádiolarity atď.

Z geofyzikálnych údajov je indikátorom kladné tiažové a magnetické pole, stenčená kôra a hrubá zóna vyšších rýchlostí (bazaltová vrstva).

Geofyzikálne indície však ukazujú súčasný geofyzikálny obraz a môžu byť i odrazom najmladších, bazifikačných pochodov. V otázke rozhodovania o existencii oceánskej kôry alebo o jej zvyškoch ostáva vždy zodpovednosť hlavne na geológovi, ktorý najlepšie pozná históriu skúmanej geologickej jednotky.

Litofaciálny vývoj sedimentov je doplnkovým rekognoskačným faktorom, ale aktuogeologické poznatky nie sú absolútne jednoznačné. Hlbokovodné sedimenty sa môžu tvoriť i v brázdach na styku oceánu s kontinentom na kontinentálnej kôre, rovnako ako sa na úpätí môžu hromadiť kontinentálne sedimenty považované za dôkaz existencie kontinentálnej kôry (arkózy, polymiktne pieskovce a zlepenca). Výskumy v Severnom Atlantiku, medzi Grónskom a Nórskom, zistili metamorfované horniny, typické pre kontinentálny typ kôry (S. W. Carey 1976). I na dne oceánov sú ponorené kryhy (alebo existujú ostrovy – mikrokontinenty) so slabo vyvinutou kontinentálnou kôrou (Indický oceán, Falklandská plošina, Bermudská plošina – R. Martin 1972).

Na druhej strane existencia intermediárnych alebo alkalických láv a sedimentov kontinentálneho až šelfového charakteru nemusí vylučovať existenciu pôvodne oceánskej kôry v podloží panví.

Pásma oceánskej kôry, väčšinou ofiolitové, sú považované za subdukované zvyšky alebo častejšie za obdukovanú oceánsku kôru. Všetky výskyty a najmä nelineárne zvyšky však nemožno vysvetliť týmto spôsobom. J. R. Curray (1978) rozlišuje geosynklinály vo vnútri litosferických platní – kde subdukcia neexistuje (takéto panvy sa niekedy považujú za úplne neuzavretý oceán, on ich však skôr zaraďuje k nevyvinutému oceánu) – a na okrajoch platní, kde dynamiku určuje subdukcia.

Kôra (zatiaľ nie je známe, či i litosféra) kontinentov je i v štítoch, ale najmä vo fundamente platform heterogénna. Dokazuje to rozdielny litologický i magmatický vývoj a najmä koncentrácia bázických hornín do menších pásiem alebo oblastí viac-menej izometrického tvaru. Klasickými usernamei sú africký a austrálsky štít (G. J. H. Mc Call 1977). Bázická kôra je sializáciou niekedy čiastočne premenená, inokedy je zachovaná v bázických reliktoch – xenolitoch granitoidových plutónov a teda úplne nahradená granitovou vrstvou. Dôležitým javom tohoto procesu sú tonality, ktoré môžu vznikáť pretavením oceánskej kôry.

Kontinentálna kôra rozširujúca sa okolo centier – nukleov sializácie postupne uzatvára zvyšky oceánskej kôry a umŕtvuje ich subsidenčnú mobilitu. Pokiaľ dochádza k reaktivizácii – mobilizácii kontinentálnej kôry, uplatňuje sa táto predovšetkým v oblastiach, kde sú zvyšky pôvodnej oceánskej kôry alebo neskoršie nedostatočne premenenej suboceánskej kôry vplyvom čiastkovej sializácie. Dôkazy pre tento proces uvádza z karpatsko-balkánskej oblasti M. MaheI (1978b). Tento teoretický výklad nie je v súlade s modelom litosferických platní, pretože nie sú geologické doklady pre kolíziu platní a uzavretie oceánu.

Najčastejšie prípady výskytu zvyškov oceánskej kôry sú v blízkosti styku kontinentu s oceánom. Vplyv typu kôry na tempo klesania panví ilustruje pás panví pri pobreží Mexického zálivu a Atlantického oceánu (A. G. Fischer 1978). Riftogéneza tu začala v jure. Oblasť priliehajúca ku kontinentálnej kôre mala omnoho menšiu subsidenciu v porovnaní so strednou časťou (juh Floridy, mys Hatteras). Najväčšie klesanie je v pásme priliehajúcom bližšie k atlantickému pobrežiu. A. G. Fischer (1978) tu predpokladá novovytvorenú oceánsku kôru (indikovanú geofyzikálne).

Panvy s oceánskou kôrou na hlbokom dne patria k nekompenzovaným a bývajú porovnávané s malými oceánskymi depresiami (P. R. Vogt et al. 1969).

Podiel existencie oceánskej kôry – mladej, starej, slabo alebo silnejšie premenenej – na založení panví a na rýchlosti klesania v nich je dominantný a možno povedať, že určujúci.

Preto možno považovať existenciu ťažšej kôry oceánskeho typu za významnú pre vznik podmienok vhodných pre založení a vývoj panvy. Zvyšky tejto kôry môžu byť rozhodujúce i pre vznik panví v kôre kontinentálnej, už skôr konsolidovanej, ale novou tektogéneza a s ňou spojenou hlbinnou aktivitou remobilizovanej. Zvyšky kôry oceánskeho typu, či už primárnej alebo bazifikovanej v minulosti v dôsledku rôznej dynamiky vývoja kôry (pred založením panvy), majú z hľadiska ložísk nerastných surovín veľký ekonomický význam, a preto je treba venovať hlbinnému výskumu kôry veľkú pozornosť. Odvodzovať dynamiku len čisto z typov kôry a dedukovať hypotetickú paleogeografiu nie je správne. Dynamické problémy však nemožno zanedbávať s ohľadom na skúmanie zákonitostí vzniku ložísk nerastných surovín.

Karpatsko-balkánska oblasť slúžila na vypracovanie modelu vývoja panví na kontinentálnej kôre (S. I. Subbotin et al. 1972). Stenčenie kôry, ako súčasť deštruktívneho procesu vývoja kôry, bolo vysvetľované ako druhotné; ako extrémny príklad oceanizácie kôry je v súlade s názorom ďalších geológov v ZSSR (viď napr. V. E. Chain – V. I. Slavín 1972) uvádzané Čierne more. Jeho genéza však nie je zatiaľ uspokojivo vyriešená, hoci už S. I. Subbotin et al. (1972) alebo novšie



P. Gočev (1976) pripúšťajú prvotné riftogénne štádium. Nemožno však vylúčiť ani koncepciu neriftového plášťového diapíru na základe určitých znakov zhodných napr. s panónskou panvou (F. Čech—J. Zeman 1980).

Zatiaľ nedoceneným faktorom pri vývoji panví vo vnútrokarpatských jednotkách je zvyšková kôra oceánskeho alebo suboceánskeho typu. Jej existenciu súborne preukázal M. Maheľ (1978b). Preto treba doplniť všeobecné modely vývoja panví vnútrokarpatského typu o tento faktor.

Panvy môžu teda vznikať i v progresívnom trende vývoja kôry od oceánskej ku kontinentálnej (viď S. I. Subbotin et al. 1972), a to v pogeosynklinálnom štádiu na zvyškoch slabo sializovanej alebo miestami i nesializovanej kôry uzavretej kôrou kontinentálnou, od ktorej sa však väčšinou tektonicky oddeľovali. Typickým reprezentantom styku tenkej oceánskej kôry s kontinentálnou je napr. odesská tektonická zóna na pobreží Čierneho mora, ktorá je seizmicky aktívna. Ako uvediem ďalej, analógie tohto typu nachádzame i v ďalších panvách s podobným typom kôry.

Teoretické závery vyplývajúce z korelácie regionálne rozsiahlych geofyzikálnych meraní na území socialistických štátov a z korelácie geologických poznatkov o panvách rôzneho typu môžu viesť k záveru, že v karpatsko-balkánskej oblasti proces premeny kontinentálnej až platformovej kôry na suboceánsku, s redukovanou granitovou i bazaltovou vrstvou je rovnocenný procesu vytvárania novej kontinentálnej kôry. Tento proces plošne (zatiaľ nemožno hovoriť, že i objemove) prevláda nad pásmami mladého vytvárania kontinentálnej kôry. S. I. Subbotin et al. vo svojom modelovom riešení premeny kontinentálnej kôry na suboceánsku vychádzajú z nutnosti existencie riftogenézy na začiatku procesu. V mieste panvy tak predpokladajú i aulakogénne štádium na segmentovanej platforme.

## Princípy založenia a vývoja panví

V kôre (litosfére) oceánskeho typu, buď tektonicky zavlečenej, zbytkovej alebo vzniknutej bazifikáciou, je predispozícia k väčšej mobilite (obr. 1g). Rozdiely v hustote a hrúbke kôry podmieňujú rozdielnu izostatickú tendenciu, ktorá vedie k tektonickému oddeleniu príslušnej kryhy alebo pásma bázickej kôry od kôry kontinentálnej. Zlomy, najmä tie, ktoré tangenciálne kontaktujú okraje plášťových elevácií (F. Čech—J. Zeman 1980), umožňujú potom klesanie kôry a vytvorenie depresie. Impulzom ku klesaniu je pravdepodobne hlbinná aktivita so zdrojom v astenosfére vplyvom porušenej gravitačnej rovnováhy. Dynamicky významné môžu byť: porušené geotermálne a hustotné pomery vplyvom subdukcie, výstup čadičového diapíru, vytvárajúceho vykľutie kôry a ťahové napätie, výstup granitoidových diapírov a vznik depresie so zvyškovými ťažšími hmotami premiestňujúcimi sa spod diapírov, ďalej tiež výstup bázickej magmy po hlbinných zlomoch zatažujúcich kôru intrúziami a efúziami.

Všeobecne ide o zvýšenie hustoty kôry v úseku, ktorý sa stane subsidenčne mobilným. Proces má:

a) progresívny trend, ak je zvyšková (sub)oceánska kôra ďalej bazifikovaná – bazaltizovaná;

b) regresívny trend, ak bazifikácia – bazaltizácia postihne kontinentálnu kôru.

Štruktúrnym predpokladom je existencia zlomov a poruchových zón umožňujúcich výstup magme ľahšej než plášť, presycujúcej staršiu kôru. Je pravdepodobné, že proces uvedený pod a) spôsobuje rýchle klesanie panvy a vznik veľkej hrúbky sedimentov, proces uvedený pod b) spôsobuje pomalšie klesanie a vytváranie panví s menšou hrúbkou sedimentov.

Klesanie v spojení so sedimentárnou výplňou (kompenzované panvy) zvyšuje zaťaženie podložnej kôry a vyvoláva fázové zmeny hornín (eklogitizáciu?), ktorá prehlbuje hustotné rozdiely v kôre a zintenzívňuje klesanie. Zastavenie poklesov nastane pravdepodobne v dobe obnovenia rovnovážneho stavu v plášti, keď fázove premenené horniny kôry pod panvou dostanú fyzikálne vlastnosti hornín plášťa. Podľa hrúbky sedimentov v kompenzovaných panvách by sa klesanie zastavilo po 10–15 km hĺbky. V nekompenzovaných panvách, ako sú oceány, sa klesanie zastaví v hĺbke 5–6 km, čo zodpovedá priemernej hĺbke oceánskeho dna.

### Usporiadanie zlomov nad eleváciou plášťa – astenosféry

Prieskum uhľovodíkov v riftovej štruktúre Červeného mora umožnil spoznať vývoj a stavbu panvy vznikajúcej na bazifikovanej kontinentálnej kôre vplyvom diapíru astenosféry (J. D. Lowell et al. 1978). Elevácia kôry bola spojená s prehýbaním. Dĺžka eliptickej elevácie v priestore Červeného mora bola 2000 km, šírka 500 km. Hoci ide o rift, poznatky o priebehu zlomov sú cenné i pre depresie vzniknuté na elevácii plášťa – astenosféry.

Z poznatkov o vývoji Červeného mora vyplynulo, že oblasť sa začala vyvíjať ako plytká depresia „presadaním“ kôry. Vrtmi bolo dokázané striedanie bazaltových láv so sedimentmi, čiže proces bazaltizácie o celkovej hrúbke 3 km čadičov. V tejto časti neboli zistené oceánske toleity, pretože rift vznikal na kontinentálnej kôre.

Počiatkové štádium teda odpovedá tvorbe jazier a morskej panvy v depresiách ohraničených zlomami. Iniciálny vulkanizmus mal charakter kontinentálnych čadičov.

Počas narastania plášťového diapíru sa šírka riftovej štruktúry zväčšovala súčasne s rastom počtu zlomov. Zlomy sú orientované antiteticky oproti krídlam elevácie, pričom ich najväčšia hustota je nad týmito krídlami – svahmi elevácie (obr. 2b). Sklon zlomov zväčšal niektorých geológov objasňovať túto skutočnosť subdukčnými zónami, ktoré kompenzujú rozťahnutie litosféry.

Rovnaké usporiadanie nad okrajom plášťa majú seizmoaktívne zlomy v panve Great Basin (Ch. H. Scholz et al. 1971) – (obr. 6). Medzi obidvoma panvami je prekvapujúca zhoda nielen v umiestnení okrajových strižných zón, ale i vo vnútornom členení na hraste a priekopové prepadliny – porovnaj obr. 2b a 6. Ako ešte uvediem neskôr, je zásadná zhoda v rozmiestnení hlavných zlomov, najmä hlbinných, i v panónskej panve. Je pochopiteľné, že zlomový systém v rovine má inú

orientáciu zlomov v prípade plášťovitého diapíru eliptického, kruhového a lineárneho tvaru. V poslednom prípade prevládajú paralelné zlomy, kým v prípade oválnych panví sú zlomy rôznosmerné, s tendenciou k radiálnemu usporiadaniu.

### Tektonofyzikálne poznatky o vzniku napätia nad klenbami

Vznik a charakter napätia nad vtlačajúcim sa telesom bol podrobne skúmaný i laboratórne pri tektonickom modelovaní (M. V. Gzovskij 1960). Bolo dokázané, že maximálne strižné napätie vzniká nad okrajom vystupujúceho telesa (v modeloch piestu), zatiaľ čo nad vrcholom je zóna napätovo odľahčená, náchylná k prepadávaní. Z modelovania na fotoelasticimetre bolo možné sledovať i priestorové zmeny napätia a konštruovať trajektórie napätia. Maximálne tangenciálne napätia (sprevádzané strižnou deformáciou) sa orientujú koso k okrajom vystupujúceho telesa, s úklonom k telesu. Maximálne normálové napätia vyvolávajúce deformácie v ťahu vznikajú nad vrcholom elevácie a nad priľahlými „depresiami“ – nestúpajúcimi partiami vytlačovanej hmoty (obr. 2c). Rovnaké rozloženie napätia je i nad diapírovým tvarom vytlačovaného materiálu.

Medzi modelmi a veľkými štruktúrami nad geofyzikálne indikovanými diapírmi ťažších hmôt je dobrá korelácia. Modely potvrdzujú predpoklad pretláčania plášťového diapíru vyvolávajúceho napätie na kôru v nadloží. Z orientácie maximálnej koncentrácie zlomov a existencie strižných napätí seizmoaktívnych zlomov nad okrajom diapíru vyplýva jeho priamy podiel na vzniku tektoniky panví a na aktivite, prípadne i vzniku hlbinných zlomov pri okraji diapíru. Nápadná je i korelácia medzi sklonom okrajových zlomov (k diapíru) a sklonom trajektórií v modeloch. Rovnakú orientáciu majú i zlomy vznikajúce plastickým ohybom platne; boli geologicky dokumentované u vrás, kde jadro diapiricky preráža vrstvami alebo pri vytlačaní hraste, kde s úklonom pod hrasť vznikajú zlomy koso orientované k ploche odlučnosti – kĺzanie stúpajúceho bloku (M. V. Gzovskij 1960).

Pásмо nad klenbou – diapírom bez tangenciálneho napätia (obr. 2c) podlieha rozťahnutiu. Rovnako i „beznepätové zóny“ na krídlach diapíru môžu sa stať vplyvom minimálneho tlaku oblasťami tavenia a vzniku magmatických krbov.

Vznik panví je všeobecne globálne podmienený významným faktorom – vyššou hustotou a tektonickou segmentáciou kôry a porušením gravitačnej i reologickej rovnováhy v astenosfére. Ďalší vývoj a vznik panví závisí na špecifikách stavby a vývoja geologických jednotiek a vedie k pestrej škále panví a ich rozmanitej stavbe. Prvky špecifčnosti vývoja, autonómity, spája len vyššie uvedený spoločný faktor, ktorý môžeme zatiaľ definovať len všeobecne s maximálnou aproximáciou k abstrakcii. *Preto i tektonické kritériá pre ocenenie nádejnosti panví na výskyt palív treba diferencovať podľa špecifik vývoja každej panvy. Schematické prenášanie poznatkov môže viesť k omylom a predčasným negatívnym záverom o ložiskovej nádejnosti určitých panvových oblastí. Z hľadiska tektonickej stavby a vzťahu zlomov k tvaru panvy možno uvažovať o hlbinnom zdroji podmieňujúcom vznik panvy. Plášťové diapíry majú veľký význam i pre zlomové členenie panvy a jej okolia.*

## Vzťah vnútrokarpatských neogénnych panví k hlbínnej stavbe Karpát

Geologické pomery a vývoj vnútrokarpatských panví vo vzťahu k hlbinným zlomom riešil po prvý raz T. Buday (1961) a T. Buday – J. Seněš (1967). Ich riešenie sa opieralo o geologické koncepcie priebehu hlavných hlbinných zlomov v širšom okolí panví v dobe, keď ešte neboli za účelom riešenia hlbínnej stavby zinterpretované geofyzikálne údaje. Neboli ešte urobené ani seizmologické výskumy. Od tých čias sa nahromadilo už veľa geologických a najmä geofyzikálnych údajov, ktoré umožňujú podať nový názor na riešenie genézy a zákonitostí rozmiestnenia panví. V krátkosti sa zmienim tiež o nových poznatkoch z vnútorných jednotiek susediacich so Západnými Karpatmi, v ktorých sa nachádzajú sedimentárne neogénne panvy.

Tematiku som rozdelil na časť geofyzikálnu a časť geologickú. Každý okruh problémov ďalej na oblasť karpatsko-balkánsku a na vlastné Západné Karpaty.

### Geofyzikálne indície hlbínnej stavby karpatsko-balkánskej oblasti

Kvôli bližšiemu poznaniu základnej hlbínnej stavby vychádzam najmä z gravimetrických a seizmologických údajov. Oboje podľa regionálnych údajov zo susedných oblastí súborne spracovali naši geofyzici, najmä J. Ibrmajer (1978), B. Beránek (1978) a A. Zátoupek – B. Beránek (1974). Vychádzam predovšetkým z ich údajov, pretože sú metodicky zjednotené.

#### Gravimetria

Karpatský oblúk a panónska nížina sa v tiažovom poli výrazne líšia. Zatiaľ čo zvrásnené pásma, najmä vonkajších Karpát, sa v obraze tiažového poľa prejavujú zápornými lineárnymi anomáliami v mape úplných Bouguerových anomálií, panónska oblasť až po Dinárske pohorie je regionálne kladne porušená. V dinaridnej oblasti pokračuje kladné tiažové pole, ale líši sa výraznejším lineárnym usporiadaním anomálií konformných so štruktúrnymi smermi.

Kladné tiažové pole s lokálnymi regionálnymi anomáliami i vyše  $400 \mu\text{ms}^{-2}$  (J. Ibrmajer 1978) je v mapách úplných Bouguerových anomálií v podstate homogénne a má takmer kruhovitý tvar. Až v južnej časti Balkánskeho poloostrova, pri Belehrade, prechádza v lineárne kladné anomálie sriedajúce sa so zápornými v pásme vardarskej zóny a srbsko-macedónskeho masívu.

Kladná anomália vnútrokontinentálneho rozsahu – podľa kritérií J. Plančára – J. Ibrmajera (in O. Fusán et al. 1971) – svojou plošnou rozlohou zodpovedá najvyššej kategórii anomálií so zdrojom v spodnej časti kôry a vo vrchnom plášti.

Toto kladné pole (označujem ho ako panónske kladné tiažové pole) zasahuje okraje alpsko-karpatského orogénu: Východné Alpy len čiastočne, vnútorné Západné Karpaty väčšmi a úplne zahŕňa srbsko-macedónsky masív, moesijskú platformu a rumunské Mt. Apuseni (obr. 3 a 5).

Na orientáciu a následné korelácie údajov som zostavil tri schémy značne generalizujúce skutočnosť, ale pomáhajúce porovnávať najzákladnejšie prejavy kôrových štruktúr (obr. 3, 4, 5). Pokiaľ porovnáваме panónsku panvu so severoamerickou panvou Great Basin (L. Stegena et al. 1975), pripomínam diametrálny rozdiel v priebehu tiažového poľa. Great Basin má záporné tiažové pole, vysvetlované menšou hustotou plášťa pod panvou (Ch. H. Scholz et al. 1971) a na rozdiel od panónskej panvy má tiež hrubšiu kôru (30 a viac km – obr. 6). Domnievam sa, že zdroje tiažových rozdielov treba hľadať v rozdielnom látkovom zložení kôry obidvoch panví.

Kladné panónske pole zasahuje do južnej časti Západných Karpát a na východnom Slovensku preniká ďalej na sever, najhlbšie do karpatského oblúka.

Dôležité je, že hlbinný tiažový zdroj prekrýva nadbytkom hmoty všetky heterogenity stavby vo vnútornej časti panónskeho kladného poľa. Ide o geologicky a detailne geofyzikálne preukázanú pásmovo-blokovú stavbu fundamentu panónskej nížiny, zistenú i početnými vrtmi (G. Wein 1969). V okrajových častiach tiažového poľa je hlbinný účinok už slabší, ako to dokazujú detailné gravimetrické interpretačné práce J. Ibrmajera a J. Plančára (in O. Fusán et al. 1971).

Zložitá heterogénna stavba blokov sa prejavila pri použití transformovaných polí na výskum hlbínnej stavby ČSSR (B. Beránek 1979). Táto metóda umožnila pri riešení stavby kôry potlačiť anomálie poruchových telies v hĺbke väčšej než 10–15 km, a tým zoslabila subkrustálne účinky. Súčasne však bol vylúčený i účinok plytších telies do hĺbky 5–8 km. Gravimetrické interpretačné práce zahrnuli i severnú časť panónskej nížiny a jednoznačne preukázali striedanie pásmovitých kladných a záporných polí s existenciou výrazných tiažových gradientov smeru SV–JZ. Z hľadiska využívania máp úplných Bouguerových anomálií, regionálnych a reziduálnych anomálií pre  $r = 8\sqrt{5}$  km je pre riešenie hlbšej stavby panvy cenné, že mapy druhých derivácií tiaže potvrdili obraz získaný analýzou tiažového poľa z vyššie uvedených máp.

Zhodné kladné a záporné tiažové anomálie v oblasti slovensko-maďarských hraníc indikujú neporušené pokračovanie geologických jednotiek i s neogénnymi panvami a eleváciami, ktoré tieto panvy oddeľujú na území MĽR. K výsledkom geologickej korelácie sa ešte vrátim. Tu len upozorňujem, že je dôležité indikovanie línie Darnó (G. Wein 1969). B. Beránek (1979) túto líniu mylne označuje ako balatónsku. Výrazné sú i gradienty a zhodný priebeh nulových izoanomálií druhých derivácií tiaže smeru S–J v mieste hlbinných zlomov rovnakého smeru, prechádzajúcich zo Slovenska do Maďarska.

### Seizmologické indicie

K riešeniu hlbínnej stavby najvýznamnejšie prispela seizmológia pracujúca s umelými a priemyslovými výbuchmi. Ak gravimetria poskytuje pre väčšie hĺbky viac alternatívnych riešení, tak poskytuje seizmika relatívne objektívnejšie údaje, aspoň pokiaľ ide o hrúbku kôry a o fyzikálne parametre hlbinných zlomov. Je to metóda, ktorá zatiaľ ako jediná poskytuje údaje o fyzikálnom členení kôry, najmä o zmenách

hrúbky tzv. bazaltovej vrstvy. Jej geologický charakter však môžeme interpretovať rôzne s ohľadom na historicko-geologický vývoj, najmä pokiaľ ide o podiel starých bázických hornín a geologicky mladých bázických mäs.

Karpatsko-balkánska oblasť bola skúmaná metódami explozívnej seizmológie – hlbinnou seizmickou sondážou (HSS) medzinárodnými profilmi.

Karpatsko-balkánska oblasť je prekrížená 6 medzinárodnými profilmi, z ktorých najdlhší a najinštruktívnejší je profil III a V (obr. 5, príl. 1). Profil III pretína Dinaridy od Jadranského mora, potom prechádza cez panónsky blok a Východné Karpaty. Profil preukázal výraznú zmenu hrúbky kôry z 45–30 km pod Dinaridami na 24 km pod panónskou panvou. Na profile sa zmenšuje i hrúbka bazaltovej vrstvy z 20–25 km v susedných jednotkách na 5–8 km pod panónskym bazénom. Vo vertikálnom reze kôrou prevláda zóna rýchlostí P-vln zodpovedajúcich granitovej vrstve.

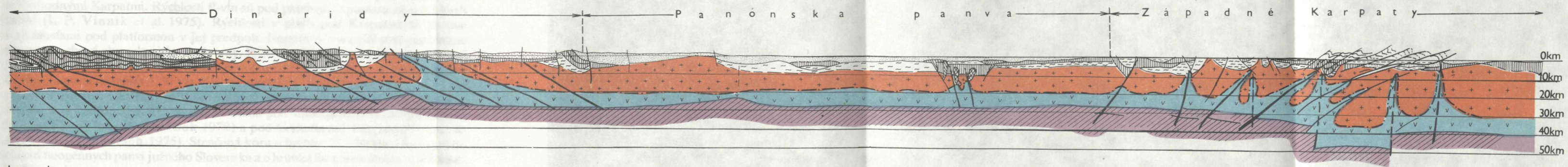
Podľa údajov E. Mituchovej a K. Posgaya (1972) bola kôra panónskej oblasti detailne premeraná i národnými profilmi, takže v tejto oblasti gravimetrické údaje sú regionálne podložené seizmickými údajmi umožňujúcimi komplexne riešiť hlbinnú stavbu. Mohorovičičova diskontinuita sa v záznamoch prejavuje zdvojením – horizontmi vzdialenými od seba 1–1,5 km. Povrch granitovej vrstvy sa pohybuje v hĺbke medzi 4–9 km, v závislosti na hrúbke sedimentov v jednotlivých panvách. V údolí Dunaja je granitová vrstva vyklenutá súhlasne s oblasťami najtenšej kôry. Podľa názorov E. Mituchovej a K. Posgaya (1972) povrch granitovej vrstvy nie je totožný vo všetkých oblastiach s kryštalinikom. Častejšie zodpovedá povrchu predaustrijského fundamentu sedimentárnych panví. Seizmické údaje sú totiž v súlade s hĺbkami fundamentu, ktoré boli zistené hlbokými vrtmi. Takéto vysvetlenie je dôležité pre interpretáciu charakteru granitovej vrstvy. Vlastné granity sa tu pravdepodobne vyskytujú v malom objeme, ako to dokazujú hlbinné vrty (B. Jant-sky 1976). Granitová vrstva podľa profilových údajov má hrúbku 10–15 km.

Granitová vrstva vo vrchnej časti má v niekoľkých úsekoch profilov pásma zvýšených hraničných rýchlostí P-vln (6,5–6,85 km/s), čo môže zodpovedať intrúziám intermediárnych hornín. Eleváciu granitovej vrstvy zaznamenal profil VI v úseku medzi Kaposvárom a Nagykőrös (príl. 2). Vyklenutie zhodné s eleváciou plášťa dosahuje v mieste toku Dunaja 3–5 km. V oblasti tejto elevácie je redukovaná hrúbka vrchnopaleozoicko-spodnokriedového sedimentárneho komplexu a znížená hrúbka vrchnokriedovo-neogénneho komplexu (viď L. Stegena et al. 1975).

Hĺbka Moho sa pohybuje medzi 24–28 km, čo preukázal i národný maďarský profil NP-2. Bola zistená tiež nevýraznosť Moho, ktorá je tvorená až 4 horizontmi zvýšených rýchlostí P-vln.

I v ostatných oblastiach bola v zásade zistená antikorelácia medzi reliéfom Moho a podložím panví. Zaujímavé je, že na žiadnom z profilov v panónskej oblasti neboli zistené indicie pre hlbinné zlomy. Jediný hlbinný zlom, na profile III, prebiehajúci na styku s Východnými Karpatmi, zodpovedá samošskej línii. Zlom sa prejavuje v kôre, neprejavuje sa v plášti, ako napr. hlbinné zlomy pod Východnými Karpatmi.

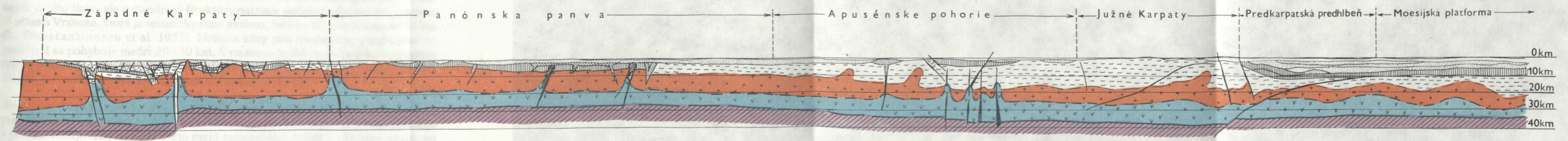
Z hľadiska hlbinnnej stavby je dôležité zistenie vrstevnatej stavby plášťa na styku s kôrou, elevácia pásma vysokej elektrickej vodivosti (hĺbka 40–60 km), plytkého uloženia kanálu znížených rýchlostí P-vln (hĺbka 75 km; L. Stegena et al. 1975).



Legenda:



Príl. 1 Geologicko-seizmický profil cez Dinaridy–Panóniu–Západné Karpaty. Rez III–V (Dubrovnik–Szeged–Warszawa) JJZ–SSV. Podľa J. Ilavského et al. (1979), upravené.  
 1 – prekambrium, 2 – diskontinuita Mohorovičiča, 3 – paleozoikum, 4 – diskontinuita Conrada, 5 – mezozoikum, 6 – hlboké transkrustálne zlomy, 7 – paleogén (flyš), 8 – regionálne krustálne zlomy, 9 – neogén až kvartér, 10 – neovulkanity (andezity až bazalty), 11 – ultrabázické vyvreliny, 12 – granitoidy, 13 – bazaltová vrstva, 14 – vergencia štruktúr a príkrovov.



Legenda:



Príl. 2 Pozdĺžny geologicko-seizmický profil VI a VI A (Brno–Budapešť–Bukurešť). Podľa J. Ilavského et al. (1979), upravené. 1 – diskontinuita Mohorovičiča, 2 – paleozoikum a kryštalinikum, 3 – diskontinuita Conrada, 4 – mezozoikum, 5 – hlboké transkrustálne zlomy, 6 – paleogén (flyš), 7 – regionálne krustálne zlomy, 8 – neogén až kvartér, 9 – neovulkanity (andezity až bazalty), 10 – ultrabázické horniny, 11 – granitoidy, 12 – bazaltová vrstva.

Podľa maďarských geofyzikov 4 Moho horizonty predstavujú rozmedzie zóny fázových zmien na styku kôry a pláštá, a vylučuje sa tak existencia diskontinuity.

Vrchný plášť má v panónskej oblasti menšiu hustotu než pod Západnými a Východnými Karpatmi. Rýchlosti P-vln sú pod panónskou panvou až o 0,5 km/s nižšie (L. P. Vinnik et al. 1975). Rýchlosti v plášti pod Karpatmi sú zhodné s rýchlosťami pod platformou v jej predpolí. Naproti tomu plášť pod panónskou panvou sa chová ako seizmicky neaktívny. Plášť tvorí kupolovitú klenbu s vrcholmi južne a severovýchodne od Budapešti. Západne od tejto klenby je zistená najhlbšia depresia v povrchu pláštá – 30 km. Klenba zapadá centifugálne do hĺbok 30–35 km pod vnútorné jednotky Karpát. Vo vonkajších jednotkách sa všeobecne hrúbka kôry zväčšuje; jej maximálna hrúbka bola zistená pod vonkajším východokarpatským flyšom (55–57 km; B. Beránek 1978) a pod Centrálnymi Taurami (63 km; K. Aric–R. Gutdeutsch 1975). Stenčená kôra o hrúbke 27–30 km zasahuje i do oblasti neogénnych panví južného Slovenska a o hrúbke 24 km do oblasti východného Slovenska.

Elevácia pláštá koreluje s eleváciou astenosféry, ktorá je kladená do hĺbky 60–80 km (L. Stegena et al. 1975).

Východným smerom do Rumunska sa plášť ponára do hĺbok 35–40 km. Pod severnou Dobrudžou bol zistený hlbinný zlom, ktorý ju oddeľuje od moesijskej platformy (profil II). Zlom ponára severodobrudžskú jednotku o 10–12 km hlbšie a je najskôr pokračovaním hlbinných zlomov zo sv. častí Východných Karpát, zodpovedajúcich samoškej línii H. Stilleho (1953). Podľa dnešných znalostí však nejde o túto línii, ale o paralelné štruktúry patriace peripieninskému lineamentu. V oblasti Vrancea, ktorá je seizmicky silne aktívna, hrúbka kôry dosahuje až 54 km (L. Constantinescu et al. 1975). Hrúbka kôry pod moesijskou platformou na profile II sa pohybuje medzi 20–30 km. S rastúcou hrúbkou sedimentov v nadloží tejto platformy klesá hrúbka granitovej vrstvy až na 8 km a bazaltovej vrstvy na 18 km, na rozdiel od blokov s hrubou kôrou (25–28 km).

Transylvánska panva má, čo sa týka tvaru, analogické rysy s panónskou panvou: relatívne veľké hrúbky sedimentárnej výplne, orogénny lem a čiastočne i pozíciu okrajových zlomov. Tieto majú tangenciálny vzťah k okrajom panvy, no niektoré sú s okrajmi panvy paralelné. Zistili sa zhody i pokiaľ ide o hrúbku kôry.

Podľa seizmických údajov, získaných prevažne bodove, je hrúbka kôry pod panvou menšia (30 km), na rozdiel od apusénskeho bloku, kde hrúbka kôry je až 37,5 km. Smerom na juh, kde vystupuje getický kryštalinický blok Južných Karpát, rastie na 35 až 40 km pod getickou eleváciou a smerom na východ pod Východné Karpaty na 45–50 km (L. Constantinescu et al. 1975). Kôrový blok panvy je ostro oddelený od pásiem hrubej kôry hlbinnými zlomami, z ktorých najvyššiu seizmickú aktivitu má zlom murešký. Táto diskontinuita sa v súčasnom dynamickom obraze spája s krajštidným lineamentom a seizmotektonicky oddeľuje getickú jednotku (blok) od Mt. Apuseni a panónskej panvy. Najsilnejšie a najčastejšie otrasy v oblasti Vrancea (V. Karník 1979) sa vyskytujú na styku mureškého zlomu s ohybom Východných Karpát, podmieneným zrejme tiež zlomove. Seizmoaktívna línii je považovaná za severný okraj mikroplatne (L. Constantinescu et



al. 1975). V severnej časti je transylvánska panva hlbinne obmedzená samoškou líniou od východokarpatskej kôry, ktorá má hrúbku až 50 km. Hlbinný kôrový blok panvy má trojuholníkový tvar s vrcholom smerujúcim na sever.

Apusénsky pás kôry pretiahnutý s.-j. smerom má znaky čiastočne narušenej súvislej kôry. Prejavuje sa to i v heterogénnom tiažovom poli a geologický vývoj tiež indikuje možnosť slabej hlbinskej deštrukcie kôry. Pri Stegenovej koncepcii hlbinskej erózie by apusénska kôra predstavovala menej erodovaný relikť kôry a transylvánska kôra erodovanejšiu kôru. V prípade fázových zmien spôsobených pohlcovaním kôry plášťom – procesom bazifikácie – by apusénska kôra bola nebazifikovaná so zachovanou pôvodnou hrúbkou. Kôra však bola heterogénna a mala už primárne odlišnú hrúbku v sialických jadrách a v murešskom trógu. Podľa jeho vývoja možno v ňom uvažovať o tenkej kôre blízkej oceánskeho typu (viď nižšie). Heterogénna kôra zasahuje i pod transylvánsku panvu, kde má v centre panvy, podľa seizmických údajov, najmenšiu hrúbku (30 km). Môže ísť jednak o relikť pôvodne tenkej kôry (ešte stále je hrubšia než v elevácii panónskeho diapíru), jednak o čiastočne bazifikovanú oceánsku kôru premenenú na plášť – súdiac podľa fyzikálnych prejavov, pretože látkovú podstatu nepoznáme.

Geofyzikálne je teda transylvánska panva podobná panónskej panve, ale tiež sa v niektorých hlbinných rysoch, typických pre panónsku panvu a použitých pre výklad jej genézy plášťovým diapírom líši. A to hrubšou kôrou a najmä nízkym tepelným tokom, ktorý dosahuje v priemere hodnotu  $60 \text{ mWm}^{-2}$  (V. Čermák 1979).

Geofyzikálne údaje možno interpretovať i bez geologických údajov. Tieto však nie sú v rozpore s existenciou plášťového diapíru, plošného rozsahu zhruba  $1/4$  plochy panónskeho diapíru. Z malého objemu plášťových hmôt možno predpokladať i malý energetický potenciál, a tým i nižší tepelný tok, ktorý je porovnateľný s tepelným tokom neotektonicky aktivizovaných variscíd i vlastných Karpát. Okrem toho nie je vylúčené, že energetický výdaj bol spotrebovaný periférnym vulkanizmom, ktorý v porovnaní s panónskou panvou prevyšuje v transylvánskej panve objemovo i plošne jej periférne vulkanické zóny.

Geofyzikálne údaje o hlbinskej stavbe podložia panvy ukazujú, že kôra má rovnakú hrúbku ako kôra v oblasti vnútorných Západných Karpát alebo Českého masívu a je porovnateľná s vnútornými masívami. Transylvánsku panvu po tejto stránke nemožno zaraďovať k depresiám so stenčujúcou sa kôrou s postupnou redukciovou granitovej vrstvy (typ čiernomorskej depresie). Ide o panvu ležiacu na pozvoľne klesajúcich masívoch, ako napr. moesijská platforma. Hrúbka kôry sa pod transylvánskou panvou pohybuje okolo 24 km, v južnej časti dosahuje 32 km. Ak odpočítame 2–3 km sedimentov, potom predterciálna kôra mala hrúbku len 22–29 km, v centrálnej časti panvy v mieste murešskej depresie len 27 km. Celkove ide o hrúbky v rozsahu kontinentálnej kôry vnútorných masívov. Z tejto úvahy ďalej vyplýva, že účinky diapíru na redukciovú kôru boli minimálne a boli pravdepodobne obmedzené len na starú suboceánsku kôru. Súčasný nízky tepelný tok nevylučuje dynamické účinky diapíru v geologickej minulosti, čo dokazuje i odlišná tektonika panvy.

Blokovú stavbu kôry na Balkáne okrem geologických údajov preukázala i geofyzika. Preukázala tiež, že veľké panvy na moesijskej platforme – najmä lomská panva

– majú odlišnú hlbinnú stavbu. V lomskej panve je indikovaná hrúbka paleozoicko-terciérnych sedimentov 8–10 km (K. Dačev et al. 1972). Ide o dlhodobu sa vyvíjajúcu depresiu v príčinnej spojitosti s hlbokou stavbou kôry. Hraničné rýchlosti P-vln na povrchu kryštalinika sa pohybujú od 6,4 do 6,8 km/s, v nadložnom devóne od 6,4 do 6,5 km/s. Vzhľadom na blokovú stavbu podložia sú i tieto malé rozdiely dôležité pre stanovenie rôznych hĺbok fundamentu panvy.

Konrádova diskontinuita nie je výrazná a jej priebeh je zvlnený. Pod panvou leží v hĺbke okolo 20 km, pod severobulharskou elevačnou zónou je vyššie, v hĺbke 12–14 km. Mení sa i hrúbka granitovej vrstvy, ktorá je v bloku Popovo, východne od lomskej panvy, redukovaná na 7–8 km. Elevácia bazaltovej vrstvy v bloku Popovo má amplitúdu 8–9 km a fyzikálne indicie malého diapíru bázičných hornín v kôre.

V seizmologickom obraze karpatsko-balkánskej oblasti máme teda tri eliptické až kruhové centrá (panónska, transylvánska panva a moesijská platforma) stenčenej kôry na 32 až 24 km, oddelené alebo susediace s pásmi hrubšej kôry 32–55 km (obr. 4). Pásmo s hrubšou kôrou zodpovedajú zvrásneným jednotkám väčšinou orogénne aktívnym morfológicky sa prejavujúcim horským až vysokohorským reliéfom na rozdiel od panví na vnútorných masívoch.

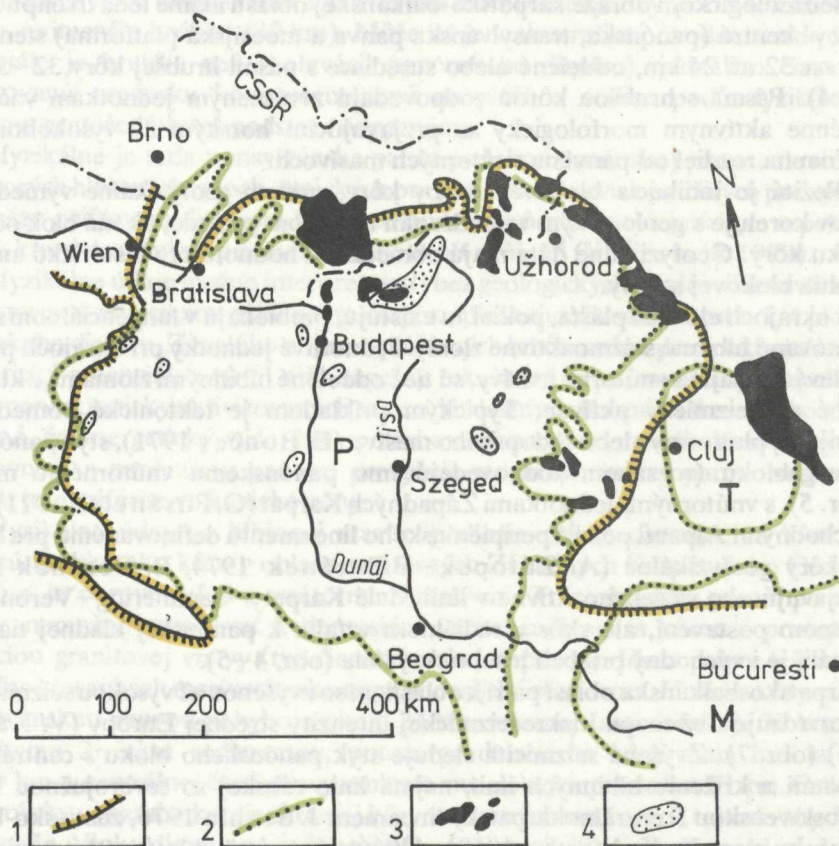
Dôležitá je indikácia blokovej stavby kôry, pričom geofyzikálne vymedzenie blokov koreluje s geologickým vymedzením len v tom prípade, ak má blok odlišnú hrúbku kôry. Geofyzikálne dáta majú obmedzenú hodnotu pre historickú analýzu tvorenia blokovej stavby.

Pri okrajoch elevácií plášťa, pokiaľ tu existujú, prebiehajú v tangenciálnom smere orientované hlbinné seizmoaktívne zlomy. Jednotlivé jednotky pri okrajoch plášťovej elevácie, najmä vnútorné masívy, sú tiež oddelené hlbinnými zlomami, z ktorých mnohé sú seizmicky aktívne. Typickým príkladom je tektonické obmedzenie moesijskej platformy alebo rodopského masívu (E. Bončev 1971), styk panónskeho megabloku (rozsahom zodpovedajúcemu panónskemu vnútornému masívu – obr. 5), s vnútornými jednotkami Západných Karpát (O. Fusán et al. 1971), styk s Východnými Alpami pozdĺž peripieninského lineamentu definovanému pre hlbšiu časť kôry geofyzikálne (A. Zátpek – B. Beránek 1974, B. Beránek 1978) a prejavujúceho sa seizmoaktívne v línii Malé Karpaty–Semmering–Verona. Vo zvláštnom postavení, ale skôr v radiálnom vzťahu k panónskej kladnej tiažovej anomálii je i východný priebeh insubrickej línie (obr. 4–5).

Karpatsko-balkánska oblasť patrí k oblastiam so zvýšenou až vysokou seizmicitou, čo potvrdzuje tiež mapa makroseizmickej intenzity strednej Európy (V. Kárník 1975)-(obr. 7). Zvýšená seizmicita sleduje styk panónskeho bloku s centrálnymi Karpatmi a kríženie hlbinných línii, najmä línie rábskej so severojužnou líniou stredoslovenskou (centrálnokarpatský lineament J. Štohl 1976, zárizsko-buda-peštiansky zlom D. Kubínyho 1962). Aktívna je najmä oblasť medzi maximálne a minimálne stenčenou kôrou panónskeho bloku okolo rábskej línie a línie Darnó. Severovýchodná elevácia plášťa (sv. od Budapešti) nie je aktívna, rovnako ako pásmo kôry približne 25–30 km hrúbky smerujúce k Belehradu. Aktívny je však styk s hrubšou kôrou pri východnom okraji panónskej panvy a styk s Dinaridami. Zvýšenú aktivitu vykazuje eliptická oblasť západne a severozápadne od Belehradu,

priestorove identická s okrajom elevácie plášťa v južnej polovici panónskej panvy a čiastkovým centrom vysokých teplôt. Ohniská zemetrasenia v panónskej panve sú plytké, 5–16 km a súvisia s vyrovnávaním napätia v podloží sedimentárnych panví (L. Stegena et al. 1975).

Z hľadiska seizmicity ako najaktívnejší sa prejavuje styk panónskej panvy s pokračovaním peripieninského lineamentu, líniou Semmering – Verona (A. Zátonek – B. Beránek 1974). Línia je veľmi mobilná na styku dvoch hustotne i izostaticky odlišných jednotiek. Izolované prejavy aktivity sú i na hornádskej línii,

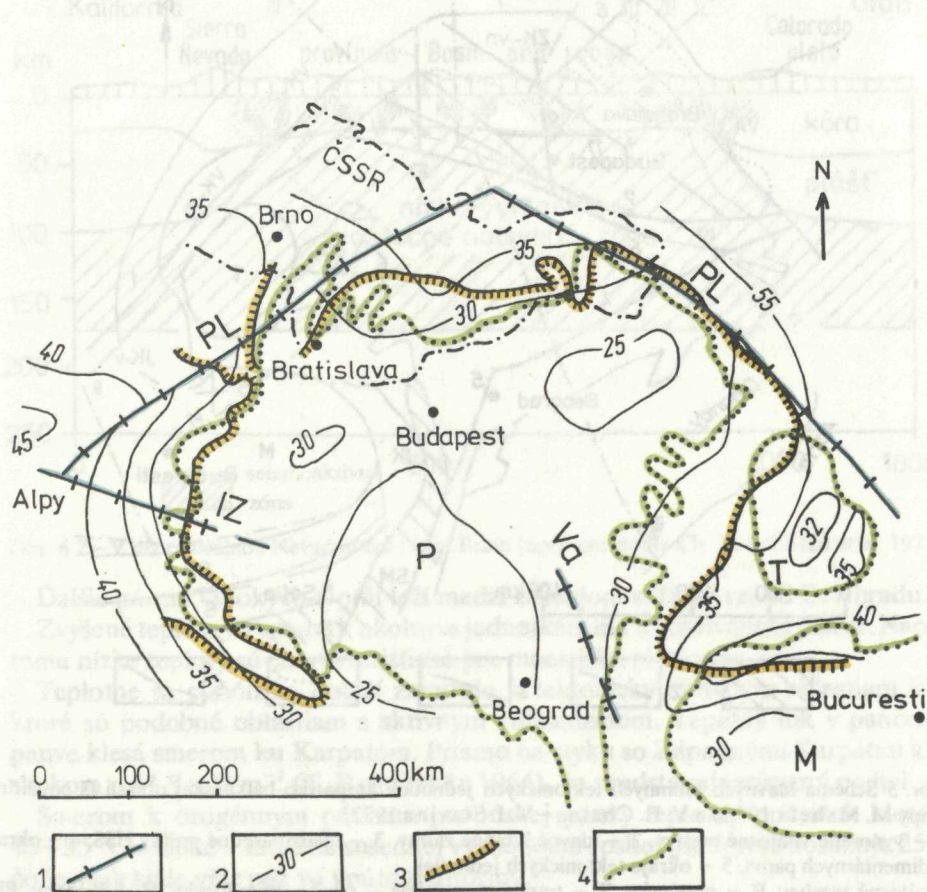


Obr. 3 Rozsah tiažovo kladne porušenej karpatsko-balkánskej oblasti vo vzťahu k vnútrokarpatským neogénnym panvám

1 – nulová izoanomála  $\mu\text{ms}^{-2}$  obmedzuje kladnú plochu oproti zápornej izoanomále (podľa J. Ibrmajera 1978, upravené), 2 – okraj neogénno-kvartérnych panví, 3 – neovolkanity, 4 – anomálie nad  $+300 \mu\text{ms}^{-2}$ , P – panónska panva, T – transylvánska panva, M – moesijská platforma.

ktorú ako hlbinný zlom popiera P. Grecula et al. (1977), a pozdĺž východnej vetvy peripieninského lineamentu. Seizmicky aktívne zóny sledujú okrajové časti panvy, najmä jej styk s peripieninským lineamentom, alebo zlomy, ktoré sú s ním paralelné, prípadne k nemu kosé. V tomto ohľade je zhoda s tektonofyzikálnym modelom (pásma hlavných strižných napätí), analógia s Červeným morom a nápadná zhoda s panvou Great Basin, kde podľa CH. H. Scholza et al. (1971) seizmoaktívne zóny ležia nad okrajom plášťového diapíru – hranicou zmien hrúbky kôry (obr. 6).

K ďalším seizmoaktívnym hlbinným zlomom patrí vardarská zóna, orientovaná radiálne k centru panvy. V sz. pokračovaní tejto zóny sa objavujú ohniská väčšej intenzity seizmicity s náznakom postupu k Budapešti (V. Kárník 1975).

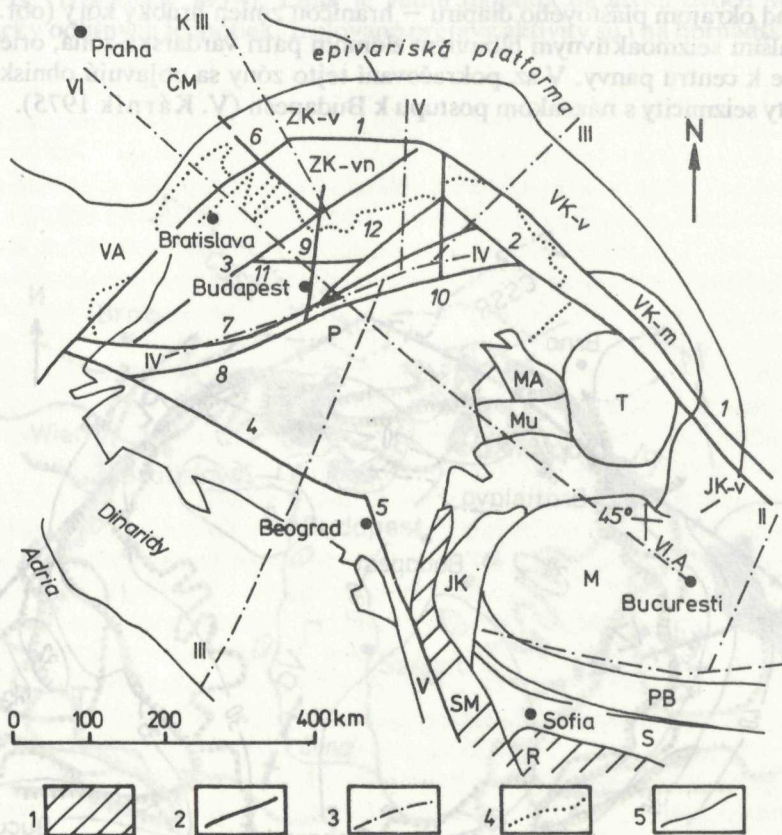


Obr. 4 Hrúbka kôry, kladné tiažové pole a rozsah neogénnych vnútrokarpatských panví (karpatsko-bal-kánskej oblasti)

1 – seizmoaktívne lineamenty (PL – peripieninský, IZ – insubrický, Va – vardarská zóna), 2 – izolíne hrúbky kôry v km (podľa B. Beránka 1978, upravené), 3 – nulová izoanómia  $\mu\text{ms}^{-2}$  obmedzuje kladnú plochu oproti záporným anomáliám (podľa J. Ibrma je ra 1978, upravené), 4 – okraj neogénno-kvartérnych panví (P – panónska, T – transylvánska, M – moesijská platforma).

## Geotermické pomery

Geotermický režim je dôležitý pre poznanie súčasnej aktivity i pre prospekčné účely. Veľmi podrobné merania sa uskutočnili v panónskej panve, ktorá má vysoký tepelný



Obr. 5 Schéma hlavných hlbinných tektonických jednotiek karpatsko-balkánskej oblasti (s použitím mapy M. Mahefa 1978b a V. E. Chaina - V. I. Slavina 1972)

1 - vynorené vnútorné masívy, 2 - hlavné hlbinné zlomy, 3 - medzinárodné profily HSS, 4 - okraj sedimentárnych panví, 5 - okraje tektonických jednotiek.

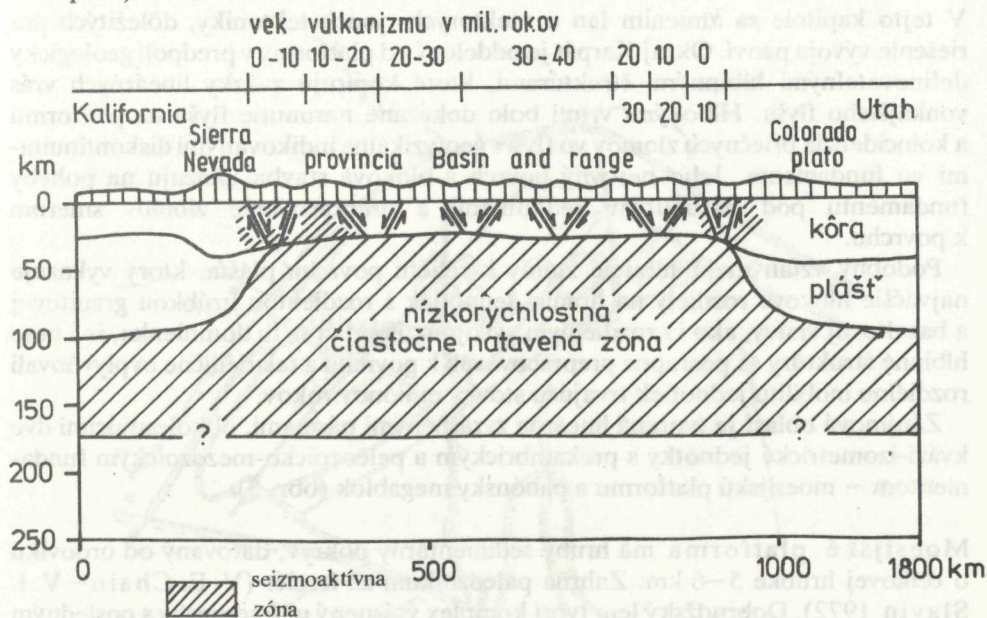
Vnútorné masívy: P - panónsky, T - transylvánsky, SM - srbsko-macedónsky, R - Rodopy, PB - predbalkán, S - Srednegorie a Stará Planina.

Predpolia: ČM - Český masív, v - vardarská zóna, ZK - Západné Karpaty (v - vonkajšie, vn - vnútorné), VK - Východné Karpaty (v - vonkajšie, vn - vnútorné), JK - Južné Karpaty, VA - Východné Alpy, MA - Munții, Apuseni, Murešský tróg, M - moesijský.

Hlbinné zlomy: 1 - peripieninský lineament, 2 - sámošská línia, 3 - rábska línia, 4 - insubrická línia, 5 - vardarská línia, 6 - labský lineament, 7 - balatónska línia, 8 - záhrebsko-kulčská línia, 9 - s.-j. línia dunajská, 10 - s.-j. línia hornádska, 11 - hurbanovský zlom, 12 - línia Darnó.

tok (T. Boldizsár 1964). V hĺbke 1 km boli namerané teploty až 75 °C, najmä v mieste výstupu termálnych vôd. V priemere teplota rastie o 50 °C na 1 km hĺbky. Podľa údajov L. Stegenu (1972) je zrejmé, že oblasti maximálnych teplôt tvoria dve centrá eliptického tvaru, charakteru termálnych klenieb:

- východne od rieky Tisy (oblasť východopanónskeho bloku – viď ďalej);
- a západne od Dunaja, v oblasti medzi Dunajom a riekou Sávou (jz. od Budapešti).



Obr. 6 Z-V rez centrálnou Nevadou cez Great Basin (upravené podľa Ch. H. Scholza et al. 1971).

Ďalšie pásmo vysokých teplôt leží medzi Dunajom a Tisou sz. od Belehradu.

Zvýšené teploty vo vzťahu k okolným jednotkám má transylvánska panva. Naproti tomu nízke teploty sú charakteristické pre moesijskú platformu.

Teplotne sa panónska oblasť zaraďuje k tektonicky aktívnym oblastiam kôry, ktoré sú podobné oblastiam s aktívnym vulkanizmom. Tepelný tok v panónskej panve klesá smerom ku Karpatom. Priamo na styku so Západnými Karpatmi klesá skokom o  $41,9 \text{ mWm}^{-2}$  (T. Boldizsár 1964), čo predstavuje výrazný podiel.

Smerom k orogénnym pásmam panónskej panvy teplotný prírastok klesá na 45–35 °C v hĺbke 1 km a na susednej východoeurópskej platforme dosahuje 25 °C, čo je však stále viac než vo vnútri platformy.

Údaje o paleotemperaturách chýbajú. Pri krátkodobom pôsobení zvýšenej teploty nedošlo k termickej metamorfóze, ale pomerne vysoký stupeň diagenézy sedimentov i v predmiocénnych eleváciách môže naznačovať vyššie prehriatie už v paleogéne. Citlivým indikátorom je i preuhofnenie a hnedouhoľné štádium premeny eocénneho uhlia nad bauxitovými ložiskami v Maďarskom stredohorí. Ukazuje vyššie prehriatie slojov v severozápadnej panve, kde sloje nie sú pod

hrubým nadloží a sú vzdialené od andezitových efúzií. Vysoký tepelný tok v sz. časti Maďarska sprevádzal nesporne i spodnomiocénny vulkanizmus.

### Stručný prehľad hlavných tektonických jednotiek v okolí vnútrokarpatských panví

V tejto kapitole sa zmienim len o niektorých rysoch tektoniky, dôležitých pre riešenie vývoja panví. Okraj Karpát je oddelený od platformy v predpolí geologicky definovateľnými hlbinnými štruktúrami, ktoré kopírujú zväzky lineárnych vrás vonkajšieho flyšu. Hlbokými vrtmi bolo dokázané nasunutie flyšu na platformu a koincidencia priečných zlomov vo flyši s geofyzikálne indikovanými diskontinuitami vo fundamente. Jeho nerovný povrch a bloková stavba ukazujú na pohyby fundamentu pod nasunutými jednotkami a prepracovanie zlomov smerom k povrchu.

Podobný vzťah majú hlbinné zlomy k reliéfu povrchu pláštá, ktorý vykazuje najväčšie hĺbkové rozdiely na hranici jednotiek s rozdielnou hrúbkou granitovej a bazaltovej vrstvy, ako i s rozdielnym vývojom. Ponúka sa tu domnienka, že i tieto hlbinné štruktúry sa postupne prepracovávali k povrchu a tak dedične ovplyvňovali rozdielnú mobilitu jednotiek trvajúcu stovky miliónov rokov.

Zaujímavá oblasť je tvorená lineárne zvrásnenými pásmami, obkolesujúcimi dve kvázi-izometrické jednotky s prekambrikmým a paleozoicko-mezozoickým fundamentom – moesijskú platformu a panónsky megablok (obr. 5).

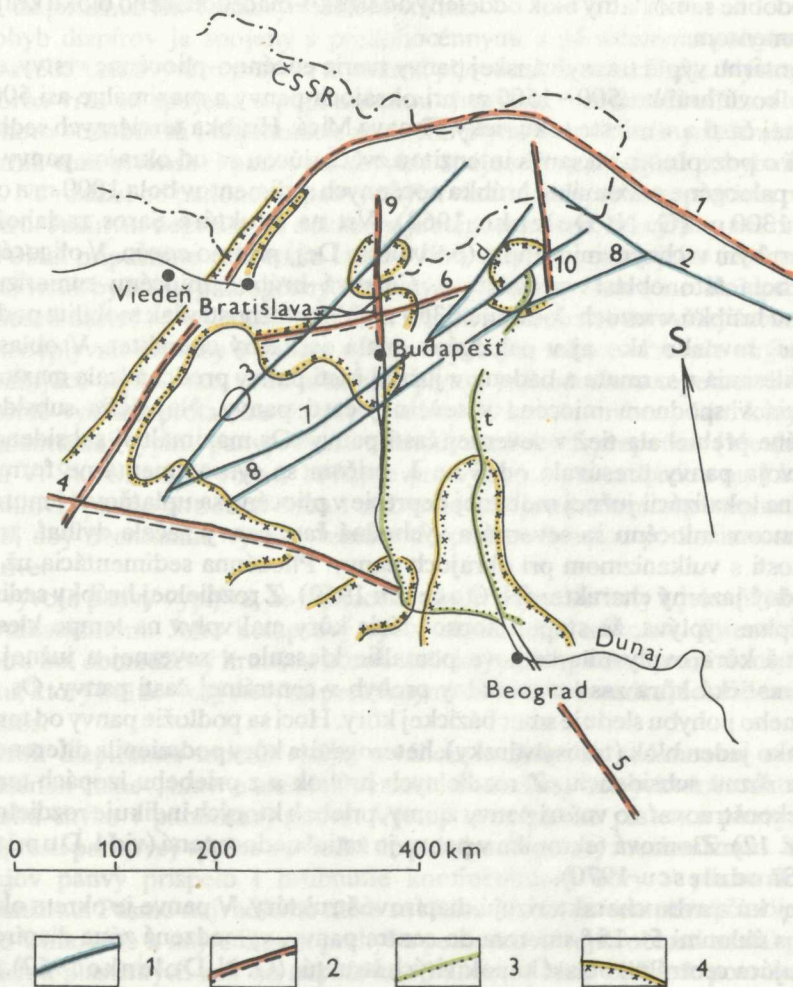
Moesijská platforma má hrubý sedimentárny pokryv, datovaný od ordoviku o celkovej hrúbke 5–6 km. Zahŕňa paleozoikum až terciér (V. E. Chain – V. I. Slavin 1972). Dobrudžský lem tvorí komplex vrásnený už kadomsky s posledným cyklom ranokimerským. Kadomský dobрудžský komplex zelených bridlic bol považovaný za veľkú mylonitovú zónu (H. Stille 1953), ale podľa dnešných hľadísk ide skôr o prekambrikmú suboceánsku kôru pod okrajovou depresiou pri platforme. Depresia si preto udržala dlhodobú mobilitu. Táto zóna sa nachádza tiež v podloží východokarpatskej predhlbne, charakterizovanej tiež veľkou mobilitou (dokázané hlbokými vrtmi V. E. Chain – V. I. Slavin 1972). Moesijskú platformu obklopuje ďalej juhokarpatský oblúk, ktorý bol podľa paleogeografických výskumov paleozoika založený už v spodnom paleozoiku, prípadne v prekambriu (H. G. Kräutner – H. Savu 1978).

Východné Karpaty sú na vnútornej strane pri oblúkovitom ohybe lemované transylvánskou depresiou a v sz. časti kontaktujú panónsku panvu, ktorá má v tejto časti fundament štruktúrne členený súhlasne so smerom východokarpatským (viď G. Wein 1969). V porovnaní so Západnými Karpatmi je tu podložie flyšu vyzdvihnuté vyššie.

Transylvánska depresia. Medzi vnútornými jednotkami Východných Karpát (dunajská autochtónna jednotka s nasunutými getickými príkrovmi) a eleváciou Mt. Apuseni leží oválna transylvánska depresia, ktorú niektorí maďarskí geológovia

spájajú s panónskou panvou v jednu, tzv. karpatskú panvu (napr. G. Wein 1969). Považujem ju však za samostatne sa vyvíjajúcu panvu, čo vyplýva i z rozdielnej tektonickej stavby a veku sedimentárnych výplní. Obidve panvy boli však spojené rovnakou hlbinnou dynamikou vývoja. Tento svoj názor opieram tiež o zistené rozdiely v hrúbke kôry medzi Mt. Apuseni a touto panvou.

Podložie transylvánskej panvy nie je zatiaľ dostatočne známe. Podľa ojedinelých vrtov ho tvoria triasové vápence (N. Oncescu 1959). Zo stavby okolných jed-



Obr. 7 Hlavné hlbinné zlomy a recentná seizmicita v panónskej panve

Vysvetlivky: 1 – hlbinné zlomy, 2 – hlbinné zlomy neotektonicky aktívne, 3 – vrchnokôrové zlomy, 4 – seizmicky aktívnejšie oblasti, (podľa V. Kárníka 1975), zjednodušené.

Hlbinné zlomy a lineamenty: 1 – peripieninský, 2 – sámošský, 3 – rábsky, 4 – periadriatický (insubrický), 5 – vardársky, 6 – hurbanovský, 7 – balatónsky, 8 – záhrebsko-kulčský, 9 – dunajský, 10 – hornádsky, t – tiský, d – Darnó.



notiek, najmä Apusén, možno usudzovať, že v severnej časti panvy je v podloží bihorské kryštalinikum (prekambrium), ktoré naväzuje na kryhu Rodnai vo Východných Karpatoch. Tieto dve zóny kryštalinika sú v oblasti Baia Mare od seba oddelené sámoškým hlbinným zlomom. Podložie centrálnej časti panvy tvorí pravdepodobne bazitový pás murešského trógu, čomu by odpovedali kladné tiažové anomálie. V južnej časti, kde je indikovaná najhrubšia kôra – 35 km, možno predpokladať ponorené prekambričné kryštalinikum getickej jednotky, tvoriace pravdepodobne samostatný blok oddelený od srbsko-macedónskeho bloku krajštidným lineamentom.

Sedimentárnu výplň transylvánskej panvy tvoria eocénno-pliocénne vrstvy, dosahujúce celkovú hrúbku 500–1500 m pri okrajoch panvy a maximálne asi 5000 m v centrálnej časti a v mieste toku rieky Tîrnava Micá. Hrúbka terciérnych sedimentov svedčí o pozvoľnom klesaní s intenzitou zväčšujúcou sa od okrajov panvy k jej stredu. V paleogéne maximálna hrúbka eocénnych sedimentov bola 1000 m a oligocénnych 1300 m (G. N. Dolenco 1962). Vrt na štruktúre Şaroş zasiahol pod 3900 m hrubým vrchným miocénom (pod tufom Dej) priamo eocén. V oligocéne až otnangu bola táto oblasť vyzdvihnutá. Celková hrúbka miocénu sumarizujúca maximálnu hrúbku v rezoch dosahuje 5350 m. V skutočnosti však mobilita podložia v neogéne, rovnako ako aj v paleogéne, mala oscilačný charakter. V oblastiach veľkého klesania v sarmate a bádene v južnej časti panvy predchádzala maximálna subsidencia v spodnom miocéne v severnej časti panvy. Najväčšia subsidencia v paleogéne prebiehala tiež v severnej časti panvy. Os maximálnej subsidencie sa počas vývoja panvy presúvala od S na J, pričom sa synsedimentárne formovali klenby a na lokalizácii južnej mobilnej depresie v pliocéne sa uplatňoval i murešský zlom. Koncom miocénu sa severná a východná časť panvy začala dvíhať, zrejme i v súvislosti s vulkanizmom pri okrajoch panvy. Pliocénna sedimentácia už mala sladkovodný jazerný charakter (N. Onescu 1959). Z rozdielnej hrúbky sedimentárnej výplne vyplýva, že stupeň konsolidácie kôry mal vplyv na tempo klesania. Sializovaná kôra ovplyvnila celkovo pomalšie klesanie v severnej a južnej časti panvy, simatická kôra zasa maximálny prehyb v centrálnej časti panvy. Os tohto maximálneho pohybu sleduje smer bázičkej kôry. Hoci sa podložie panvy od terciéru chovalo ako jeden blok (transylvánsky), heterogenita kôry podmienila diferenciálne pohyby a rôznu subsidenciu. Z rozdielnych hrúbok a z priebehu izopách terciéru možno rekonštruovať vo vnútri panvy zlomy, priebeh ktorých indikuje rozdielny typ kôry (obr. 12). Zlomová tektonika v panve je zatiaľ nedocenená (viď I. Dumitrescu – M. Săndulescu 1970).

Tektonickú stavbu charakterizujú diapírové štruktúry. V panve je okrem okrajovej zóny s úklonmi 5–15° smerom do centra panvy, vymedzená zóna diapírových vrás lemujúca centrálnu oblasť kupolovitých štruktúr (G. N. Dolenco 1962). Zóna diapírových vrás tvorí dva pozdĺžne pásy oblúkovite sledujúce okrajové časti panvy. Len v južnej časti sledujú smery vrás zlomy prepracované z podložného getického bloku. Vrásky tu nesledujú smer okraja panvy. V osiach niektorých vrás vystupujú soľné diapíry, najmä v líniiach predpokladaných okrajov transylvánskeho bloku.

Centrálnu oblasť kupolovitých štruktúr tvorí 67 kryptoštruktúr overených geofy-

zikou a vrtným prieskumom. Predpokladaná s.-j. os rozdeľuje štruktúry na dve oblasti, západnú a východnú, tvoriace krídla s.-j. pretiahnutej oválnej depresie. Os tejto symetrie v rozmiestnení kupol prebieha na spojnici miest Tîrgu Mureş a Dumbrăveni. Krídla kupolovitých štruktúr sú ploché, s úklonmi do 10°. Uvedené rozdelenie na dve oblasti je výraznejšie a tektonicky významnejšie, než obvyklé delenie na tri regionálne skupiny štruktúr (viď G. N. Dolenko 1962 a niektorí rumunskí geológovia). Skryté kupole patria tiež k soľným štruktúram, v ktorých je však diapirizmus len v embryonálnom štádiu.

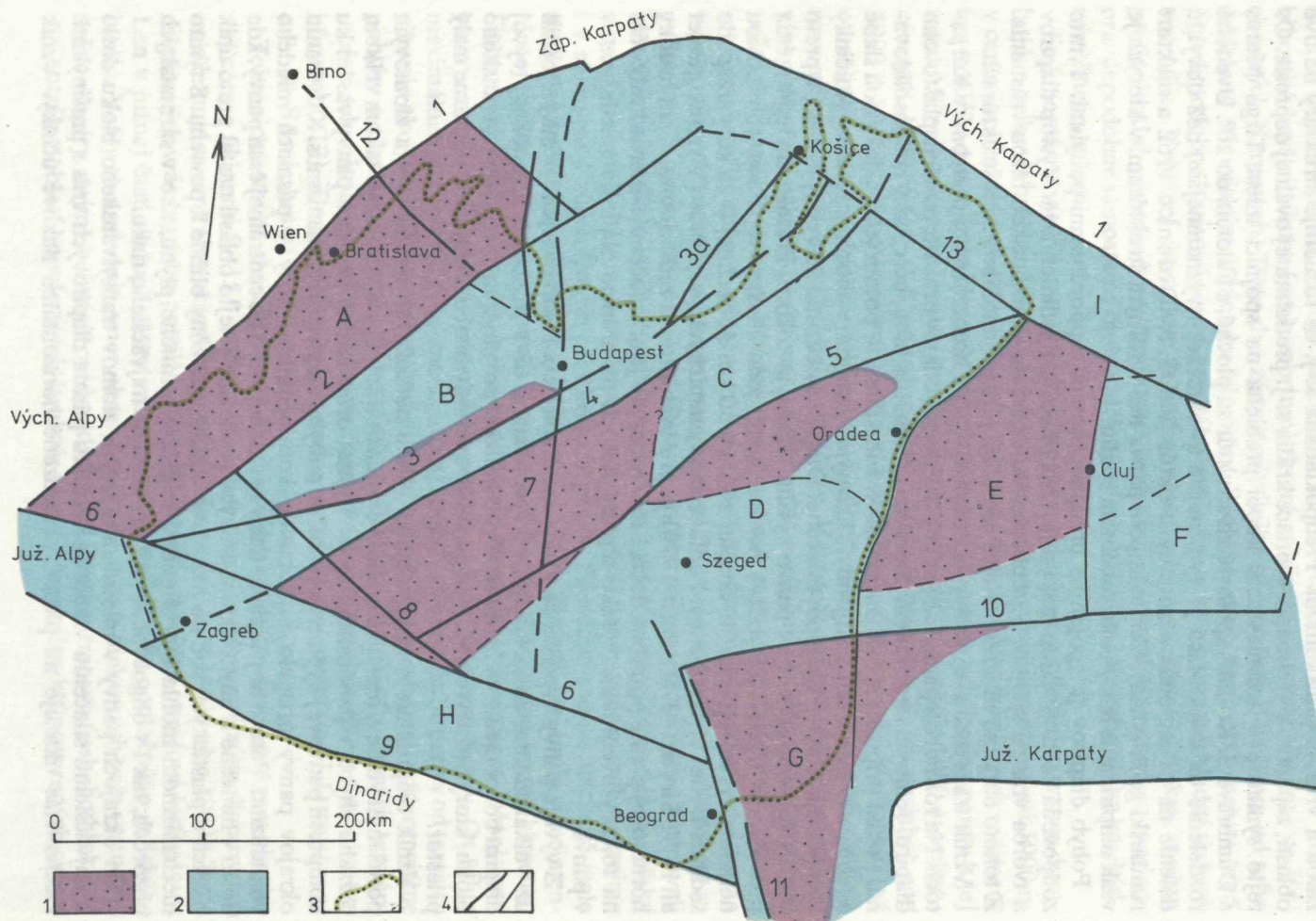
Pohyb diapírov je spojený s predpliocénnymi a pliocénnymi pohybmi. Týmto zodpovedá celkový ústup mora a jazerná pliocéna sedimentácia. Výstup diapírov a tvorba vrás sú spojené s popliocénnou aktivitou – rodanskou fázou vrásnenia. Z tohoto obdobia sú i akumulácie zemného plynu v antiklinálnych štruktúrach.

Vznik transylvánskej panvy sa obvykle spája s horotvornými pohybmi v Karpatoch. Na rozdiel od panónskej panvy chýba viac údajov pre interpretáciu plášťového diapíru. Jediným nepriamym dôkazom je stenčená kôra, hercýnsky nekonsolidovaná. Pokiaľ pripustíme existenciu čiastkového diapíru, potom jeho účinky boli slabé a jeho vznik by bol už paleogénny, s hlavným výstupom v miocéne. Kolapsové účinky by museli nastať vo vrchnom miocéne. Diapír sa nedostal do vyššej úrovne, a preto asi neovplyvnil procesy v panve vyšším tepelným tokom. Pretože chýbajú média prenášajúce teplo, ako voda a horúce plyny, jednoduchou tepelnou kondukciou nemohla vyššia teplota ešte dospieť z hĺbky 30 km do vrchnej časti kôry, resp. do sedimentárnej výplne panvy. Podľa termodynamických prepočtov (Verhoogen et al. in V. Škvor – J. Zeman 1976) je pre výstup tepla radiáciou na 1 km hrúbky horninovej platne potrebná doba 1 mil. rokov, čo je od miocénu pomerne krátky čas na to, aby eventuálne vysoké teploty dospeli na hranicu podložja a sedimentov v panve.

Z vývoja panvy vyplýva, že v pliocéne diapír nebol aktívny a jeho účinky skončili už vulkanizmom. Jeho kolapsový vývoj nastal už v miocéne. Priestorový vývoj diapíru bol obmedzený hrubšou kôrou sialickej povahy a rozmermi transylvánskeho bloku, ktorý bol zovretý starými periférnymi masívmi obmedzujúcimi pomerne malý priestor.

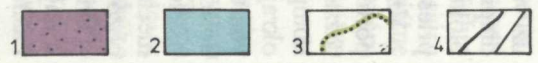
Vznik diapirizmu možno spájať s váhou nadložných sedimentov a zlomovým porušením vrstiev, hlavne ale však s existenciou soľnej vrstvy, ktorá v takom veľkom rozsahu chýba v panónskej panve. Výstup orogénneho prstenca panvy viedol ku kompresii panvovej výplne a uviedol do pohybu diapírový mechanizmus. K dvíhaniu okrajov panvy prispelo i hrubnutie kontinentálnej kôry v pásmach mladého vulkanizmu. Pásmo najväčšieho tlaku sa sústreďovalo do centrálnej časti panvy, kde došlo v miocéne k najväčšiemu prehybu podložja. V tejto oblasti nastal preto únik ľahších a plastických solí do napätovo odľahčenej zóny bližšie k povrchu. S týmto mechanizmom mohla byť spojená i migrácia zemného plynu, ako v sarmatských obzoroch, tak i v oligocéne, ktorý sa dostal do najväčšieho tlaku.

Pri okrajoch panvy v mieste okrajových zlomov transylvánskeho bloku došlo k najväčšiemu stlačeniu vrstiev a k vzniku pásma diapírových vrás s prešmykmi. Pásmo vrás ukazuje na plošne obmedzené horizontálne tlakové účinky. Vznik



0 100 200km

Dinaridy



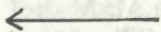
deformácií tiež zabraňoval pôsobeniu tlakov v menšej hĺbke. Vnútrná časť panvy bola preto postihnutá slabším horizontálnym tlakom. V centrálnej časti panvy boli však tlakové účinky zosilnené váhou sedimentov.

Z hľadiska širšieho okolia panvy by bolo možno uvažovať o diferencovanom vývoji panónskeho diapíru. V priestoroch obmedzených rigidnejšími jednotkami hlbšej stavby bol vývoj diapirizmu pláštá brzdený a aktivita skončila pred vyvrcholením aktivity hlavného – panónskeho diapíru. Ten, vplyvom väčšej heterogenity kôry a jej väčšieho členenia na bloky, mal rozsiahlejšie dynamické i termické uplatnenie a jeho vývoj trval dlhšiu dobu než v transylvánskej oblasti. Transylvánska panva v tomto hlbinnom vývoji mala voči panónskemu diapíru pozíciu panvy periférnej a mala s ostatnými panvami i podobný vývoj klesania. Má s nimi i podobné ložiskové znaky. Na vývoj panví medzihoľskéj pozície mal diapír slabé účinky a rozdiel medzi panvami vo veľkosti klesania alebo tektonickej stavbe možno prisudzovať prvkom autonómity vývoja, ktoré boli podmienené vznikom malých i čiastkových diapírov s obmedzenou dobou ich aktivity.

Mt. Apuseni sú neotektonicky oddelené od transylvánskej panvy (V. E. Chain – V. I. Slavín 1972). Podľa M. Maheľa (1978a) však tvoria od vrchnej kriedy samostatnú jednotku, ktorú nemožno spájať do pôvodnej súvislej kontinentálnej mikroplatne – so Západnými Karpatmi a Mecsekom v Maďarsku. Mt. Apuseni majú príkrovovú stavbu s vergenciou na V a J. Od Južných Karpát sú oddelené ofiolitovou zónou Murešu, ktorú M. Maheľ (1978b) porovnáva s trógom na oceánskej kôre. Jeho smer je západovýchodný. Dôležité je, že tento tróg sa smerom na východ ponára pod neogén transylvánskej depresie, čo dokazuje heterogenitu kôry v jej podloží a prítomnosť suboceánskej kôry s vysokou mobilitou (obr. 12).

Rovnaký typ kôry predpokladáme (F. Čech – J. Zeman 1980) i vo fundamente panónskej panvy. Murešský tróg sa tiež ponára pod neogénnu výplň smerom západným.

Styk Južných Karpát, ktoré preberajú s.-j. smer s balkanidami je silne tektonicky porušený preukázateľne paleogénnymi zlomami. Blokovaná stavba balkaníd bola v terciéri fragmentovaná za súčasného vzniku početných tektonických priekop v zónach lineamentov (E. Bončev 1976). Táto okolnosť vyvoláva medzi geológmi pracujúcimi na Balkáne i koncepcné spory o kvantitatívnom podiele príkrovej a prešmykovej stavby v danej oblasti. Pritom vrty i najnovšie prieskumné práce



Obr. 8 Blokovaná stavba panónskej panvy

Hlbinné zlomy a lineamenty: 1 – peripieninský, 2 – rábsky + veporský, 3 – balatónsky (3a – Darnó), 4 – záhrebsko-kulčský, 5 – solnocký, 6 – periadriatický (insubrický), 7 – dunajský (centrálnokarpatský), 8 – drávsky, 9 – sávsky (peridinársky), 10 – murešský, 11 – vardarský, 12 – nesvačisko-trnavský, 13 – sámošský.

Bloky: A – šopronský s podunajským, B – balatónsky, C – paleopanónsky s. s., D – tiský (C+D paleopanónsky s. l.), E – apusénsky, F – transylvánsky, G – srbsko-macedónsky, H – predindársky, I – východokarpatský.

Vysvetlivky: 1 – sialické bloky, varisky konsolidovanejšie a sializované zóny, 2 – simatické bloky a kryhy konsolidované koncom kriedy a v terciéri, 3 – hranice panónskej panvy, 4 – hlavné hlbinné zlomy a lineamenty.

v okolí uhoľných ložísk naznačujú, že príkrovy existovali už pred tafrogénnou epochou. V srednegorskej oblasti násunové plochy vidno na odkryvoch. Násunové pohyby sú i neotektonického veku. Násunové pohyby zvýraznili lineárnu stavbu, najmä Starej Planiny, ale i predbalkánu, ktorý tvorí južný okraj moesijskej platformy. Tektonické priekopy vyvinuté hlavne v Srednegoriju sú ensialické panvy zasahujúce i severný okraj rodopského masívu.

Panónska panva má pozíciu intermontánnej (čiastočne molasovej) depresie. Hrúbka sedimentov sa v panve mení.

Miocénne sedimenty dosahujú najväčšie hrúbky (vyše 1500 m) v sv. Maďarsku. Čiastková depresia sa vytvorila v sz. a jz. Maďarsku (viď L. Stegena et al. 1975). Maximálne klesanie koreluje s netypickou kontinentálnou, skôr suboceánskou kôrou (obr. 9). Pliocénne sedimenty poukazujú na inverziu. Maximálne hrúbky sa koncentrujú do oblastí, ktoré mali v miocéne redukovanú hrúbku: severozápadný a západný okraj Maďarska, juhovýchodné Maďarsko.

Počas kvartéru v západnej polovici panónskej panvy (západne od Dunaja), dosahuje hrúbku sedimentov menej než 100 m, zatiaľ čo v jv. Maďarsku sa nahromadilo viac ako 500 m sedimentov. Osi hlavných sedimentárnych panví sa všeobecne presúvali v sz. Maďarsku od SZ na JV, podobne ako pozdĺž balatónskej línie. Kvartérna os hlavnej mobility sa na rozdiel od miocénu presunula na SZ.

Pokiaľ ide o vývoj panónskej panvy, možno hovoriť, že v nej prebehli štyri hlavné etapy sedimentácie: priabónsko-oligocénna, posávská, poštyrská a pliocénna.

Paleogénna epocha rozvoja panví je pre túto oblasť špecifická a prebiehala len pri severnom, východnom a juhozápadnom okraji dnešnej panónskej panvy. Posávské prehĺbenie zasahovalo do panvy len na západe pozdĺž peripieninského lineamentu a krátkym zálivom tiež pozdĺž insubrickej línie. Táto epocha, na rozdiel od predchádzajúcej, nemala areálny, ale lineárny prejav spojený s aktivitou najväčších lineamentov.

Rozvoj poštajerských panví je charakterizovaný prenikaním depresí do vnútra Karpát i do vnútra panónskej panvy. Nastáva expanzia sedimentačného priestoru i na juh vardarskou zónou. Klesanie malo mohutnú odozvu v transylvánskej panve i na moesijskej platforme.

Pliocénna panva má opäť nové usporiadanie, v zásade má však tvar trojuholníka sledujúceho čiastočne staré hlbinné zlomy, najmä záhrebsko-kulčský a insubrický, i úplne vardarskú zónu, pokračovanie ktorej k Apusénam uvádza M. Maheľ (1978b). Od tejto centrálnej pliocénnej panvy vybiehal priečny záliv k Bratislave, pri miestnom, ale celkove významnom úplnení sz.-jv. zlomov. Pozdĺž nich vznikla prelomová sústava umožňujúca preniknutie pliocénneho mora do viedenskej panvy.

Trojuholníkový tvar panónskej panvy pripomína štruktúru prepadaných vrcholov klenieb soľných diapírov, čo podporuje predpoklad o kolapsovom efekte pri vysvetlení enormne rýchleho pliocénneho klesania podložja panvy (viď ďalej).

Veľká pliocénna subsidencia, na rozdiel od miocénnej, zasiahla i miocénne stabilné jednotky s kontinentálnou kôrou (M. Maheľ 1978b); obr. 9.

Fundament panvy bol slabo zvrásnený, ale rôzne čiastkové jednotky podmieňovali jeho tektonickú i látkovú heterogenitu. Začiatok vývoja je datovateľný už dalsland-

sky, kedy sa objavili prvé príznaky slabej granitizácie (B. Jantsky 1976). Z údajov Jantského však vyplýva, že predtriasový vývoj nevedol k vytvoreniu mohutnejšej kontinentálnej kôry. Skôr tu ostala suboceánska kôra, ktorá bola rozčlenená na rôzne mobilné zóny, väčšinou smeru SV–JZ. Rozšírenie granitoidov bolo nepodstatné, len v dvoch úzkych nesúvislých pásoch. Výnimku v tomto štruktúrnom členení tvorí sv. oblasť, kde prevláda členenie smeru SZ–JV (viď G. Wein 1969). Stará kôrová heterogenita podmienuje nerovnomerné obnovenie mobility v mezozoiku a paleogéne. Príkladom je tzv. geosynklinála Maďarského stredohoria, založená na spodnopaleozoickom metamorfovanom podklade už v perme a rozvíjajúca sa v triase. Geosynklinála je kladená medzi rábsku a balatónsko-velenckú granitovú líniu. Od vrchnej kriedy (koňaku) sú uvádzané uhľonosné sedimenty, vyskytujúce sa potom ďalej až do oligocénu. V solnockom flyšovom trógu, hlavne východne od Tisy, kam sa rozšíril tento tróg zo sz. časti transylvánskej panvy, sú od vrchnej kriedy prvé príznaky existencie vulkanizmu.

Opakovaný rozvoj sedimentačných trógov je v súlade so slabo vytvorenou granitovou vrstvou a veľmi malým podielom granitoidných hornín vôbec. Preto územie Maďarska i v karbone je s výnimkou kontinentálnych sedimentov v sv. oblasti charakterizované len marinnou sedimentáciou. Aj ďalšie znaky svedčia o nezavŕšenej hercýnskej tektogenéze (M. Maheľ 1978b).

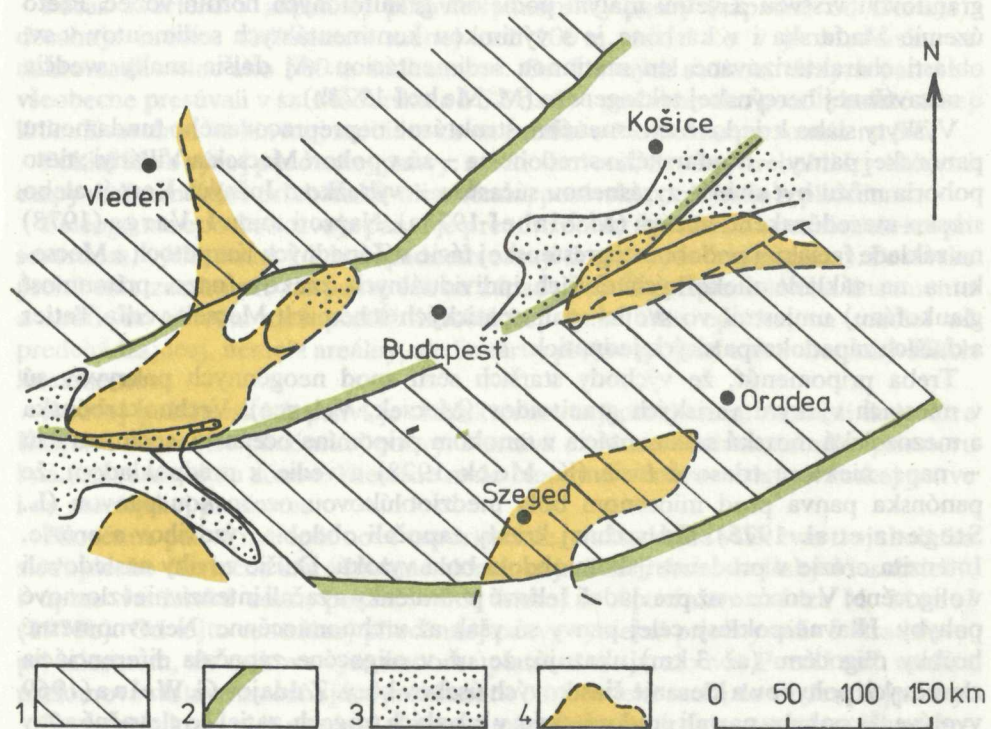
Výskyty slabo kriedovo zvrásneného, štruktúrne neprepracovaného fundamentu panónskej panvy – Maďarského stredohoria – sú v pohorí Mecsek a Villányi; tieto pohoria môžu byť slabšie zvrásnenou súčasťou – výbežkom Južných Karpát alebo srbsko-macedónskeho masívu (M. Maheľ 1978a). Naproti tomu I. Varga (1978) na základe faciálnej podobnosti grestenskej fácie v Západných Karpatoch a Mecseku a na základe niekoľkých ďalších individuálnych znakov (napr. prítomnosť glaukofánu) umiestnil vo svojich palinspatických schémach Mecsek vedľa Tatier a ďalších západokarpatských jednotiek.

Treba pripomenúť, že východy starších sérií spod neogénnych pokryvov sú v miestach výskytu variských granitoidov (Mecsek, Velence). Vrchnokarbónska a mezozoická morská sedimentácia v mnohom pripomína oceánsku sedimentáciu – napr. niektoré triasové fácie (K. Mock 1978) a vedie k predpokladom, že panónska panva pred miocénom bola medzioblúkovou oceánskou panvou (L. Stegena et al. 1975). Od vrchnej kriedy započali obdobia výzdvihov a erózie. Intenzita erózie v predaustrijskom období bola vysoká. Ďalšie zdvihy nasledovali v oligocéne. V eocéne už prevládali šelfové podmienky a začali intenzívne zlomové pohyby. Hlavné poklesy celej panvy sú však až vrchnomiocénne. Nerovnomerné hrúbky oligocénu (až 3 km) ukazujú, že už v oligocéne započala diferenciácia zlomových pohybov a klesanie čiastkových úsekov kôry. Z údajov G. Weina (1969) vyplýva, že pohyby nastali predovšetkým v bývalých trógoch, zatiaľ čo elevačné zóny s granitoidmi poklesom odolávali. Pri aktivizácii panónskej oblasti hlavnú úlohu zohrala intenzita tektonického porušenia a charakter kôry, pričom kôra suboceánskeho charakteru bola k mobilite náchylnejšia než kôra s hrubšou granitovou vrstvou.

Vo vrchnom miocéne končí andezitová vulkanická aktivita a v pliocéne sa postupne zrýchľuje subsidencia.

Vrásnenie bolo vo väčšine prípadov slabé, a to i v paleozoiku. Neskôr sa vrásnenie prejavilo až v kriede. Predvrchnokriedové deformácie majú však len miestny význam, a to pri okrajoch rôzne mobilných jednotiek. Od vrchnej kriedy do konca terciéru už k vrásneniu nedošlo, okrem alföldskej depresie, kde bolo slabé predmiocénne vrásnenie. Sedimenty ležia vo väčšine prípadov subhorizontálne a sú porušené len poklesmi.

Juhovýchodný okraj panónskej panvy je štruktúrne ovplyvnený líniami smeru SSZ–JJV. K silne stlačeným zónam patrí i krajštidné pásmo, tektonicky postihnuté zlomovými pohybmi. Ďalšou lineárnou jednotkou, v ktorej prebieha zóna Strumy, je hrať srbsko-macedónskeho masívu s pozdnokadomsky zvrásneným fundamentom. Masív tvorí v tejto oblasti akoby medzihorie charakteru jazvy medzi východovergentnými vrásami Južných Karpát a západovergentnými Dinaridami. Masív je silne



Obr. 9 Vztah medzi silnejšou granitizovanou a slabo granitizovanou kôrou tvoriacou podložie panónskej panvy a neogénnou sedimentáciou (stupeň granitizácie – rôzna konsolidácia kôry je v zmysle M. Maheľa 1978b, oblasti maximálnej subsidencie v neogéne podľa L. Stegenu et al. 1975).  
 Vysvetlivky: 1 – silná paleozoická granitizácia (kontinentálny typ kôry), 2 – slabá až chýbajúca paleozoická granitizácia (suboceánsky typ kôry), 3 – veľká miocénna subsidencia (vyšie 1500 m), 4 – veľká pliocénna subsidencia (vyšie 2500 m).

stlačený i neotektonickými pohybmi. K lineamentárnej zóne patrí i zóna vardarská, prestúpená početnými zdvihmi a poklesovými zlomami, pozdĺž ktorých vznikali tektonické priekopy ensialického charakteru. Až do eocénu, keď vystúpili granitoidové plutóny, mala však táto zóna charakter oceánskej kôry s početnými jurskými ofiolitovými telesami.

Styk panónskej depresie s Dinaridami je tiež tektonický a prejavuje sa výraznou zmenou v hrúbke neogénu. Vo vonkajších Dinaridách prevažovala od triasu, miestami až do eocénu mohutná karbonátová sedimentácia, ktorá bola od vrchného senónu zatlačená flyšovou sedimentáciou. Vo vnútorných Dinaridách flyšová sedimentácia začala už v jure a skončila v cenomane. Od senónu začalo v tejto oblasti vrásnenie a dvíhanie.

Panvy pri okraji panónskeho bloku sa v jednotlivých tektonických jednotkách od seba líšia (M. Maheľ 1971b). Staršie panvy väčšinou sledujú svojim založením pozdĺžne štruktúry podložia. Vnútorne panvy, ležiace bližšie k panónskemu bloku, majú charakter naložených (superponovaných) panví (T. Buday 1961). Z porovnania údajov o hrúbke sedimentov a o hĺbke podložia panví som dospel k záveru, že *panvy dediace staré tektonické línie nie sú mobilnejšie než panvy superponované. Skôr naopak. Samotné tektonické línie, i hlbšieho dosahu, nie sú rozhodujúce pre veľkosť klesania. Podmieňujú len diferencované pohyby vo vnútri panvy alebo bloku.*

Z hľadiska vývoja panví v panónskej oblasti je dôležité, že čiastkové panvy mali do neogénu na seba nezávislú subsidenciu. Geotektonická zmena režimu v miocéne spôsobila rozsiahle prehnutie celého panónskeho masívu s miestnymi osciláciami až 4 km (transdanubijská depresia). Tento pokles zasahuje i na Balkán, kde boli predchádzajúce pohyby slabé (M. Maheľ 1971b).

Panónska panva sa malou hrúbkou kôry, hrubou sedimentárnou výplňou (len v miocéne – kvartéri hrubou v priemere 3 km) a tektonickým vzťahom k okolným jednotkám podobá napr. Čiernemu moru. Čierne more v skupine oválnych panví pravdepodobne predstavuje najvyššie štádium kôrovej deštrukcie – vymiznutie granitovej vrstvy, ktorá panvu obklopuje.

### Hlbinné zlomy a bloková stavba

Prvý systematický prehľad hlbinných zlomov, ktoré majú vzťah k vnútrokarpatským panvám, podal T. Buday (1961). Za posledných 15 rokov sa však nahromadili ďalšie doklady – najmä geofyzikálne – o existencii ďalších hlbinných zlomov: G. Wein (1969), B. Beránek et al. (1972), E. Bončev (1971, 1978), B. Sikošek (1976), M. Maheľ (1971a, 1971b, 1978b), O. Fusán et al. (1971, 1979), A. Zátapek – B. Beránek (1974), I. Varga (1978), P. Grecula – I. Varga (1979), J. Zeman (1978), nepublikované práce B. Beránek (1978), J. Ibrmajer (1978).

Ku koncepcii hlbinných zlomov možno pristupovať z hľadiska geofyzikálneho, geologického alebo komplexného. Geofyzikálne indície často ukazujú na hlbinné zlomy, ktoré nemajú geologické dôkazy pre svoju hlbinnosť. Napr. B. Beránek (1978) upozorňuje, že peripieninský lineament nie je v jz. úseku totožný s bradlovým pásmom (K. Máška – V. Zoubek 1961), ale že je podľa seizmických prejavov



trasovateľný väčšmi smerom na JV na západný okraj Malých Karpát. Lineament, na základe seizmicity, prepája až k Verone, hoci geologické doklady pre povrchový priebeh línie v tomto rozsahu neexistujú. Je pravdepodobné, že lineament sa v týchto miestach zatiaľ len formuje v hlbších zónach a ešte sa neprepracoval k povrchu.

Opačným prípadom je moravsko-sliezský lineament, ktorý J. Zeman (1978) pre paleozoické obdobie extrapoluje až k východnému okraju Východných Álp, ktoré v mieste tejto štruktúry náhle končia. Táto neoidne odumretá štruktúra však nemá už geofyzikálnu evidenciu a nie je ani geofyzikmi uvádzaná.

Veľké množstvo hlbinných zlomov uvádzajú interpretované medzinárodné profily HSS. Napr. na profile III medzi Jadranským morom a stykom Východných Karpát s platformou bolo vymedzených 11 hlbinných zlomov. Naproti tomu vo fundamente panónskej panvy nie sú seizmologicky evidované žiadne recentne aktívne hlbinné zlomy, hoci o ich existencii v minulosti je dostatok geologických dokladov. Zlomy, ktoré neboli neotektonicky aktívne, alebo ktorých aktivita napr. po zániku vulkanizmu odumrela, nemajú výrazné fyzikálne prejavy. Tento svoj záver opieram o tú skutočnosť, že najviac zlomov uvádzaných z HSS je v neotektonicky aktívnych oblastiach. Jedinú výnimku tvoria staré, neotektonicky neaktívne zlomy, ktoré však oddeľovali rôzne typy a hrúbky kôry zachovanej dodnes, vrátane zachovaného posunu Moho. Príkladom je hlbinný zlom v údolí Sávy, alebo zlomy obmedzujúce flyšové trógy (F. Čech – J. Zeman 1980).

Z hľadiska vývoja hlbinných zlomov je dôležité, že stenčená kôra pod panónskou panvou zasahuje i okrajové zvrásnené jednotky. Tam zasahuje i kladné tiažové pole a v týchto miestach vznikli aj najväčšie a najmobilnejšie neogénne panvy. Styk tenšej a hrubšej kôry doprevádzajú seizmoaktívne hlbinné zlomy, lemujúce geologicky (t. j. neogénne) a fyzikálne odlišné základné jednotky.

K tektonicky významným líniám okraja panónskej panvy patrí i oblúkovitý kôrový zlom, oddeľujúci v podloží neogénu slovenský a panónsky megablok – hurbanovský zlom (O. Fusán et al. 1971).

K zlomom sprevádzajúcim okraj panónskej panvy patrí i sámošská línia, prebiehajúca paralelne s východnou vetvou peripieninského lineamentu (záhorského-humenského, podľa posledného označenia O. Fusána et al. 1979) až do rumunských Karpát. Marginálne postavenie má i seizmoaktívna rábska línia, ktorá prebieha tiež paralelne, ale so západnou vetvou peripieninského lineamentu. V sz. časti sa buď rozvetvuje, alebo je sprevádzaná paralelnými zlomami. Sú s ňou však spájané i lokálne neovulkanicky aktívne zlomy (L. Zbořil et al. 1971), ktoré nemusia byť hlbinné.

Špecifické postavenie má rožňavský zlom, ktorý podľa sovietskych geológov je považovaný za súčasť peripanónskeho lineamentu (V. G. Sviridenko 1976). Vznik tejto periférnej štruktúry konformnej s okrajom panónskej panvy je preto asi neogénny a vznikol prepojením starších tangenciálnych zlomov.

Fundament panvy je hlbinnými zlomami najviac porušený v severnej a západnej časti. V južnej časti znaky periférneho zlomu chýbajú. Do stredu panvy však vybieha jeden z najvýznamnejších zlomov – zlom vardarský, ktorý sa uplatňuje i morfotektonicky v ohybe toku Dunaja pri Belehrade a usmernením dolného toku Tisy. Tento hlbinný zlom spojil E. Bonče v (1971) s krajštidnou zónou v široký krajštidno-var-

darský lineament, ktorý považuje za pokračovanie labského lineamentu. Rovnaký názor zastáva P. Bankovitz et al. (1977). Naproti tomu B. Sikošek (1976) tvrdí, že v oblasti dnešnej vardarskej zóny až do variskej tektogenézy vardarská zóna neexistovala a prevládalo tu štruktúrne členenie smeru Z-V. Lineament je až neoidný a nezasahuje ani k Szegedu. Preto náväznosť na labský lineament popiera. K rovnakému záveru na základe recentnej seizmickej aktivity dospel i V. Kárník (1975), hoci nevyučuje postupný presun aktivity smerom k Budapešti – v historickej dobe. Táto „nespojitosť“ vyplýva i z vymedzenia labského lineamentu O. Fusánom et al. (1979). (Jeho ekvivalent v podloží Západných Karpát označujú ako prerovsko-štiavnický zlom, ktorý smerom na JV od Banskej Štiavnice už nepokračuje).

Naproti tomu V. N. Gergelčev et al. (1977) vardarskú zónu i s ďalším pásmom strumským (tzv. strumsko-varbarské riftové pásmo) a pásmom prílepsko-eubojským považujú za rifty spájajúce rift balatonský s riftami východoafrickými. Akosom už spomenul, pre takéto predpoklad nie sú na maďarskom území ani geologické, ani geofyzikálne doklady. Ide o prepojenie štruktúr smerové odchylných ako i štruktúr rôznej tektonickej povahy a rôznej genézy. S koncepciou riftov vrátane jazera Balatón sú v rozpore údaje o hrúbkach pliocénnych a kvartérnych sedimentov (L. Stegen et al. 1975).

Ďalší sj. hlbinný zlom (označujem ho ako dunajský) vychádza z podložia stredoslovenských neovulkanitov. Je sledovaný tokom Dunaja a ako hlbinný končí asi na balatónskej línii. Tento zlom bol pravdepodobne založený pred miocénom, ale jeho hlbinná aktivita v oblasti terciérneho vulkanizmu je miocénna a prebieha až do súčasnosti (prejavy seizmicity). J. Štohl (1976) ho označil ako centrálnokarpatský lineament. Zlom, resp. pásmo zlomov na povrchu, má už viacero názvov, napr. zárivsko-revúcko-budapeštiansky (D. Kubíny 1962). Vlastný názov považujem za pracovný pre označenie mladoterciérnej štruktúry. V povrchovej stavbe pokračuje ďalej na juh, sledovaný tokom Dunaja. O hlbinnnej spojitosti nie sú v tomto úseku zatiaľ žiadne doklady.

Dunajský zlom je sprevádzaný paralelným zlomom tiským, prebiehajúcim v mieste toku rieky Tisy (obr. 7). Pre jeho hlbinný charakter tiež nie sú dôkazy, prejavuje sa len v morfológii povrchu. Obidva zlomy podľa môjho názoru vymedzujú recentne sa rozvíjajúcu mladú priekopovú prepadlinu. Ich tektonickú mladosť odvodzujem tiež z tej skutočnosti, že pretínajú stredomaďarský chrbát, ktorý sa v recentnej tektonike tak výrazne neuplatňuje, a že do pliocénu obmedzovali ešte hrasť (redukované pliocénne sedimenty). Ako mladé štruktúry sú výrazné i morfologicky, čo potvrdili i družicové snímky (L. Trunkó 1977).

Z máp izolínií hrúbky miocénu až kvartéru uvádzaných L. Stegenom et al. (1975) vyplýva i funkcia hlbinných zlomov v dobe krustálnych zmien v panónskej panve. Maximálna subsidencia v miocéne prebiehala vo východnej časti balatónskeho bloku, hlavne medzi balatónskou líniiou a Darnó. Čiastková depresia sa rozvíjala sz. od rábskej línii a lineárna depresia i pozdĺž insubrickej línii. Najmobilnejšie bolo pásmo priliehajúce od SZ k záhrebsko-kulčskej (+ balatónskej) línii.

V pliocéne pokračovala mobilizácia rábskej línii (v podunajskej panve vyše 2500 m sedimentov). Maximálna subsidencia sa presunula na V od Dunaja (výcho-

dopanónsky blok M. Maheľa (1978b). Panónska panva sa rozpadla na dve stabilné eliptické panvy oddelené od spomínanej mobilnej depresie elevačnou hrastovitou štruktúrou obmedzenou dunajským a tiským zlomom. V kvartéri bol mobilný len východopanónsky blok. V pliocéne sa skončila mobilita záhrebsko-kulčskej línie a maximálna subsidencia sa presunula k okrajom panónskej depresie, do tyla západnej vetvy peripieninského lineamentu a insubrickej línie.

Vo fundamente panónskej panvy sú dnes už skoro neaktívne hlbinné zlomy Darnó a zlomy paralelné so sámoškou líniou. Slabo aktívna bola ešte v kvartéri sv. časť balatónskej línie. Na druhej strane ako omladený sa javí hornádsky zlom, ktorého hlbinný charakter nie je v celom priebehu dokázateľný (I. Varga 1978). Na území Slovenska však jeho hlbinný charakter dokladá O. Fusán et al. (1971).

Z lineamentov väčšieho rozsahu, dodnes aktívnych zasahuje do panónskej panvy insubrická línia, ktorá sa zlomove uplatňuje predovšetkým vo fundamente panvy. Neotektonickú aktivitu na styku s vardarskou zónou indikujú zmeny v toku Dunaja, konformné s obidvoma diskontinuitami (obr. 7). M. Maheľ (1978b) považuje líniu Darnó za jednu z vetiev insubrickej línie, ktorá sa rozvetvuje a ktorej zlomy sa stáčajú do smeru SV–JZ. Môže ísť o predneogénnu stavbu tejto hlbinnnej línie, dnes sa už geofyzikálne neprejavujúcu. Aktivita pravdepodobne prešla len na hlavný kmeň štruktúry subekvatoriálneho smeru.

Z neotektonicky slabo aktívnych zlomov len v niektorých úsekoch uvádzam línie, ktoré boli najmä predneoidne silne aktívne a podmienili štruktúrne členenie kôry panónskej panvy. Sú to: balatónska línia, výrazná i gravimetricky a záhrebsko-kulčská línia. Juhovýchodne od tejto línie prebieha Lóczyho prah, ktorý neotektonicky klesal.

Všetky tieto línie majú smer SV–JZ a dve posledné spomenuté línie podľa G. Weina (1969) obmedzovali tzv. igalsko-bukovohorskú eugeosynklinálu, ktorá má skôr charakter riftovej geosynklinály alebo lineament – geosynklinály E. Bončeva (1976).

Členenie predmiocénneho fundamentu panvy, rovnako ako členenie na lineárne trógy a chrbty, pripomína subparalelné zlomy oceánskeho dna. M. Maheľ (1978b) zdôrazňuje i hlbinné zlomy smeru SZ–JV, vychádzajúce z Českého masívu. Ich existenciu v zakrytom fundamente panónskej panvy je však ťažké preukázať.

Kombinácia starých a mladých hlbinných zlomov segmentuje kôru severnej a čiastočne i západnej časti panónskej panvy na bloky polygonálneho tvaru (F. Čech–J. Zeman 1980). Zlomy s rôznou aktivitou a s rôznym tektonickým významom – okrem paleozoicko-mezozoicky aktívnych zlomov – tvoria nepravidelnú blokovú mozaiku podmienenú rôznymi smermi hlbinných zlomov. Táto, pomerne hustá segmentácia ukazuje, že kôra panónskej panvy je heterogénna a v západnej časti silne porušená. Kôra vo východnej polovici panvy je slabšie porušená, ale zlomove porušenejšie sú elevácie pri okraji panvy (obr. 5 a 7).

Rozdiely v porušení by mohli indikovať i hlbšie príčiny, napríklad existenciu odlišnej stavby východného bloku (východný panónsky blok M. Maheľa 1978b). Hlavné zlomy a štruktúrne jednotky smerom východným menia smer zo SV–JZ na VSV–ZJZ. Zlomy v severnej oblasti sa stáčajú až na smer Z–V (Bukové hory, východná časť pohoria Szendrő) M. Maheľ (1978b). Tieto zmeny štruktúrnych

smerov viedli V. Dank a (in V. Dank – I. Bodza y 1970) ku koncepcii sekundárnej oblúkovitej stavby podložia panónskej panvy, napodobňujúcej karpatský oblúk. Táto úvaha je však hypotetická, pretože prípadné z.-v. členenie by malo byť predpaleozoické (J. Zeman 1980), s deliacou líniou v mieste toku Dunaja. Podobné predvariské členenie uvádza totiž z vardarskej zóny a jej okolia B. Sikošek (1976). Vo východnom bloku sa vytvorila vrchnomezozoická flyšová panva a v mieste jej priebehu sa mení so smerom i šírka tektonicko-paleogeografických jednotiek (napr. Lóczyho prah); v jv. Maďarsku sa objavujú oblúkovité štruktúrne prvky (napr. štruktúra Battony, ohyb jv. kryštalinického prahu – G. Wein 1969). Blok je od pliocénnej inverzie silne mobilný.

Ďalšie vysvetlenie by bolo možno vidieť v existencii pôvodne hrubšej kontinentálnej kôry schopnej koncentrovať a dlhšie akumulovať väčšie napätie, po uvoľnení ktorého došlo k silnému zlomovému porušeniu. Okrem toho, kôra tu preberá i funkciu okraja rigidného fundamentu panvy, ktorý všeobecne kumuluje napätie, a je preto i silnejšie tektonicky porušený na rozdiel od vnútorných častí panvy.

M. Maheľ (1978b) na základe analýzy tektoniky a tektonickej pozície magmatitov naznačil základné bloky panónskej panvy. Upozornil na dôležitý moment vo vývoji blokovej stavby, a to na terciérnu prestavbu, keď neovulkanická aktivita oprávňuje vymedziť veľký kôrový blok neotissie v zmysle J. Slávika (1974).

V podloží panvy sú interpretované predneoidné hlbinné zlomy smeru SV–JZ (G. Wein 1969), oddeľujúce kôrové bloky pretiahle v rovnakom smere (F. Čech – J. Zeman 1980, 1982). Ich vymedzenie a názov sú pôvodné, založené na kôrových typoch a ich historickom vývoji (obr. 8). Iné označenie a vymedzenie je v prácach D. Hovorku (1978b), M. Maheľa (1978b), P. Greclu – I. Vargu (1979) a M. Krsa – Z. Rotha (1979). Tektonicky najvýznamnejší je hlbinný zlom záhrebsko-kulčský, s ktorým je skoro paralelný hlbinný zlom balatónsky. S obidvoma hlbinnými zlomami je subparalelná línia rábska, ktorá s peripieniským lineamentom ohraničuje blok šopronský, sialického charakteru. Tento blok nadväzuje na území Slovenska na najskôr pobádenský oddelený blok podunajský, definovaný O. Fusánom et al. (1971). Rábsky a záhrebsko-kulčský hlbinný zlom vymedzujú v panónskej megaštruktúre relatívne najmobilnejší blok balatónsky, simatického charakteru. Existencia lineárnych bázických hornín (indikovaná tiež rozsiahlou magnetickou anomáliou pozdĺž rábskeho hlbinného zlomu) a prevaha metapelitov je v súlade s poznatkami o dlhodobom klesaní už od paleozoika (G. Wein 1969) a indikuje suboceánsky typ kôry (obr. 8). Mobilita bloku pretrvala do pliocénu. Balatónsky blok pred neogénom zasahoval na južné Slovensko a jeho súčasťou bolo i gemeridné kryštalinikum v podloží juhoslovenskej panvy. Líniou Darnó, odštiepujúcou sa od balatónskeho hlbinného zlomu, bol blok asi v neogéne rozdelený na blok východoslovenský a juhoslovenský. O pôvodnej príslušnosti kôry v podloží východoslovenskej panvy ku kôre balatónskeho bloku by mohol svedčiť zhodný typ kôry (F. Čech 1980 a).

Smerom na JV od balatónskeho bloku ležal lineárny blok s granitoidmi, s častou elevačnou tendenciou pri vývoji panónskeho segmentu kôry. Sialický blok bol na JV obmedzený podľa nášho predpokladu tektonicky zlomom, ktorý predisponoval solnocký flyšový tróg. Vysoká mobilita v trógu bola asi podmienená i čiastkovou

remobilizáciou bloku. Blok označujeme ako paleopanónsky s. s. Považujeme ho za sialické jadro väčšieho formovaného bloku paleopanónskeho s. l., ktorý sa vytvoril koncom paleogénu spojením s pôvodne simatickým blokom tiským. Tiský blok nezodpovedá Tisii v zmysle J. Princza (1922 – in. G. Wein 1969).

Jeho geologický vývoj bol zložitý a nie je dostatočne známy – viď M. Maheľ (1978b). Tiský blok susedil s blokom apusénskym, ktorý má heterogénnu vnútornú stavbu a variabilný typ kôry. Tento blok spolu s tiským bol pravdepodobne ešte v jure oddelený od južných sialických jadier suboceánskou, ba možno až oceánskou kôrou indikovanou v mrešskom trógu (M. Maheľ 1978b). Štruktúrne členenie bolo prevažne v smere Z–V, čo naznačuje smer tektonických jednotiek, ako napr. moesijskej platformy alebo južného oblúku Karpát. Rovnaký smer interpretuje z východného okraja Dinaríd a vardarskej zóny pred vrchným paleozoikom B. Sikošek (1976). Pôvodné obmedzenie tiského bloku bolo asi tiež západovýchodné, možno pozdĺž pásu kontinentálnej kôry prepájajúcej dnešný Mecsek so srbsko-macedónskym masívom (M. Maheľ 1978b). Dnešné obmedzenie paleopanónskeho bloku s. l. (zahrňujúceho i časť hypotetického srbsko-macedónskeho bloku) kladiem na insubrickú líniu, resp. na drávsky hlbinný zlom, ktorý sa pravdepodobne v neogéne odštiepil ako samostatná štruktúra predisponujúca priekopovitú drávsku depresiu.

Bloky, vrátane apusénskeho a transylvánskeho obmedzovala na SV sámošská línia, pôvodne významný lineament ocenený už H. Stillem (1953).

Prestavba blokovej stavby nastala asi v paleogéne, kedy sa začal tvoriť megablok panónskej panvy. Tento megablok je novou hlbinnou tektonickou jednotkou, ktorá začlenila do svojho priestoru i južnú časť vnútorných Západných Karpát a jz. okraj Východných Karpát – Neotissia J. Slávika (1974). Ako štruktúrny novotvar zahrňuje rôzne jednotky s rôznym typom kôry. Starší názov Tissia, vychádzajúci z predstáv homogénnejšieho bloku je preto problematický.

Z hľadiska zakladania a vývoja neogénnych panví sú teda dôležité tieto fakty:

a) Počínajúc mezozoikom, diferenciácia kôry na rôzne mobilné bloky alebo zóny v závislosti na rôznom stupni paleozoickej granitizácie, vedúcej k rôznej silnej konsolidácii kôry, ktorá však nedospela v tomto regióne do platformného štádia;

b) opakujúca sa mobilita v slabo hercýnsky konsolidovaných jednotkách, majúcich charakter simatických blokov;

c) terciérna, hlavne neogénna prestavba, s preferenciou subsidencie v mobilných jednotkách.

Z dynamického hľadiska sú významné nasledujúce vzťahy:

a) Najväčšia hustota zlomov vrátane hlbinných je pri okrajoch panvy;

b) existencia dvoch štruktúrno-zlomových plánov, ktoré zjednodušene označujem ako paleozoicko-mezozoický a terciérny (porovnaj M. Maheľ 1971 a – skupina paleoalpínskych a neoalpínskych zlomov);

c) zmena tektonického režimu koncom paleogénu – spodného miocénu a neskôr od pliocénu;

d) seizmoaktívne úseky indikujúce recentné hlbinné pohyby na zlomoch a ich pokračujúci vývoj;

e) koncentrácia neotektonickej hlbinej aktivity do severnej časti a vrchnokôro-

vej aktivity i do východnej časti panvy v súlade so silnou zlomovou aktivitou vnútorných Karpát.

Z hľadiska tektonického vývoja záujmovej oblasti som venoval pozornosť predovšetkým vzťahom sub b) a e).

Zo skúmania štruktúrnych a paleotektonických prejavov hlbinných zlomov a ich smerov vyplynulo, že predneogénne dominantné smery SV–JZ vo vnútornej časti panónskeho bazénu stratili svoju hlbinnú aktivitu koncom miocénu. V neogéne sa dočasne uplatnili len zlomy blízke k okrajom panvy – panónskeho bloku. Teda línia rábska a línia Darnó (po otnangu neaktívna – L. Trunkó 1977), ako i zlomy, ktoré tieto línie doprevádzali (viď L. Zbořil et al. 1971). Zlomy, ktoré majú tangenciálny priestorový vzťah k panónskej panve, boli, ako som už spomenul, tiež aktívne.

Od vrchného miocénu sa uplatňuje nový zlomový smer, S–J, ktorý bol aktívny i v kvartéri a uplatňuje sa ešte i v recentných pohyboch (J. Kvitkovič–J. Plančár 1979). Z korelácie údajov o recentnej seizmicite a o tektonických prejavoch zlomov (obr. 7) vyplýva, že s.-j. dunajská a hornádska línia končia ako hlbinné štruktúry na starej záhrebsko-kulčskej diskontinuite (zhodne s názorom G. Weina 1969, avšak odlišne od názoru T. Budaya 1961). Ich pokračovanie južným smerom sa zatiaľ uplatňuje len vo vrchnej kôre, ako narastanie vrchnokôrovej diskontinuity v dôsledku ťahových napätí vzniklých nerovnomerným prepadaním panónskeho bloku od pliocénu. Tieto diskontinuity sú stále živé, ale len vo vyššej úrovni kôry, čo dokazujú plytké ohniská seizmicity. Tento záver opieram tiež o tú skutočnosť, že žiadny z uvedených zlomov južne od záhrebsko-kulčskej línie neslúžil ako výstupná cesta neogénnemu vulkanizmu a nie je ani seizmicky aktívny (obr. 4). Oblasť hlbínnej neogénnej aktivity ležala v severnej časti panónskej panvy v balatónskom bloku a vo vnútorných Karpatoch, kde sa vytvorilo veľké množstvo zlomov, alebo boli oživené staršie línie a vzniklo najväčšie vulkanické centrum štiavnicko-kremnické. V porovnaní s inými jednotkami, je v Západných Karpatoch najväčší počet zlomov rôznych smerov, na čo upozornil už M. Maheľ (1971 b). Centrálna časť panvy bola vo sfére uvoľneného napätia.

Smerom od okraja do stredy panónskej panvy rastie i hlbinná zóna vardarská. Zistenie, že centrálna časť panónskej panvy na profiloch HSS VI, IV a III (i na maďarskom národnom profile 2) je bez hlbinných zlomov, vedie k tomuto výkladu. Dôležité bolo i geofyzikálne zistenie charakteru samošskej línie, ktorá nemá vplyv na hlbokú kôrovú stavbu.

### Vzťah transylvánskej a panónskej panvy

Obe panvy majú podobnú tektonickú pozíciu aj tvar, sú lemované orogénnymi pásmami a tangenciálnymi zlomami. V porovnaní s orogénnym lemom majú stenčenú heterogénnu kôru, no líšia sa v nasledujúcich rysoch:

1. Transylvánska panva je plošne menšia a jej podložie je tvorené jedným predterciérne sformovaným blokom.
2. Jej tektonická stavba je zložitejšia.
3. Výskyt diapírových štruktúr je typickým rysom stavby transylvánskej panvy.

4. Subsidiencia v transylvánskej panve mala plynulejší charakter a vývoj sedimentácie podobný ako vo vnútrohorských panvách (viedenskej a východoslovenskej), porovnateľný s panvami na periférii panónskeho diapíru. Klesanie vyvrcholilo v miocéne a bolo redukované, resp. zaniklo v pliocéne, v ktorom naopak dochádza k energickému klesaniu v panónskej panve.

5. Transylvánska panva je charakteristická nízkym tepelným tokom.

6. Vulkanity majú väčšie rozšírenie a lemujú severný a východný okraj transylvánskej panvy.

7. Po subsidiencii nastalo stláčanie panvy, zatiaľ čo v panónskej panve existovali ťahové napätia. V dobe keď v panónskej panve dochádza k najrýchlejšiemu klesaniu, dochádza v transylvánskej panve k zdvihom a výstupom solných diapírov. Tieto diapíry v panónskej panve sú ojedinelým zjavom.

### Vývoj kôry pod neogénnymi panvami

Z tektonického hľadiska súborný prehľad typov kôry ako i jej vývoja v karpatsko-balkánskej oblasti spracoval M. Maheľ (1978b). Z jeho rozboru vyplývajú nasledujúce poznatky týkajúce sa panónskej panvy a jej periférnych oblastí.

Prekambrické a paleozoické granitoidy vytvorili základ pásiem hrubšej kontinentálnej kôry okolo panvy a v zásade sú v súlade s geofyzikálne zistenou hrúbkou kôry. Vytvárajú pretiahnutý sv.-jz. blok západokarpatského smeru, ku ktorému prilieha pásmová jednotka východokarpatská. Ďalšie malé centrum je v Apusénach, oddelených tektonicky od oblúkovitého pásma juhokarpatského a balkánskeho.

Vlastný priestor panvy člení dve redukované malé pásma granitoidov Maďarského stredohoria a pohoria Mecsek a Villány. Dnes sa rozprestiera na stenčenej kôre. Podľa môjho názoru je primárne – pred terciárom na tenkej kontinentálnej kôre (na rozdiel od predstavy M. Maheľa); obr. 8 a 9. Silne redukovaný pás starších granitoidov je i v Dinaridách, ktoré si zachovali dlhodobu simatickú kôru. Na dinaridnú kôru nadväzuje simatická kôra panónska, avšak jej vývoj prebiehal s odlišnou dynamikou.

Hercýnska granitizácia bola polyfázová, prebiehala podľa M. Maheľa (1978b) v troch štádiách a viedla k postupnej konsolidácii kôry, ktorá však nedospela do štádia platformy. Podiel alpínskych granitoidov je malý a alpínske hrubnutie kôry bolo obmedzené na srbsko-macedónsky masív, západnú časť Rodop a len čiastočne i na Západné Karpaty. Banatitový podiel je z Južných Karpát, Apusén a Balkánu. Hrubnutie kontinentálnej kôry teda nezasiahlo panónsku oblasť. Až v paleogéne dochádza k pásmovému prírastku kôry pozdĺž záhrebsko-kulčského hlbinného zlomu, medzi staršími pásmami granitoidov. Zatiaľ čo paleozoická a staršia granitizácia mala hlbinný charakter, mezo-kenozoická granitizácia je skôr vrchnokôrová (M. Maheľ 1978b). Tomu zodpovedá i rozdielna veľkosť telies granitoidov.

Mladohercýnske vulkanity už nevykazujú trend doznievajúcej sializácie vo všetkých oblastiach, ale miestami naopak (napríklad v Apusénach) začiatok oceanizácie v menej stabilizovaných alebo nekonsolidovaných pásmach.

Mezozoická mobilita v panónskej oblasti nadväzuje na predchádzajúcu mobilitu.

Hlboké vrty preukázali eugeosynklinálny vývoj koncom spodného proterozoika a pokračujúci, skôr ensimatický vývoj v paleozoiku (B. Jantsky 1976). Podobný vývoj v geologických jednotkách susediacich s panónskou oblasťou ukazuje na spoločný vývoj celého kôrového segmentu a na nevyvinutú kontinentálnu kôru do vrchného paleozoika. M. Maheľ (1978b) uvažuje o oceánskej kôre, vrátane časti Západných Karpát. Koncom paleozoika ostala kôra nerovnomerne sializovaná, najmä v panónskej oblasti. Z členenia na elevácie s granitoidmi a na trógy s bázikami možno usudzovať na rôznu hrúbku kôry. Suboceánsku kôru v triase Bukových hôr indikujú báziká a ultrabáziká. Táto kôra zasahovala i do oblasti juhoslovenskej panvy (viď nižšie).

Ďalší pás suboceánskej kôry sa vyskytuje západne od solnockého flyšového trógu v podloží neogénu Alföldu (G. Wein 1969) a báziká vo vrchnojursko-spodnokriedovej výplni ukazujú na pokračovanie tohto typu kôry pod trógom, ktorý sa napája na báziká Mecseku. Západovýchodné ofiolitové pásmo murešskej zóny smeruje pod panónsku panvu, rovnako ako pásma bázik z maďarskej zóny.

Zo smerovej divergencie typov možno usudzovať o styku troch trógov, pravdepodobne riftového typu v oblasti Dunaja, južne od Szegeđu: sv.-jz., z.-v., ssz.-jjv. Ide o oslabené pásma s vyššou mobilitou, brániacou vytvorenie konsolidovaného megabloku. Alkalický bázický vulkanizmus indikuje existenciu ako zlomov zasahujúcich hlboko do plášťa, tak i mocnejšiu kôru – okrem trógov s toleitmi.

Na rozdiel od názorov N. Herza–H. Savu (1974) o roztrhnutí granitovej kontinentálnej platne usudzujem, že suboceánske pásma kôry sú zvyškom slabo granizovanej alebo nigranitizovanej (kôra bližšia oceánskej) kôry, resp. pásma bazifikovanej kôry. Tento svoj názor opieram o vyššie uvedené poznatky, najmä o slabú hercýnsku konsolidáciu, doloženú ďalšími tektonickými kritériami M. Maheľa (1978a, b).

Výskyty bázik viazaných na trógy sú i v sialických pásmach kôry, nedosahujú však rozmery a hustotu členenia panónskej oblasti alebo Dinaríd. Existencia početných trógov ukazuje na veľkú členitosť tetýdy (M. Maheľ 1978a).

V mezozoiku bola teda panónska kôra členená na mobilné suboceánske pásma: bukovo-horské, oddelené stabilnejším východným blokom (panónskym podľa M. Maheľa 1978a), ďalej na jv. pás solnocký, oddelený Apusénami od murešského pásma. Elevácie považuje M. Maheľ (1978a) za intrageosynklinálne masívy, z ktorých najmä východopanónsky mal vplyv na ďalší vývoj panvy. Pozdĺž záhrebsko-kulčského zlomu došlo k spodnomiocénemu vulkanizmu ryolitového typu. Ten však ako povrchový produkt neovplyvnil vytváranie kontinentálnej kôry. Masív bol „vtiahnutý“ do pozdno-miocénneho a hlavne pliocénneho klesania. Dočasné elevácie boli teda stále vo sfére zvýšenej mobility kôry.

Skutočnosť, že panónska oblasť nepodľahla silnejšiemu vrásneniu, hoci bola mobilná a nemala charakter platformy (suboceánske kôry), nám dovoľuje nezaraďovať ju k bežným typom vnútorných masívov. Skôr naznačuje niektoré prvky analógie s oceánskymi plošinami, charakteristické pre simatické vnútorné masívy (F. Čech–J. Zeman 1982). Slabé zvrásnenie s miestnymi prejavmi ukazuje na prevahu ťahových napätí (panvy riftového charakteru, priekopové prepadliny) vo vývoji kôry a vedie k názoru, že elevácia plášťa sa tvorila už pred terciárom (L.



Trunkó 1977). Tomu by nasvedčovali i prvky oceanizácie – bazifikácie, spojené v trógoch so stenčovaním kôry. Oblasti mezozoickej mobilizácie sa kryjú s oblasťami slabej hercýnskej konsolidácie, miestami prechodného trvania (morský karbón a perm). Za začiatok vulkanickej aktivity obdobia diapíru by bolo možné označiť banatitovú vulkanicko-plutonickú formáciu. Jej spojenie s priekopovitými štruktúrami naloženými na paleoalpínske štruktúry, čiže spojenie so štruktúrnou prestavbou tomu tiež nasvedčuje.

Ďalšie účinky plášťovej elevácie sú:

a) Eocénno-oligocénne, s hlavnou plošnou aktivitou v strednej časti panónskej panvy a satelitnými prejavmi v okrajových častiach (stredoslovenská oblasť, Mátra). Tieto by sme mohli spájať s hypotetickými čiastkovými diapíromi alebo s výstupom termálnych stĺpcov.

b) Miocénne, najmä bádensko-pliocénne, s maximálnou intenzitou v severnej a sz. časti panónskej panvy na štruktúrach hercýnsky slabo konsolidovaných (obr. 9). Vulkanické pruhy boli umiestnené na rozhraní hrubšej a tenšej kôry a majú charakter akrečných prírastkov kontinentálnej kôry okolo masívov suboceánskeho charakteru. Došlo teda k zmene, resp. k zdôrazneniu suboceánskeho typu kôry, ktorý mal čiastočný odraz i v blokovej prestavbe.

Alkalický bazaltový vulkanizmus (finálny) možno považovať za odraz konsolidácie kôry alebo skôr za odraz prehĺbenia prírodných zlomov do plášťovej elevácie. (Zdroj alkalických bazaltov sa kladie všeobecne do väčších hĺbok plášťa – napr. B. G. Lutz 1975). Tomu by odpovedali i nálezy uzavrením spinelových peridotitov v bazanite pri Maškovej (D. Hovorka 1978). Rast zlomov do hĺbky pravdepodobne súvisel s chladnutím apikálnej časti plášťa a s jeho kolapsom.

#### Poznámky k dynamike kôry

M. Maheľ (1978 a) správne poukázal na možné rozdiely zdroja nealpínskej aktivizácie Maďarského stredohoria s vnútornými Západnými Karpatmi, Apusénami a Rodopami. Zdôraznil šírenie tektogénnej aktivity v panónskej oblasti smerom severným. Ukazuje sa, že dynamika stenčenej a naopak hrubšej kôry sa líšili a že výklad takýchto fenoménov v panónskej oblasti je najpravdepodobnejší miocénnym plášťovým diapírom. Nie však vplyvom subkrustálnej erózie (L. Stegena et al. 1975), ale kolapsovým efektom, vplyvom chladnutia plášťového diapíru (D. Vass 1979).

K tomuto problému sa ešte vrátim v nasledujúcej kapitole. Uviedol som už niekoľko faktov, ktoré ukazujú na predmiocénny vek diapíru. V súlade s tým sú i kritické pripomienky M. Maheľa k hypotetickým čiastkovým subdukciám v panónskej oblasti a k neodôvodnenému predpokladu uzatvárajúcich sa mikrooceánov (L. Stegena et al. 1975).

Vzťah karpatských neovulkanitov k predpokladaným subdukčným zónam M. Maheľ (1978b) oprávnenne popiera. Subdukčná zóna v dobe vulkanizmu by nemohla ležať medzi vonkajšími a vnútornými Západnými Karpatmi, ako je tomu napr. vo Východných Karpatoch. Musela by ležať medzi panónskou a západokarpat-

skou jednotkou, čo z hľadiska vzťahu suboceánska – kontinentálna kôra by bolo opodstatnené. Chýba tu však príslušné vrásnenie a ďalšie úkazy. Buď teda ide o špecifický prípad subdukcie v Západných Karpatoch, čo je nezdôvodnený predpoklad, alebo ide o medziplatňovú (medzi megablokmi) diskontinuitu podmienenú stykom plášťového diapíru nachádzajúceho sa pod kontinentálnou kôrou. Tento prípad sa blíži modelovému typu vnútroplatňových panví – nerozvinutého oceánu (J. R. Curray 1978) s rozvojom riftov a neskôr priekopových prepadlín (viď D. J. J. Kinsman 1978, A. G. Fischer 1978). Podobnosť tektonického usporiadania s riftami (viď J. D. Lowell et al. 1978) je veľmi nápadná.

Kôra pod dnešnou panónskou panvou bola v prekambriu a v spodnom paleozoiku slabo diferencovaná a celkove sa blížila k oceánskej kôre. Diferenciácia nastala vo vrchnom paleozoiku tvorbou granitovej vrstvy. Kôra však zostala heterogénnou a bola tvorená viac sializovanými malými masívkami (balatónsko-velencky, transylvánsky, časť srbsko-macedónskeho masívu), v ktorých boli uzavreté zvyšky suboceánskej kôry, hercýnsky slabo sializovanej. Masívy si zachovali náchylnosť k väčšej mobilite. Kôra medzi týmito masívami bola slabo hercýnsky sializovaná, resp. možno i nesializovaná a mala suboceánsky charakter (obr. 8). Ako mobilná sa v mezozoiku stala podloží trógov riftového charakteru. Sústavu trógov ovplyvňovali zlomy oddeľujúce viac sializované pásma masívov, tvoriacich elevácie. Ultrabázika možno považovať za začínajúce prejavy interakcie kôry s plášťom a jeho čiastkovými eleváciami. Mezozoikum je obdobím začínajúcej oceanizácie mediteránneho typu (R. V. Bemmel 1972) a postupnej premeny tenkej kontinentálnej kôry s reliktnými suboceánskej kôry na kôru stenčenú a terciérne „oceanizovanú“ vplyvom expanzie plášťového diapíru. V terciéri sa vytvorila kôra s dynamikou inklinujúcou k oceánskej panve, t. j. s areálnym klesaním a tvorbou riftovitých štruktúr. Dynamiku oscilačných procesov a vulkanizmus pravdepodobne ovplyvňoval nerovnomerný výstup plášťa, jeho expanzia a kolapsové procesy. Rozvoj maximálnej neogénnej subsidence sledoval predovšetkým hercýnsky slabo granitizovanú kôru suboceánskeho typu (obr. 9). Až v pliocéne došlo k čiastočnej regenerácii stabilnejšej kôry v podloží panónskej panvy.

### Geochronológia fundamentu a jeho mobilita

Na sledovanie vzťahov mobility kôry a veku endogénnych procesov, ktoré formovali kôru, som použil súhrnné geochronologické údaje uvedené v mape vydané Subkomisiou pre absolútny vek pri KBGA (M. P. Semenenko 1977). Nepoužívam ich ako absolútne kritérium, s výnimkou vysokého veku, pretože majú relatívnu hodnotu.

Najstaršou jednotkou je moesijská platforma s fundamentom starým 1200–1700 mil. rokov. Kôra v tejto oblasti nebola mobilná až do paleozoika. Ba dokonca sa stala jadrom prírastku kôry dospievajúcej v paleozoiku k platformovému štádiu. Hoci patrí k starým platformám, jej mobilita odpovedá skôr platformám mladým. Vzhľadom k najvyššiemu známemu veku v karpatskej oblasti možno usudzovať, že „zmladenie“ pohybov a stenčenie kôry je hlavne terciérne – vtedy sa táto jednotka stala vnútorným mobilným masívom s medzihorskou panvou.

Vek fundamentu transylvánskej panvy nie je známy, ale predpokladá sa predkadmický vek – okolo 1000–1200 mil. rokov, s hercýnskou magmatickou regeneráciou. Údaje sú extrapolované z fundamentu panónskej panvy, kde boli zistené uvedené hodnoty. Ukazuje sa, že fundament bol paleozoicky postihnutý len miestami, hlavne okolo granitoidov Mecseku, Villányu a balatónskej línie. Okrem vyššie spomenutých oblastí ostal vek pôvodných procesov zachovaný.

Hranicou rôzne starých jednotiek je záhrebsko-kulčská línia, oddeľujúca spodnoproterozoicky sa formujúcu kôru od spodnopaleozoickej kôry Maďarského stredohoria. Šopronská kryha vykazuje predkadmický vek granitoidov. Okolo Szegedu je centrum zmladenia predlaramského veku. Táto oblasť je v areále najtenšej kôry a mladší vek by bolo možné špekulatívne uvádzať i do vzťahu s plášťovými procesmi.

Terciérna mobilita zasiahla teda kôru s rôznym stupňom zrelosti, pokiaľ tento stupeň meriame vekom posledného endogénneho procesu. Hoci geochronológia indikuje opakované endogénne zásahy do vývoja kôry, s najväčším účinkom hercýnskym, nemá vek kôry rozhodujúci vplyv na mobilitu panví. V žiadnom prípade nedošlo ku vzniku štítovej kôry, ktorú by bolo možné spájať s blokom Tissie, (okrem tendencie u moesijskej platformy), ale cez viac ako 1 miliardu rokov mala panónska kôra ako celok tendenciu k opakovanej subsidencii (F. Čech – J. Zeman 1981). Za celú túto dobu sa nevytvorila typická platformná kontinentálna kôra s hrubou súvislou granitovou vrstvou, pretože žiadny z kôrtvorných tektonicko-magmatických cyklov (najmä paleozoický) sa tu akrečne neuplatnil v širšej miere. Nesúhlasím preto celkom s predpokladom L. Stegenu et al. (1975), že pôvodná kôra mala hrúbku platformovej kôry (až 38 km) a že bola stenčená prinajmenej o 8 km vplyvom spodnokôrovej erózie plášťovým diapírom. Tomuto procesu (stenčenie kôry) prisudzujú L. Stegena i vznik subsidencie v neogéne.

Záveru ku genéze a hlbínnej stavbe panvovej štruktúry na základe korelácie geologických a geofyzikálnych údajov

Za najdôležitejšie považujem tieto vzťahy:

1. Miocénny a hlavne pliocénny sedimentačný priestor v panónskej panve a v priľahlých vnútrohorských panvách je sprevádzaný už primárne stenčenou kôrou. Druhotné stenčenie spojené s eleváciou plášťa postihlo bazaltovú vrstvu a súčasná hrúbka kôry je rádovo o 1/3 menšia oproti okolným orogénnym pásmam. Oblasť tenšej kôry je tiazove kladne porušená a sprevádzaná zvýšeným tepelným tokom. Hranica kôry s plášťom nie je ostrá a má charakter zóny.

2. Granitová vrstva má menšiu hrúbku než v pásmach hrubšej kôry v orogénoch alebo na platforme, čo ukazuje na jej už primárne menšiu hrúbku.

3. Panónska panva je nerovnomerne dislokovaná hlbinnými zlomami. Najväčšie porušenie sprevádza severnú časť panvy, na styku so Západnými Karpátmi.

4. Vo vývoji Západných Karpát, rovnako ako v depresnej oblasti, existujú dva zlomové – deformačné plány, zodpovedajúce dvom obdobiam segmentácie. Neo-

tektonické obdobie ovplyvnilo subsidenciu v panvách a okrem aktivizácie starých zlomov viedlo i k tvorbe zlomov nových, ktorých aktivita ešte neskončila.

5. Špecifiky predpanvového vývoja boli dané nielen menšou hrúbkou granitovej vrstvy, ale pravdepodobne tiež primárne menšou hrúbkou kôry vplyvom slabého hercýnskeho vrásnenia a neúplného tektoorogénneho cyklu. Tento viedol k miestne slabej konsolidácii, pretože kôra bez ohľadu na vek zostala mobilná v simatických jednotkách a ako celok mala skôr charakter suboceánsky s vývojom doprevádzaným prevažne klesaním, bez výraznejšej orogénnej inverzie. Predterciérne depresie majú charakter riftov až riftových geosynklinál.

6. Zlomy hlavného štruktúrneho významu sú koncentrované na okraje panónskeho masívu, kde hlbinné zlomy charakteru strižných zlomov (rovný priebeh, výnimkou je hurbanovský zlom) majú tangenciálny vzťah k okraju plášťovej elevácie. Tieto zlomy sú relatívne seizmicky najaktívnejšie. Elevácia pláštá má mierne zvlnený povrch, pričom čiastkové elevácie ani svojou pozíciou nekorelujú s vnútorným členením fundamentu panvy hlbinnými zlomami na bloky.

7. Vyklenutie pláštá tektonicky neovplyvnilo mobilizáciu všetkých starších hlbinných zlomov. Natavené horniny pláštá, alebo kôry sa dostali do styku len so zlomami v severnej časti elevácie. Seizmicky zistené elevačné zóny znížených rýchlostí spolu s vysokým tepelným tokom ukazujú na neukončenie anatektických podmienok v kôre, najmä v severnej časti panónskej panvy. (Znížené rýchlosti však možno vysvetliť i látkovou zmenou, napr. dioritizáciou pôvodne bazitovej kôry, čiže ako relikty andezitového vulkanizmu).

8. Stenčenie hrúbky kôry sprevádza i transylvánsku depresiu a moesijskú platformu, kde sú redukované hrúbky granitovej vrstvy a dochádza k zdureníu bazaltovej vrstvy. Indikovaný bazitový diapirizmus pri okraji platformy ukazuje na hlbinnú prestavbu, s ktorou bolo spojené klesanie fundamentu. Kôra vykazuje slabú konsolidáciu a má tiež znaky suboceánskej kôry.

9. Zvyšky pôvodne možno oceánskej kôry sa vyskytujú i pri styku obidvoch depresí – murešský tróg.

10. Výskyty neovulkanitov sú najrozšírenejšie v Karpatoch (M. MaheI 1978a). Viazu sa na rozhranie hrubej a stenčenej kôry, pričom priestorove spadajú do plochy kladného panónskeho ťažového poľa. V Rumunsku majú kriedové a paleogénne vulkanity obdobnú pozíciu, avšak voči transylvánskej panve. Všeobecne možno konštatovať, že neovulkanity sa koncentrujú pri okrajoch plášťovej elevácie, v mieste výskytu najvýznamnejších hlbinných zlomov, v balatónskom bloku a pozdĺž vnútorného okraja Východných Karpát.

11. Charakter podložia vulkanických aktívnych línií nie je doteraz známy v celom rozsahu vulkanizmu. Podrobné výskumy však ukázali, že v pásme rábskej línie sa u čl. štátnych hraníc vyskytujú paralelné zlomy, vulkanicky aktívne, kde už pred neogénom prebiehal bázický vulkanizmus, možno už od konca proterozoika (L. Zbořil et al. 1971). V tomto úseku juhoslovenskej panvy, rovnako ako v balatónskom bloku (R. Mock 1978), horniny podložia indikujú suboceánsku kôru s dlhodobou opakovanou bázickou aktivitou. Toto pásmo sa výrazne prejavuje v odvodených ťažových mapách kladnou anomáliou. Aj poznatky z moesijskej

platformy a z ďalších oblastí panónskej panvy ukazujú, že kladné tiažové anomálie neindikujú len elevácie podložja, ale i prítomnosť bázik vo fundamente. Pokiaľ je podložie tvorené staršími sedimentárnymi komplexami príkrovovej povahy (transylvánska panva, u nás napr. viedenská panva), možno predpokladať, že zaklesnutie príkrovov do veľkej hĺbky bolo podmienené bázitovým substrátom náchylným k prehýbaniu. Príkrovy s hustotne ťažkými vápencami ešte väčšími zatažili kôru, a to mohlo viesť k intenzívnejšiemu klesaniu.

Ak ponecháme stranou dynamické úvahy o pohybe litosferických platní a zániku oceánskej kôry (L. Stegena et al. 1975), ostáva skutočnosť, že kôra panónskej panvy má viac znakov suboceánskej kôry než kôry orogénno-kontinentálnej, platformová kôra nevynímajúc. A to viedlo i k vytvoreniu rozsiahlych neogénnych panví (obr. 9).

### Problém plášťového diapíru

Uvedené skutočnosti v komplexe dokresľujú už skôr známe poznatky o abnormalitách mocnosti, stavby a teploty kôry pod panónskou panvou. Tieto abnormality boli už koncom 60-tych rokov vysvetľované vzostupnými konvekčnými prúdmi (E. Szádecky – Kardoss 1966 in G. Wein 1969). Paleogénny andezitový vulkanizmus sledoval ešte hlbinné zlomy smeru SV–JZ a pohyby na týchto zlomoch viedli k členeniu povrchu panónskeho masívu na priekopové prepادلiny a hraste.

V miocéne sa vulkanická i tektonická aktivita presunula k severnému okraju panvy. V samotnej panve dochádzalo k intenzívnemu klesaniu v trógoch. V pliocéne sa vytvoril nový systém hrastí a priekopových prepadlín dediacich sčasti smery miocénnych štruktúr (G. Wein 1969), sčasti superponovaných na staršej stavbe. Sedimentácia mala progresívny charakter a bola spojená s expanziou mobility, ktorá postihla i stabilnú kôru.

Regionálne tektonické pohyby mali pulzačný charakter doprevádzaný periodickými zdvihmi v rámci poklesového trendu. Regionálny zdvih nastal koncom miocénu – regresia, po ktorej nasledovalo rýchle klesanie – až 3,5 km. Pulzácia pokračovala v obmedzenej miere i v kvartéri v jv. časti panvy.

V zásade existuje zhoda o mladej elevačnej polohe Moho (a o hlbinskej heterogenite) a jej antikorelačnom vzťahu k depresiám fundamentu. Morfotektonické výskumy ukazujú, že depresie sa formovali na predpolí elevačných oblastí (G. Wein 1969), čo je v súlade s mojimi závermi vyplývajúcimi z analýzy hlbinskej stavby (F. Čech 1980b).

V polovici 70-tych rokov sa začal šíriť model plášťového diapíru, ktorým sa vysvetľuje vznik panónskej panvy, (L. Stegena et al. 1975), vznik vnútorných Západných Karpát (D. Vass 1979) a neovulkanická aktivita v tejto oblasti (J. Lexa – V. Konečný 1974). Vyššie uvedené fenomény vyplývajúce z korelácie geologických a geofyzikálnych údajov indikujúcich hlbinnú stavbu (veľkým prínosom boli početné hlbinné vrty v panónskej panve), podporujú tento model. Moju koncepciu opieram o vyššie uvedené závery, ale ju tiež doplňujem a dokladám ďalšími poznatkami.

Vznik diapíru vysvetľuje L. Stegena et al. (1975) subdukciou litosferických platní. Tento proces by mal viesť k stláčaniu panónskej mikroplatne a k vrásneniu sedimentov, ktoré však bolo len miestne a slabé. Subdukciu a dynamickú koreláciu s Great Basin vyvracia L. Trunkó (1977). Už od eocénu dochádza v tejto oblasti k nadväznosti na predošlý vývoj – k dilatácii, ktorá vrcholí v miocéne (karpát – panón) i vo vulkanicky aktívnych oblastiach. Táto skutočnosť je v rozpore s predpokladanou dynamikou subdukcie v hlbšom podloží i časovým vývojom a umiestnením vulkanizmu a vývojom vonkajších Karpát (M. Maheľ 1978b). Tvar plášťovej elevácie v prípade stláčania subdukujúcimi platňami by bol hríbový, čomu však odporujú geofyzikálne poznatky indikujúce klenbovité tvar. Ani objem vyvrelej magmy nezodpovedá ani 1/3 objemu zasunutej platne s platformovou kôrou hrubou 40 i viac km. Keby väčšina objemu platne bola pod panónskou panvou, tak by táto bola vo veľkej izostatickej nerovnováhe so stúpajúcou tendenciou. Model L. Stegena et al. (1975) s touto skutočnosťou neráta a navyše ani nerieši umiestnenie objemu hornín, ktoré boli diapírom erodované na spodku kôry v hrúbke 8 km. Ani tento predpoklad nie je zdôvodniteľný. Spodnokôrová erózia postihla zrejme menšiu hrúbku i menší objem kôry a nastala asi už pred miocénom. Veľkosť klesania v panvách (v priemere 3 km) nebola len dôsledkom „erózie“ kôry, ale i „presadania – klesania“ plášťa do vyklenutej astenosféry v pliocéne.

Pokiaľ je výstup plášťa (erózia kôry – bazifikácia) zodpovedný za natavovanie kôry a tvorbu dioritovej magmy, potom dochádza k dobrej korelácii medzi migráciou vulkanizmu a formovaním – výstupom diapíru (J. Lexa – V. Konečný 1979).

Prvá erózia kôry v panónskej panve nastala vo flyšovom solnockom trógu, kde je vulkanizmus vrchnokriedového veku. Procesy rovnakého veku možno predpokladať v Apusénach a v Banáte, kde začal vulkanizmus v senóne (K. Karolus 1978). Rozsiahlejšia anatexia postihla centrálnu časť panónskej panvy v eocéne a v oligocéne. V trógoch však vulkanizmus pokračoval. Napätia v terminálnej časti diapíru boli ťahové a viedli k vzniku priekopových depresií segmentáciou povrchu fundamentu. Iné názory sa s mojimi predpokladmi rozchádzajú (napr. D. Vass 1979). V miocéne došlo k najväčšej expanzii plášťového diapíru – najmä jeho anatektických účinkov – na vonkajšie strany. Vo východoalpskej jednotke dosiahol diapír až zónu hlbínnej kompresie Álp, obmedzenú líniou peripieninského lineamentu (B. Beránek 1979). Tento lineament priestorove limitoval aj termálne účinky diapíru. Z toho dôvodu v Alpách chýba vulkanizmus. Podobná situácia pravdepodobne nastala na sv. pokračovaní lineamentu v jz. časti Západných Karpát.

Magmatická aktivita postihla starú suboceánsku dehydratovanú kôru, čo bolo i podľa môjho názoru príčinou vulkanickej asociácie chudobnej na alkálie a vodu vo východokarpatskom vulkanickom rade (J. Lexa – V. Konečný 1979). V stredoslovenskej oblasti chemické zloženie lát už ovplyvnili kryhy sialickej kôry, ale tiež vysokým tepelným tokom dehydratované magmy (ryolitové?).

Migrácia vulkanizmu od panónskej depresie smerom na vonkajšie strany (s miestnymi odchýlkami) svedčí o celkovej expanzii anatektických účinkov diapíru. Táto expanzia je nepriamo doložená i sťahovaním relaxácie napätia smerom do centra panvy, doprevádzaného subsidenčnou mobilitou. V sz. časti sa mobilita

rozširovala k okrajom depresie a bola spojená s mobilizáciou vnútrokarpatských jednotiek. Diapír tu aktivizoval i hlbinné zlomy a premenil niektoré línie, najmä s.-j., na hlbinné aktívne zlomy.

Výstupy alkalických bazaltov indikujú podľa môjho názoru predovšetkým prenikanie hlbinných zlomov hlbšie do plášťa v pliocéne–kvartéri v súvislosti s jeho tuhnutím vo vrchnej časti, čo viedlo k oslabeniu až zastaveniu aktivity diapirizmu. Chladnutie a zmenšenie objemu diapíru, okrem vyprázdnenia primárnych magmatických krbov, viedlo pravdepodobne k silnému uplatneniu ťahových napätí. Rigidne správanie plášťa bolo príčinou silného zvýraznenia pozdnoterciérnych poklesových pohybov a zintenzívnenia ich tempa. Kolapsové efekty však mohol vyvolať i pokles diapíru (presadnutie vrcholu). Tomu by zodpovedal synklinálno-misovitý tvar pliocénnej panónskej panvy a jej trojuholníkové obmedzenie.

Zásah plášťa vysvetlí i zmenu tektonického režimu a reorientáciu napätí vo vrchnom miocéne a pliocéne, ktoré viedli k preferencii nových tektonických smerov a k ich nezávislosti na vrchnokriedových líniiach. Nezávislosť bola konštatovaná i vo vývoji vonkajších flyšových Karpát (J. Lexa – V. Konečný 1979).

Pre vývoj panónskej panvy nebol dosiaľ dostatočne ocenený vplyv heterogénnej kôry, ktorú nebolo možné zistiť bežnými geofyzikálnymi metódami. Hlbinný vplyv ťažšie značne ovplyvnil ťažový obraz a viedol k predstave jednotného predmiocénneho platformového bloku. Nové možnosti poskytla metóda transformovaných ťažových polí (B. Beránek 1979). Viac údajov však poskytol vrtný výskum (G. Wein 1969, B. Jantsky 1976).

Bazifikácia má zrejme selektívny charakter, i výstup plášťa využil predovšetkým slabo konsolidovaný primárne tenší (na rozdiel od názoru L. Stegenu et al. 1975) segment intenzívnejšie nesializovanej kôry. *Pritom rozhodujúci význam pre umiestnenie diapíru mali izostatické rozdiely medzi touto a paleozoickou (prípadne prekambriky) silnejšie granitizovanou kôrou susedných jednotiek.*

Spojitosť migrácie vulkanizmu a maximálnej subsidencie v panónskej panve a na jej periférii, prebiehajúca od vnútorných zón k vonkajším a všeobecne od západu k východu pozdĺž západokarpatského oblúka (T. Buday 1961), má však miestami opačne modifikovaný trend sťahovania subsidencie – a to od okraja k centru. Tento trend je zhodný s priestorovým vývojom plášťového diapíru – postupom bazifikačnej fronty s uvoľňovaním napätia v centre diapíru. Vzťahy k subdukcii vo vonkajších jednotkách orientované k centru panónskej panvy neexistujú (J. Lexa – V. Konečný 1979, M. MaheI 1978b), sú v rozpore s prevahou ťahových napätí v kôre vnútorných Karpát od paleogénu a proces tvorby panví rovnako ako vznik vulkanizmu je skôr autonómny. Tomu nasvedčuje i elevácia astenosféry.

Skutočnosť, že geofyzikálne sa javia vnútorné Karpaty a Mt. Apuseni ako súčasť panónskej panvy (L. Stegena et al. 1975) je len odrazom tohoto mladého procesu. Geologicky ide o odlišné jednotky s rôznym typom pôvodnej kôry (M. MaheI 1978b). Veľké množstvo kyslých láv vo vulkanickom oblúku a ich menší objem v paleogéne panónskej panvy považujem za ďalší doklad existencie pôvodnej geochemicky odlišnej kôry pod panvou a na periférii panvy.

*Dynamicky na rozdiel od L. Stegenu et al. (1975) nepovažujem diapír za následok*

subdukcie (protiargumenty vid' vyššie), ale za autonómny proces s riftogénnymi znakmi, vyvolaný hustotnou nerovnováhou v plášti i v kôre a divergentnou dynamikou pohybov kontinentálnej a (sub)oceánskej kôry (R. W. van Bemmelen 1972). Vychádzajúc z geologického vývoja fundamentu panónskeho bazénu, prikláňal by som sa k riftovému charakteru procesu už pri mezozoickom vývoji. Pritom ide skôr o riftogénu s oceánskymi znakmi. Analogicky čiastkovými diapírmami by som vysvetľoval i vznik transylvánskej panvy a klesanie moesijskej platformy – najslabšie diapírové účinky. Za najvyšší stupeň premeny pôvodnej stenčenej kôry suboceánskeho typu s riftovými zárodočnými štruktúrami považujem Čierne more, v súlade s niektorými sovietskymi geológmi (S. I. Subbotin et al. 1972), avšak s tým rozdielom, že prvotná kôra nebola typicky platformová, ale skôr restitová suboceánska, slabo sializovaná (niektoré námety v tomto zmysle uvádza i P. Gočev 1976).

Z dynamického hľadiska zostáva nejasná skutočnosť, že výplň predpliocénnych panví na okraji panónskej panvy nie je zvrásnená, a pokiaľ je, tak slabo a len v pásmach okolo zlomov (G. Wein 1969). Rozpínanie diapíru by malo vyvolať na vonkajšej strane v podloží vnútrokarpatských panví horizontálne pôsobiaci tlak. Je možné, že pole napätia malo vplyvom dnes neznámeho tvaru diapíru iný charakter, alebo panvy boli pred tlakmi chránené hrubšou kôrou a najmä skôr existujúcimi zlomami, ktoré napätie uvoľňovali, alebo transformovali na strižné pohyby okolo zlomov. Problém by si vyžadoval podrobnejšie tektonofyzikálne skúmanie, ktoré by mohlo prispieť i ku konkrétnejšiemu objasneniu problémov, zatiaľ v súvislosti s koncepciou diapíru len naznačených alebo riešených neúplne a v hrubých obrysoch bez komplexného chápania. Na nekomplexnosť Stegenovho modelu upozorňuje i D. Vass (1979).

#### Ďalšie panvové štruktúry viazané na plášťové diapíry

Panónska panva je charakterom svojej hlbinej stavby podobná Tyrrenskému moru, kde však povrch diapíru (kanálu znížených rýchlostí) dosahuje hĺbku až 10–6 km (M. Boccaletti et al. 1976). Tesná interakcia diapíru s kôrou sa prejavuje v súčasnom vulkanizme. Tyrrenská panva je obklopená vencom kontinentálnej kôry, ktorý bol však pravdepodobne procesom oceanizácie viac deštruovaný. Zvyšky varisky slabo konsolidovanej kôry sa vyskytujú na ostrovoch, napr. na ostrove Secchia, Cassinis, Corneglia Flavio Gioia, Issel atď.

Veniec alkalicko-vápenatých láv sa primyká bližšie k okrajom panvy, zatiaľ čo centrálnu časť mora tvoria podmorské vulkanické chrbtý, väčšinou pravdepodobne s toleitmi (M. Boccaletti et al. 1976). Okrem týchto sa tu vyskytujú i výlevy alkalických čadičov.

Eolský vulkanický oblúk sa tvoril vo dvoch fázach: andezitový v spodnom a strednom pleistocéne; mladší, andezitovo-šošonitový je recentný. Pliocénneho veku je vnútorný tholeitový bázický vulkanizmus v rozpätí od 5 (Na-ryolity) do 0,7 mil. rokov. Alkalické čadiče sú mladšie než 1 mil. rokov. Z vulkanického vývoja



vyplýva, že najstaršie sú deriváty plášťa sledované intermediárnym štádiom vulkanizmu, možno pod vplyvom kontaminácie kôrou a najmladšie – finálne štádium je alkalické.

Tyrhenské more má zhodné črty s panónskou panvou: tenkú kôru, výrazné kladné tiažové pole (výraznejšie ako panónska panva) a vysoký tepelný tok. Seizmicita sa obmedzuje na okraje pevniny – na oblasti činných sopiek. Je tu teda i čiastočná korelácia s periférnymi zlomami diapíru na styku kladne a záporne tiažovo porušenej kôry. Pokus o interpretáciu Benioffovej zóny (M. Boccaletti et al. 1976) je dosť násilný a nemá seizmologickú evidenciu náväznosti na ďalšie okolie. Ohniská zemetrasenia sú v malej hĺbke, väčšinou do hĺbky 100 km. Pásmo medzi 100–230 km tvorí seizmickú zónu pravdepodobne vplyvom natavenia plášťa. Len dve ohniská sú uvádzané z hĺbky 450 km pod centrom diapíru.

Tyrhenské more je oproti panónskej panve dynamicky oneskorené a jeho vývoj v menšej miere doznieva. Ukazujú to rozdiely v hĺbke kanálu znížených rýchlostí, ktorého zostup pod panónskou panvou do hĺbky 75–80 km koreluje so skončenou vulkanickou aktivitou. Elevácia astenosféry klesa rýchle pod hrubšiu kontinentálnu kôru – bola registrovaná v hĺbke 50 km pod západným okrajom Sardínie.

Veľmi mladú diapírovú štruktúru uvádza J. Lexa – V. Konečný (1979) z Egejského mora, obklopeného opäť vencom mocnejšej kontinentálnej kôry helénskeho oblúka. Hríbovité diapír s menšou hustotou plášťa (vypočítané z gravimetrických údajov) má vysoký tepelný tok. Podľa geofyzikálnych prepočtov J. Makrisa (1977 in J. Lexa – V. Konečný 1979), vrchol plášťového diapíru vystupuje do hĺbky 25–23 km a vypočítané teploty by sa mali v tejto hĺbke pohybovať medzi 700–900 °C. Výška diapíru je udávaná na 100 km v ose diapíru. Explozívny vulkanizmus v Egejskom mori dokazuje ešte existujúcu aktivitu plášťa.

Čierne more predstavuje najskôr už relikt diapíru – elevácia plášťa sa nachádza v hĺbke 20 km. Nízka hustota tepelného toku ( $20\text{--}30 \text{ mWm}^{-2}$  – V. Čermák 1979) indikuje vyhasnutú aktivitu a pokolapsové štádium, sprevádzané hlbokým zaklesnutím kôry s hrubými sedimentmi (10–12 km).

Z geofyzikálne i geologicky indikovanej rozdielnej endogénnej aktivity vyplýva vývojový rad a rôzne vývojové štádia panví:

- Tyrhenské a Egejské more – vrcholiaca aktivita diapíru,
- panónska panva – doznievajúca aktivita diapíru,
- Čierne more a Juhokaspická depresia – vyhasnutá, odumretá aktivita diapíru.

### Hlbinná stavba neogénnych panví vnútorných Západných Karpát a viedenskej panvy

K neogénym panvám zaraďujem pozdĺžne vnútrohorské a superponované medzi-horské panvy Západných Karpát, v ktorých sa nachádzajú ložiská uhlia, ropy a zemného plynu. Nebudem sa zaoberať predhlbňovými panvami, hoci v niektorých korelačných otázkach sa dotknem i tejto skupiny panví.

Už na začiatku by som sa chcel zmeniť o jednom terminologickom probléme – o pojme hlbínnej stavby. Z ložiskových hľadísk je ako hlbinná stavba označovaná stavba podložia panvy a jej výplne v hĺbke niekedy už od 500 m. V poňatí zhodnom s geológmi zaoberajúcimi sa hlbinnou stavbou pod termínom „hlbinná stavba“ označujem stavbu kôry pod panvou, resp. pokiaľ sú dostupné údaje, i stavbu vrchného plášťa. Preto sa nebudem zaoberať poznatkami o plytkej stavbe (z tohto hľadiska), resp. o hlbšej stavbe, aby som terminologicky oddelil mapové údaje od údajov vrtných. Termín „hlbšia stavba“ označuje teda hĺbku po fundament panvy, „hlbinná stavba“ hĺbku pod fundamentom až po bázu kôry.

Z hľadiska hlbínnej stavby rozdeľujem neogénne panvy vnútorných Západných Karpát na tri skupiny, čiastočne v zmysle D. Vassa (1979):

- podunajskú a juhoslovenskú panvu, ktoré sú i čo do vývoja v genetickej súvislosti s panónskou panvou;

- vnútrohorské panvy, turčiansku, trenčiansku, ilavskú, hornonitriansku, handlovskú, žiarsku, zvolensko-slatinskú, banskobystrickú, brezniansku a rožňavskú;

- panvy medzihorskej pozície, východoslovenskú a viedenskú, ktorá má zvláštne postavenie, pretože leží aj na vonkajšej strane Západných Karpát.

Toto delenie je v súlade s vymedzením panví podľa ich plytko-tektonických vzťahov k okolným jednotkám.

## Geofyzikálne indície stavby

Podstatnú časť geofyzikálnych fenoménov viažúcich sa na hlbinnú stavbu som uviedol už v širšej regionálnej časti.

## Gravimetrické údaje

Oblasť neogénnych panví bola podrobne gravimetricky spracovaná v rámci regionálneho geofyzikálneho výskumu. Jednotlivé panvy, najmä ekonomicky perspektívne, boli potom podrobne spracované prospekčnou geofyzikou. Z pozorovania rôznych detailných podkladov vyplýva, že na riešenie širších otázok hlbínnej stavby sú vhodnejšie prehľadné mapy. Hoci podrobné mapy síce odhaľujú hlbšiu stavbu, najmä reliéf fundamentu panví, na ktorý sú zamerané i interpretačné metódy.

Na skúmanie hlbínnej stavby som použil údaje prehľadnej gravimetrickej mapy úplných Bouguerových anomálií a máp odvodených podľa B. Beránka (1979), J. Plančára – J. Ibrmajera (in O. Fusán et al. 1971) a J. Ibrmajera (1978). Práve mapy zobrazujúce celú oblasť Západných Karpát spolu s Českým masívom za účelom interpretácie hlbínnej stavby sú na riešenie ďalej uvedených problémov najvhodnejšie. Podrobné mapy J. Plančára – J. Ibrmajera boli metodicky zamerané na sledovanie reliéfu podložia panví, k čomu smerovali i metodické postupy a interpretácia tiažových anomálií.

Porovnával som geologickú mapu s vyznačenými jednotkami hlbínnej stavby

podľa O. Fusána et al. (1979) s mapami regionálneho poľa a reziduálnych anomálií (O. Fusán et al. 1979) a ich interpretáciou. V tejto fáze som koreloval gravimetrické údaje s údajmi geologickými získanými hlbokými vrtmi (O. Fusán et al. 1971, A. Biela 1978). Z korelačných prác širšieho regionálneho merítka vyplynuli poznatky, ktoré som už v prevažnej miere uviedol v predchádzajúcej kapitole a o ktorých sa zmienim ešte v ďalšom.

Kladné tiažové pole Západných Karpát pokrýva plochu so všetkými veľkými neogénnymi panvami s výnimkou vienskej a košickej časti východoslovenskej panvy. V odvodených tiažových mapách sa však i košická kotlina prejavuje ako kladná anomália. V oboch prípadoch ide o silne tektonicky porušené panvy s hlbšími a hlbinnými zlomami s recentnou seizmickou aktivitou a vysokým tepelným tokom. Ďalším záporne porušeným pásmom je východná časť podunajskej panvy v pásme hlbinného rábsko-čertovického zlomu, teraz označovaného ako zlom veporský (O. Fusán et al. 1979). Vo východoslovenskej panve je situácia, pokiaľ ide o rozšírenie záporného poľa, zložitejšia (obr. 10). Pole má tvar trojčipej hviezdy s vrcholom v mieste styku slánskeho a humenského hlbinného zlomu, tieto sú ešte zdvojené paralelným seizmicky aktívnym zlomom. Anomália potom sleduje obidva smery aktívnych zlomov. Všetky uvedené záporne anomálie v tiažovo kladne porušenom karpatskom poli sú dobre viditeľné v transformovaných mapách druhej derivácie tiaže (B. Beránek 1979) i v mapách reziduálnych anomálií.

Vrchnokôrové inhomogenity sa však vytrácajú v mapách regionálneho poľa podľa Griffina s polomerom vystredenia  $5\sqrt{5}$  km i v mapách pre väčšie hĺbky (viď O. Fusán et al. 1971). Kladné tiažové anomálie splyývajú v súvislý pás naväzujúci plošne na panónske pole. Výraznou ostáva i anomália Maďarského stredohoria s bazitovou kôrou v podloží mezozoického trógu. Anomália sa napája na južnú časť Spišsko-gemerského rudohoria. Regionálne kladné anomálie v západnej časti Slovenska pod dunajskou panvou končia na línii SZ–JV, ktorá zodpovedá skyčovskému zlomovému pásmu. Najsevernejší výbežok regionálnej kladnej anomálie je u Prešova, odkiaľ táto anomália obmedzená výrazným tiažovým gradientom peripieninského lineamentu smeruje na JV pod Východné Karpaty.

Na mape reziduálnych tiažových anomálií sa kladné pole silne diferencuje podľa plôch panvovej výplne (zápornej anomálie), ale zvyrazňuje sa oblúkovitý tvar severnej hranice kladného poľa prislúchajúceho ešte k panónskemu poľu.

Kladné tiažové pole ostáva teda zachované, i keď odpočítame vplyvy kryštalinického podložia alebo kôry v hĺbke pod 10–15 km.

Túto okolnosť vysvetľujem existenciou hustotne ťažšej vrchnej (a samozrejme i spodnej) kôry, keď sa okrem karbonátov na tiažových účinkoch podieľajú i metapelite a metabazity. V prípade väčšieho podielu granitoidov by sa tieto museli v tiažových mapách prejavíť. Beránkova mapa ukazuje, že v Západných Karpatoch po odpočítaní tiažových účinkov z prvých 5–8 km ostáva väčšina plochy (asi 60 %) vo sfére kladných anomálií. Táto okolnosť ukazuje pravdepodobne i na jednu z príčin mobility Západných Karpát (viď M. Maheľ 1971, 1978b), ale i susedných jednotiek. Na druhej strane záporne anomálie sledujúce v tejto mape granitoidy naznačujú, že granitoidy môžu mať hlbšie korene, najmä v tatranskej oblasti.

Podľa seizmologických dát (B. Beránek 1978) a gravimetrických prepočtov (J.

Kvitkovič—J. Plančár 1975), najtenšia kôra je v južnej časti východoslovenskej panvy — 24 km a nadväzuje na tenkú kôru panónskej panvy. Najhrubšia kôra je pod Vysokými Tatrami — 42 km. Oblasť panví od elevačných jednotiek oddeľuje izolínia hrúbky kôry 30 km.

Podunajská a východoslovenská panva je sprevádzaná i najväčšími pozitívnymi anomáliami svedčiacimi o nekompenzovaných izostatických pohyboch (J. Kvitkovič et al. 1976).

### Seizmologické indície

Poznatky o hrúbke kôry a o hlbinných subkrustálnych zlomoch prejavujúcich sa v záznamoch HSS nám podávajú len časti profilov V a VI, viacej údajov potom národný profil K III, ktorý ešte nie je definitívne vyhodnotený.

Hrúbka kôry Západných Karpát sa zväčšuje od panónskeho bloku smerom k Vysokým Tatram, kde dosahuje 42 km. Rozdiel v hrúbke kôry medzi oblasťou Vysokých Tatier a oblasťou južných neogénnych panví je asi 10 km. Z porovnania údajov získaných seizmologicky a gravimetricky vyplývajú rozdiely v hraničných hodnotách hrúbky kôry. Sám sa pre jednoduchosť hodnotenia hlbínnej stavby a tiež pre viacvariantnosť gravimetrického riešenia budem pridržať údajov z HSS. Hrúbka kôry narastá pod vonkajším flyšom. Tu je relatívne najmenšia pod viedenskou panvou, kde sa rýchle mení od V na Z z 28 na 35—36 km. Tento rozdiel nie je zatiaľ vysvetlený, kôra má podľa fyzikálnych prejavov znaky prechodného typu. Je pravdepodobne silne porušená v pásme medzi lednickou zónou a peripieninským lineamentom, o čom svedčí i zistená difrakcia vln. Podľa hĺbky Moho tu dochádza k ohybu západným smerom a tento smer môže byť interpretovaný i ako krídlo plášťového diapíru.

Profil č. VI zachytil i silné porušenie sedimentov na okraji panónskej panvy i rozdielny štýl porušenia pri okraji diapíru na jednej strane a bližšie k jeho centrálnej časti na strane druhej. Zatiaľ nevysvetlená je eliptická zóna znížených rýchlostí v kôre v priestore podunajskej panvy. Diskutuje sa o prítomnosti ľahších hmôt i vyššom prehriatí kôry.

Z profilu č. V nemožno odvodiť charakter skoku v hĺbke Moho, boli zistené dve plochy pásmového charakteru a hlbinný zlom medzi panónskym a juhoslovenským blokom. Zlom nezasahuje do Moho a možno sa domnievať, že jeho korene boli diapírom zničené. Dôležitým zistením je konštantná hĺbka Moho okolo 30 km až do severnej časti gemeríd. Podľa B. Beránka et al. (1978) je Moho naklonená na sever a pod vnútorným flyšovým pásmom sa jej sklon ďalej zväčšuje. Výrazný skok v hĺbke plášťa je až sz. od peripieninského lineamentu. Podľa gravimetrickej interpretácie (J. Kvitkovič—J. Plančár 1975) povrch plášťa tu má klenbovitý tvar. Vysvetlenie zatiaľ nie je jednoznačné. Sám považujem sklon povrchu plášťa za reliktný (terciérny) povrch diapíru, ktorý dosiahol až k lineamentu, kde sa jeho expanzívny rast zastavil.

Pltčné uloženie plášťa, zasahujúce na sever až po líniu Levoča—Prešov je v súlade so severnou kladnou tiažovou anomáliou s hodnotami až  $350 \mu\text{ms}^{-2}$ , prejavujúcou

sa i v odvodených mapách (najmä v mapách reziduálnych anomálií – viď J. Ibrmajer 1978). Lalokovitý prenik diapíru na sever leží v mieste styku slanského a peripieninského lineamentu. Vznik silne porušenej východoslovenskej panvy prenikajúcej do Karpát je bezpochyby v súvislosti s touto hlbinnou eleváciou.

Aj profil K III potvrdil eleváciu plášťa v juhoslovenskej oblasti. Prechod elevácie do hĺbky opäť nie je jednoznačne vysvetlený. Profil nepreukázal pokračovanie labského lineamentu jv. od Banskej Štiavnice, ale ani existenciu veporského hlbinného zlomu. Treba poznamenať, že tento profil bol metodicky zameraný skôr na styk Západných Karpát s Českým masívom ako na riešenie plášťovej elevácie.

### Geotermické pomery

Oblasť neogénnych panví spolu s neovulkanickými megaštruktúrami patrí k termálne vysokým oblastiam. K termickým hodnotám panónskej panvy sa bliži východoslovenská panva s maximálnymi teplotami zistenými vo vrtoch. Hodnota tepelného toku vo východoslovenskej panve dosahuje 102,6 až 113,0  $\text{mWm}^{-2}$  (V. Čermák 1975). Geotermický gradient sa pohybuje medzi 43 až 45  $^{\circ}\text{C}/\text{km}$  s maximálnou hodnotou 48  $^{\circ}\text{C}/\text{km}$  (I. Marušiak – I. Lizoň 1976). Anomálne vysoké hodnoty tepla sú vyššie než v štiavnicko-kremnickej oblasti (tepelný tok 108,9  $\text{mWm}^{-2}$ ).

Teploty v  $^{\circ}\text{C}$  v neogénnych panvách v rôznych hĺbkach pod hladinou Jadranského mora (podľa I. Marušiaka a I. Lizoňa 1976)

Tabuľka 1

Panva	Hĺbka				Geotermický gradient v $^{\circ}\text{C}/\text{km}$
	-1000 m	-2000 m	-3000 m	-4000 m	
východoslovenská	58–76	102–125	149–167	170–192 na -3500 m	43–45 max. 48
podunajská	38–59 <sup>)</sup>	69–99	96–141		32–35 max. 40
viedenská	32–59	65–98	97–110	114–121	25–32 max. 35
stredoslov. neovulkanity	38–82	86–98			29–32 max. 34
predhlbeň	31–45	55–70			23–26 max. 27

Poznámka: <sup>)</sup> Minimálne hodnoty sú z anomálne nízkej teploty nameranej vo vrte Dubové-2.

Druhou najteplejšou oblasťou je podunajská panva s tepelným tokom 104,7  $\text{mWm}^{-2}$  a s teplotami už odlišnými od východoslovenskej panvy (tab. 1). Táto oblasť sa teplotne väčšmi bliži neovulkanickým oblastiam. Najnižšie teploty boli zistené vo viedenskej panve. Pre porovnanie uvádzam v tabuľke i hodnoty teplôt nameraných v predhlbni, kde boli zistené najnižšie teploty.

Vyššie spomenuté tri hlavné neogénne panvy majú i vysoký geotermický gradient klesajúci s celkovou teplotou v geologických jednotkách. Nemožno ho preto spájať s litológiou alebo s prítomnosťou uhľovodíkov. Je hodnotou vyjadrujúcou termálnu aktivitu. Z uvedených údajov jednoznačne vyplýva geotermické spojenie s vysokým tepelným tokom v panónskej panve. Tento tok sa viaže na stenčnú kôru a na eleváciu plášťa.

Hodnotám hlbinných teplôt prisudzujem hodnotu indikátoru v súčasnej dobe ešte aktívnych endogénnych procesov a ich výklad nepovažujem za odraz rôznej hĺbky podložja panví, ani za odraz recentných poklesov (I. Marušiak – I. Lizoň 1976). Spojitosť s recentnými poklesmi dokazuje len spoločnú endogénnu príčinu.

Hodnoty tepelného toku 104,7 až 113,0 mWm<sup>-2</sup> (V. Čermák 1975 a 1979) tiež ukazujú na návaznosť s panónskou termálnou štruktúrou. Podľa údajov T. Boldizsára (1968) je táto štruktúra na vonkajšej strane lemovaná cirkumpanónskym pásmom s hodnotami tepelného toku o 20,1 až 33,5 mWm<sup>-2</sup> nižšími. Podľa V. Čermáka v hĺbke 30 km sú teplotné podmienky pre tavenie čadičov.

Nápadné blízke tepelné hodnoty s panónskou panvou vykazuje východoslovenská panva, kde je z tohto hľadiska oprávnený predpoklad pre existenciu čiastkového diapíru vrchného plášťa (L. Pospíšil 1980). Za predpokladu existencie naftomater-ských hornín v predneogénnom podloží panvy, v hĺbke okolo 6 km by mohlo dôjsť k recentnému uvoľňovaniu metánu. Migrácia by bola viazaná na hlbšie a hlbinné zlomy.

Zmeny zodpovedajúce prejavom recentnej metamorfózy v neogénnych sedimentoch východoslovenskej panvy popisuje D. Ďurica et al. (1979). Prekryštalizovanie karbonátových ílovitých bridlíc začína podľa týchto autorov za teploty okolo 150 °C a tlaku okolo 50 MPa. Hranica prekryštalizovania bola zastihnutá vrtmi v hĺbkach medzi 2800–3000 m na území niekoľko sto km<sup>2</sup> a je nezávislá na stratigrafickej príslušnosti postihnutých hornín. Od týchto hĺbok narastá anomálne tlak vodnej pary, zväčšuje sa veľkosť zŕn minerálov, detritický muskovit sa mení na illit. Zvyšuje sa preuhoľnenie organických látok a narastá merná hustota hornín, a naopak klesá porozita a obsah vody v horninách.

## Korelácia geofyzikálnych a geologických údajov

Kladné anomálie dosahujú najvyššie hodnoty i vyše 300  $\mu\text{ms}^{-2}$  pod juhoslovenskou a východoslovenskou panvou, teda v celkovej nadväznosti na kladné panónske pole. Seizmicky zodpovedajú tieto oblasti aktívnym zlomom a podľa extrapolovaných údajov HSS oblastiam stenčenej kôry medzi 28 a 30 km. Medzi gravimetrickými a seizmickými údajmi je dobrá korelácia (J. Ibrmajer 1978). V pásme zmien hrúbky kôry dochádza k zmenšovaniu hĺbky podložja najmobilnejších panví, čo je markantné najmä v podunajskej panve.

Lokálne tiažové anomálie sú ovplyvnené i eleváciami podložja, najmä eleváciami budovanými hustotne ťažšími horninami kryštalínika alebo vápencami, zatiaľ čo granitoidy sa prejavujú obyčajne zápornými anomáliami a odrážajú sa i v lokálnych izostatických anomáliách (J. Kvitkovič et al. 1976).

V kladnom tiažovom poli ležia najväčšie neogénne panvy, najmä južného Slovenska a oblasti najvyšších hlbinných teplôt. Naproti tomu malé panvy sa nachádzajú na záporne porušenom úseku Západných Karpát, ale väčšina z nich sa nachádza v blízkosti rozhrania obidvoch tiažových polí (príl. 3).

Záporne porušené úseky vo veľkých panvách sú interpretované ako granitoidové telesá alebo ako vplyv neogénnej výplne (J. Ibrmajer 1978). Pretože sa však záporne anomálie udržiavajú v transformovaných poliach, nepovažujem túto interpretáciu za jednoznačnú, napr. vo východoslovenskej panve (obr. 10). Zdroje – ľahšie hmoty treba hľadať hlbšie než v hĺbke 2000 m, v ktorej leží fundament košickej kotliny. Pripomínam len, že na slanskom hlbinnom zlome môžu byť skryté intrúzie kyslej magmy alebo iné hlbinné zdroje zapríčiňujúce azda vystupovanie západného okraja košickej kotliny. Nie je tiež vylúčené, že vysoké teploty (max. teploty vôbec) indikujú čiastočné natavenie kôry alebo pláštá a vyvolávajú záporne tiažové pole (Ch. H. Scholz et al. 1971).

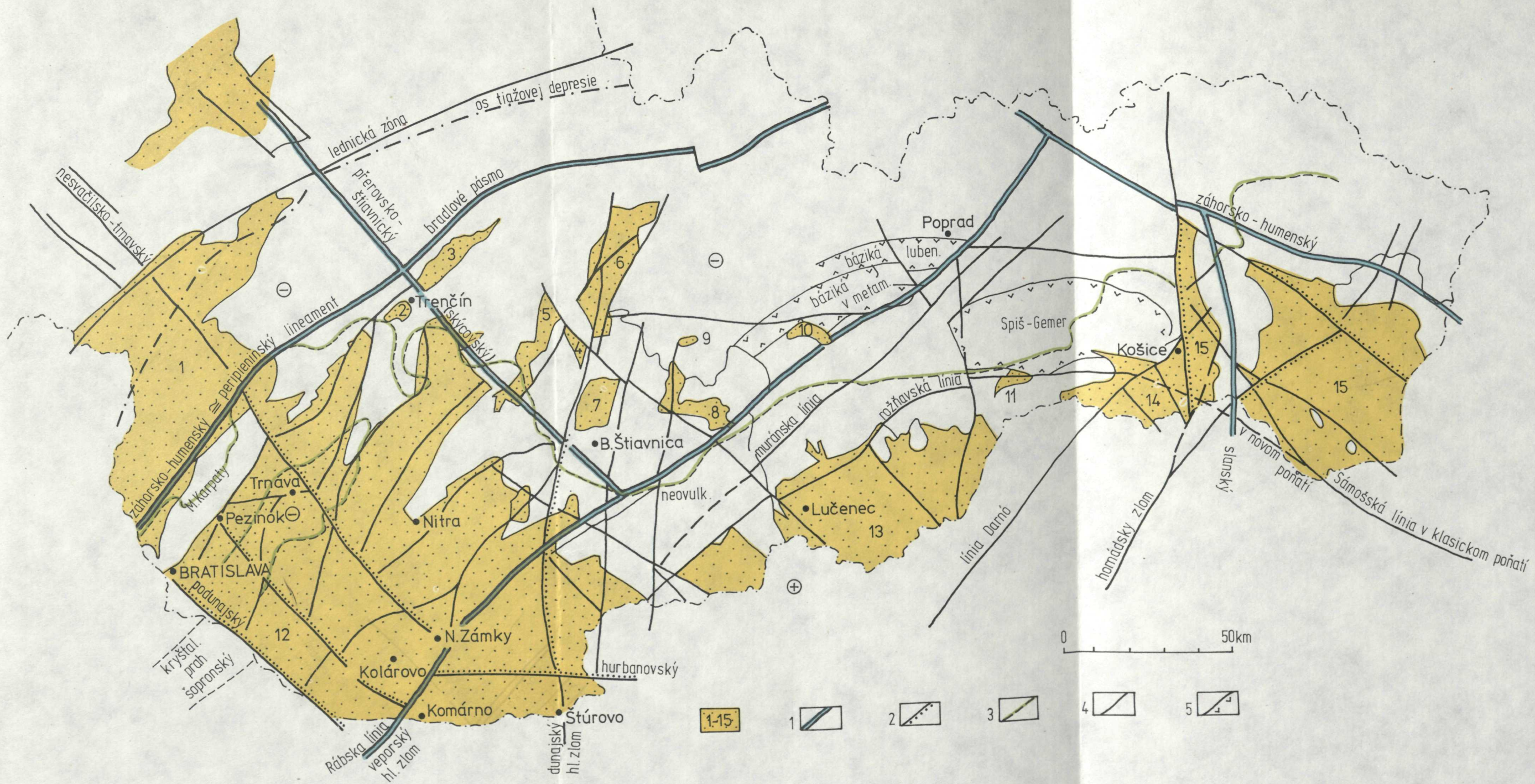
Pri porovnávaní máp záporných tiažových regionálnych anomálií pre jednotlivé hĺbkové úrovne sa čiastočne posúvajú hranice kladného a záporného poľa smerom do plochy kladného poľa. Výrazný je tento posun pri peripieninskom lineamente, ktorý sa v tiažovom obraze rysuje ako prešmyk na SZ alebo ako subdukčná zóna v interpretáciách posledných rokov (napr. J. Lexa – V. Konečný 1979). O subdukcii by mohol svedčiť vývoj viedenskej panvy a jej otváranie sa v tyle podsunujucej sa kôry (H. D. Klemm 1978). Jej zlomová stavba (viď ďalej) tomu však úplne nenásvedčuje.

## Hlbinné zlomy a bloková stavba

Koreláciou geofyzikálnych a geologických údajov vymedzil O. Fusán et al. 1971 základné bloky, ktorých neotektonické vymedzenie a vnútorné členenie upresnil znova v r. 1979 (príl. 3). Podunajský, juhoslovenský a východoslovenský blok má prevažne kladne porušené pole. Na týchto blokoch ležia najväčšie neogénne panvy. Menšie panvy sa koncentrujú na okraje blokov, najmä na styku týchto blokov s blokom fatransko-tatranským. Vyššie uvedené zákonitosti majú význam i pre genézu panví.

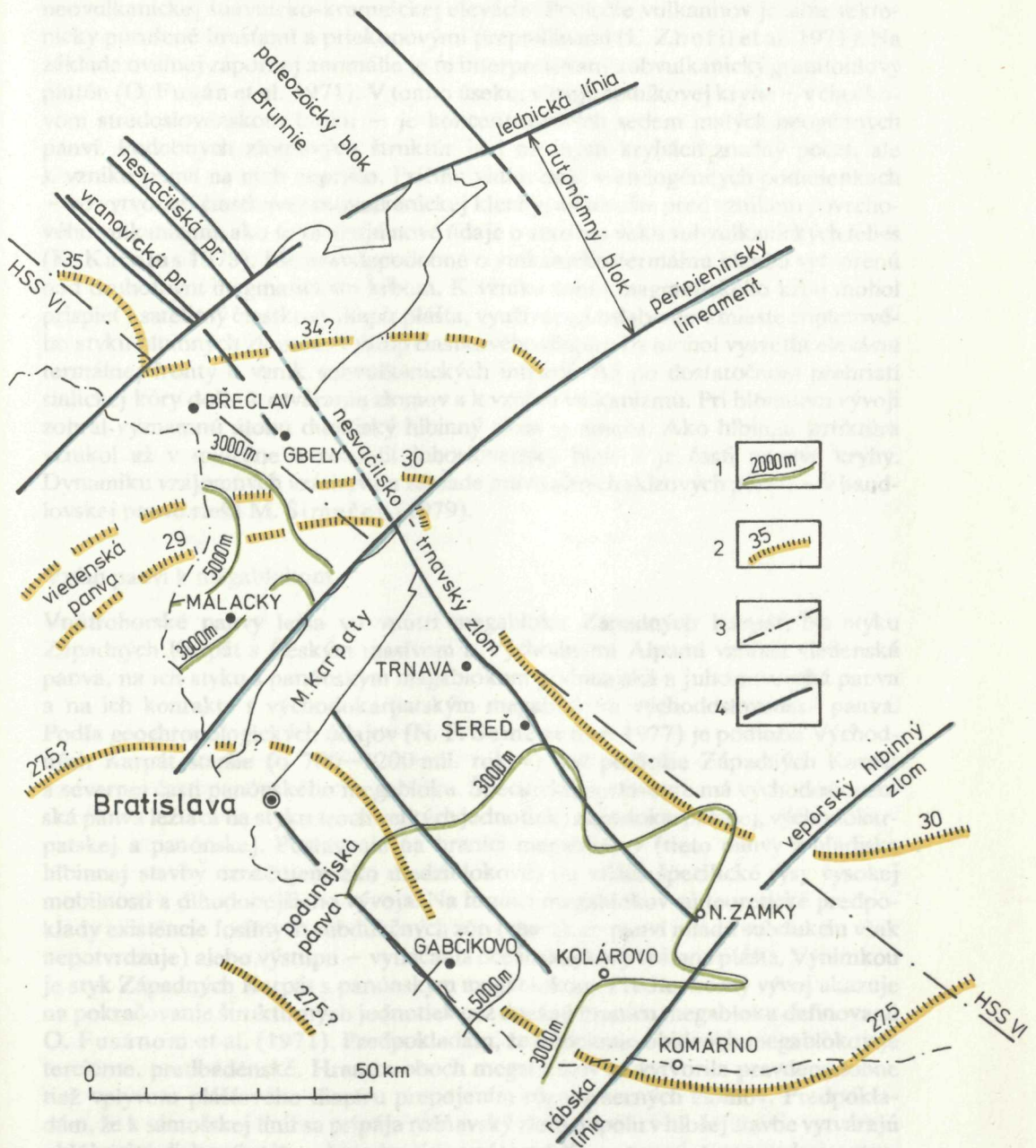
Vnútorné členenie blokov na bloky čiastkové je najpodrobnejšie, resp. najhustejšie u podunajského a východoslovenského bloku. Vo väčšine prípadov ide o bloky s diferencovaným tiažovým poľom a so seizmoaktívnymi zlomami, ktoré sú tu najpočetnejšie. Tieto faktory sú v súlade s vysokou mobilitou panví a ich fundamentu. Na podunajskom bloku sa nachádza najhlbšia gabčíkovská depresia. Táto depresia je tektonicky situovaná na pásmo rábskej línie, ktoré zaiste ovplyvnilo veľké lokálne klesanie v tejto oblasti.

Geofyzici už niekoľkokrát zdôrazňovali, že kladné pole jz. Slovenska je obmedzené sz.-jv. líniou. Tento skok v hodnotách tiaže viedol k trasovaniu hlbokého zlomu ležiaceho v jv. pokračovaní labského lineamentu. Táto štruktúra končí na veporskom hlbinnom zlome, ktorý obmedzuje tiež rozsah kladnej anomálie juhoslovenského bloku.



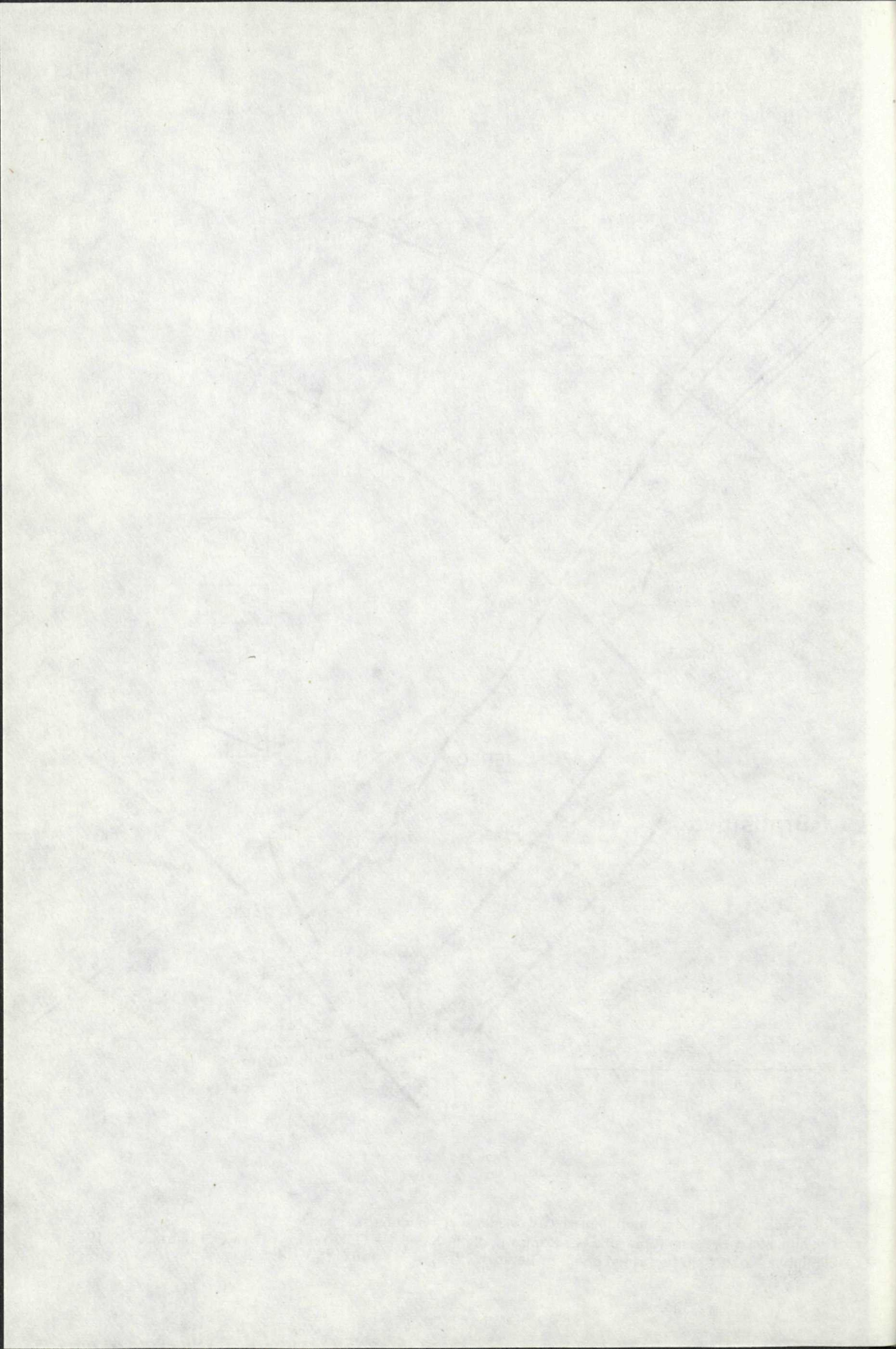
Príl. 3 Vztah slovenských vnútrokarpatských panví k hlbinej stavbe ich podložia  
 Panvy: 1 – viedenská, 2 – trenčianska, 3 – ilavská, 4 – handlovská, 5 – hornonitrianska, 6 – turčianska, 7 – žiarska, 8 – zvolenská, 9 – banskobystrická, 10 – breznianska, 11 – rožňavská, 12 – podunajská, 13 – juhoslovenská, 14 – turňanská, 15 – východoslovenská. 1 – hlbinné zlomy, 2 – seizmicky aktívne zlomy, 3 – nulová izolácia oddeľujúca + a – regionálne tiažové anomálie pre hĺbku 12 km (podľa O. Fusána et al. 1971). 4 – okraje panví, 5 – oblasti s hojným výskytom paleozoických bázik.  
 Hlbinné zlomy a ich seizmicita podľa O. Fusána et al. (1979).





Príl. 4 Tektonická skica najmobilnejších častí viedenskej a podunajskej páňvy.

1 - hĺbka bázy neogénu (upravené bez zlomov podľa F. Němca - G. Kocáka 1976 a O. Fusána et al. 1971),  
 2 - hĺbka Moho v km (upravené podľa B. Beránka 1978), 3 - profil HSS VI, 4 - zlomy.



Styk obidvoch hlbinných zlomov, pripomínajúci zlomový triplet, leží v centre neovulkanickej štiavnicko-kremnickej elevácie. Podložie vulkanitov je silne tektonicky porušené hrasťami a priekopovými prepádkami (L. Zbořil et al. 1971). Na základe oválnej zápornej anomálie je tu interpretovaný subvulkanický granitoidový plutón (O. Fusán et al. 1971). V tomto úseku, v trojuholníkovej kryhe – v čiastkovom stredoslovenskom bloku – je koncentrovaných sedem malých neogénnych panví. Podobných zlomových štruktúr je i na iných kryhách značný počet, ale k vzniku panví na nich neprišlo. Príčinu vidím opäť v endogénnych podmienkach – vo vytvorení čiastkovej subvulkanickej klenby, avšak ešte pred vznikom povrchového vulkanizmu, ako to ukazujú nové údaje o staršom veku subvulkanických telies (K. Karolus 1978). Ide pravdepodobne o vulkanicko-termálnu klenbu vytvorenú nad druhotným magmatickým krbom. K vzniku tohto magmatického krbu mohol prispieť i satelitný čiastkový diapír plášťa, využívajúci oslabenie v mieste tripletového styku hlbinných zlomov. Výstup čiastkového diapíru by mohol vysvetliť eleváciu termálnej fronty a vznik subvulkanických intrúzií. Až po dostatočnom prehriatí sialickej kôry došlo k otváraniu zlomov a k vzniku vulkanizmu. Pri hlbinnom vývoji zohral významnú úlohu dunajský hlbinný zlom s j. smeru. Ako hlbinná štruktúra vznikol až v miocéne a rozdelil juhoslovenský blok v jz. časti na dve kryhy. Dynamiku vzájomných vzťahov na základe gravitačných sklzových pohybov v handlovskej panve riešil M. Šimeček (1979).

#### Vzťah panví k megablokom

Vnútrohorské panvy ležia vo vnútri megabloku Západných Karpát. Na styku Západných Karpát s Českým masívom a Východnými Alpami vznikla viedenská panva, na ich styku s panónskym megablokom podunajská a juhoslovenská panva a na ich kontakte s východokarpatským megablokom východoslovenská panva. Podľa geochronologických údajov (N. P. Semenenko 1977) je podložie Východných Karpát staršie (o 700–1200 mil. rokov) než podložie Západných Karpát a severnej časti panónského megabloku. Špecifické postavenie má východoslovenská panva ležiaca na styku troch veľkých jednotiek: západokarpatskej, východokarpatskej a panónskej. Postavenie na hranici megablokov (tieto panvy z hľadiska hlbínnej stavby označujem ako medziblokové) im vtlača špecifické rysy vysokej mobilnosti a dlhodobjšieho vývoja. Na hranici megablokov sú teoretické predpoklady existencie fosílnych subdukčných zón (charakter panví mladú subdukciu však nepotvrďuje) alebo výstupu – vytlačania oceánskej kôry vrátane plášťa. Výnimkou je styk Západných Karpát s panónskym megablokom. Predterciérny vývoj ukazuje na pokračovanie štruktúrnych jednotiek cez dnešnú hranicu megabloku definovanú O. Fusánom et al. (1971). Predpokladám, že oddelenie obidvoch megablokov je terciérne, predbádenské. Hranica oboch megablokov sa vytvorila pravdepodobne tiež vplyvom plášťového diapíru prepojením rôznosmerných zlomov. Predpokladám, že k sámoškej línii sa pripája rožňavský zlom a spolu v hlbšej stavbe vytvárajú oblúkovitú diskontinuitu, obmedzujúcu vnútorné Karpaty oproti panónskej panve. Tento názor zastáva i V. G. Sviridenko (1976) vo svojej koncepcii peripanónskeho lineamentu. Táto diskontinuita v mojom poňatí je mladou, miestami ešte

pravdepodobne kôrovou štruktúrou podmieňujúcou priestorové rozmiestnenie pásma neovulkanických pohorí (obr. 7).

### Recentné pohyby a bloková stavba

Podľa J. Kvitkoviča – J. Plančára (1975) sa hlbinné zlomy v južných sedimentárnych panvách aktivizovali v spodnom panóne. Členenie reliéfu má blokový a kryhový charakter v súvislosti s neotektonickým klenbovým dvíhaním vnútorných jednotiek Západných Karpát. Dilatačné pochody sú doložené i v kvartéri a svedčia o nich i recentné pohyby. Súčasne so zdvíhaním sa individualizovali i mladé panvy. Recentné pohyby odrážajú blokovú stavbu, napr. klesanie podunajského a východoslovenského bloku.

Veľkosť klesania sa pohybuje od 0 do 3 mm za rok, zdvihy do 2 mm za rok. Veľkosť klesania prevyšuje zdvihové pohyby, pričom plocha obidvoch kontrastne sa pohybujúcich povrchov zemskej kôry je na území SSR približne rovnaká, ale pri porovnaní celého karpatského oblúku a vnútorných depresí prevažuje plocha poklesová. Maximálne klesanie v západokarpatskej oblasti je v podunajskej panve (až 3 mm) a východoslovenskej panve (až 2 mm) za rok. Juhoslovenská panva má najmenšie klesanie – do 0,5 mm za rok. Recentné pohyby majú rovnakú tendenciu ako pohyby v pliocéne. Klesanie vo viedenskej panve má stredné hodnoty do 1,5 mm za rok.

Klesanie vo východoslovenskej panve je silne diferencované. Periférne časti, vrátane košickej kotliny, sú relatívne stabilnejšie (do 0,5 mm), stredná časť je mobilnejšia. Do klesania sú vtiahnuté i vulkanické pohoria Vihorlat a Slanské vrchy (do 0,5 mm za rok). Kontúra poklesových pohybov je eliptická s kladným tiažovým poľom (J. Kvitkovič – J. Plančár 1975).

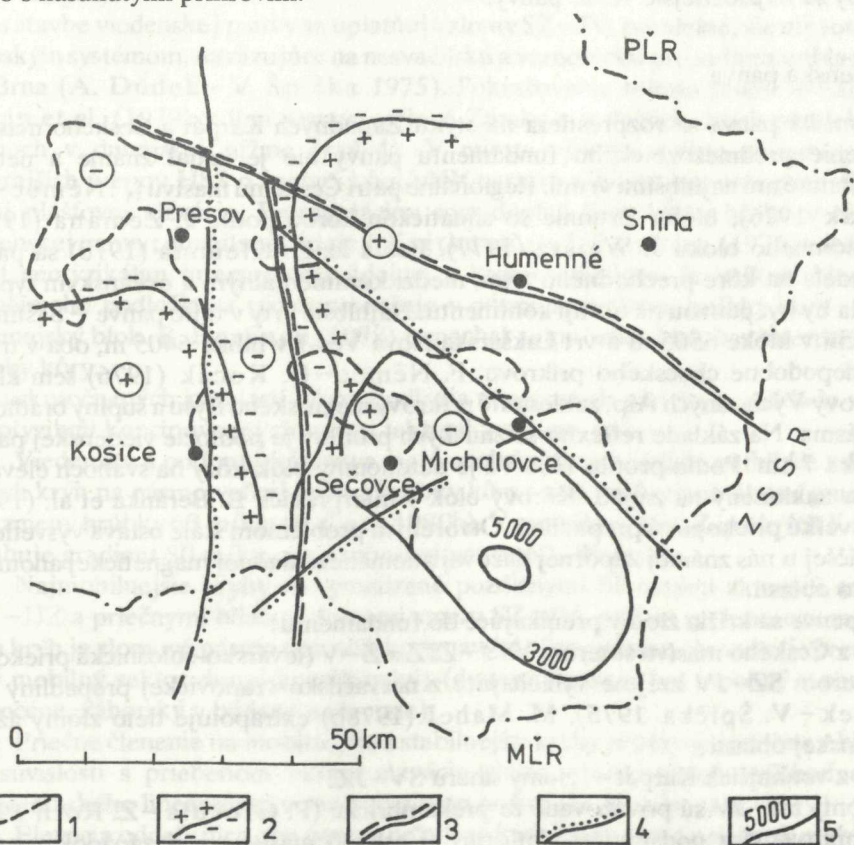
Korelácia recentných pohybov s hrúbkou kôry a blokovou stavbou dokazuje existujúcu hlbinnú aktivitu. Jej príčina však nie je známa. Zo vzájomných vzťahov však možno usudzovať na subkrustálne pohyby majúce pravdepodobne zdroj v astenosfére, v rozdielnej hĺbke pod vystupujúcimi a klesajúcimi jednotkami Západných Karpát. Tomu by zodpovedala i dobrá korelácia s izostatickými anomáliami (J. Kvitkovič et al. 1976), pokiaľ by astenosféra bola izostatickým kompenzačným horizontom. Ak kompenzácia nastáva na hranici kôry s plášťom, ako usudzuje J. Kvitkovič et al. 1976, tak potom povrch plášťovej elevácie možno považovať za tektonicky aktívny.

### Zloženie fundamentu panví

Popisom podložja panví sa podrobne zaoberal O. Fusán et al. (1971). Vo svojej mape zaradili podložné horniny k jednotlivým tektonickým jednotkám. Revíziu zaradenia podložných hornín previedla A. Biela (1978), pokiaľ mala k dispozícii zachované vrtné vzorky.

Zaradenie podložnej formácie k určitej tektonickej jednotke by mohlo zvädzať

k predstave, že podložná formácia je látkovo toho istého zloženia aké má príslušná jednotka na povrchu. Tiež poňatie granitovej vrstvy s malou variabilitou mocnosti v hlbinných rezoch O. Fusána et al. (1971) navádza k predstave o homogénnej kôre s vyzretou granitovou vrstvou. Na heterogénnu kôru upozorňuje M. Maheľ (1978b) a zdôrazňuje slabú granitizáciu severoveporidného pásma. Vysvetľovať vznik panví len stenčenou kôrou by mohlo viesť k schematizmu. Preto som použil údaje o hlbinných vrtoch A. Bielej (1978) a preveril som zloženie hornín v depresných oblastiach. Súčasne som sledoval i vzťah týchto oblastí k podložiu s obalovou sériou alebo s nasunutými príkrovmi.



Obr. 10 Hlbinná stavby východoslovenskej panvy

1 – obmedzenie zápornej reziduálnej anomálie pre hĺbku 12 km, 2 – regionálna anomália pre hĺbku 8 km (hranica kladnej a zápornej anomálie), 3 – hlbinné zlomy (podľa O. Fusána et al. 1979), 5 – izohypsy podložia panvy v m.

Látkové zloženie riešil i O. Fusána et al. (1971), keď klasifikoval zdroje kladných anomálií. Z ich rozboru vyplynulo, že niektoré anomálie môžu vyvolávať i hlbinné telesá bazických hornín alebo vulkanitov. Tieto údaje však naznačujú charakter kôry len čiastočne. Väčšia plocha je interpretovaná reliéfovými eleváciami.

Malé panvy na fatransko-tatranskom bloku majú flyšové podložie alebo majú v podloží karpatské príkrovy. Panvy sú svojou pozíciou závislé na zlomovej tektonike, často na krížení dvoch smerovo odlišných zlomov, z ktorých hlavné – pozdĺžne zlomy oddeľujú elevácie granitoidov s obalovými sériami od príkrovových jednotiek, ktoré sa kumulujú väčšinou v depresiách.

Elevačné jednotky boli vtiahnuté do veľkého klesania v severnej časti podunajskej panvy. Elevácie poklesli do hĺbky 1–2 km. V depresiách s granitovým podložíom sú zaklesnuté obalové série i príkrovové platne do hĺbok až 3 km. Z hľadiska hĺbiny stavby sú najzložitejšie veľké panvy.

### Viedenská panva

Viedenská panva sa rozprestiera na styku Západných Karpát a Českého masívu. Zloženie predmezozoického fundamentu panvy nie je zatiaľ známe a nebolo dosiahnuté ani najhlbšími vrtmi. Regionálne patrí Českému masívu (F. Němec – G. Kocák 1976), bloku Brunnie so simatickou kôrou podľa J. Zemana (1978), autonómneho bloku J. Weissa (1977). Podľa H. D. Klemma (1978) sa panva zakladala na kôre prechodného typu, medzi kontinentálnym a oceánskym typom, a mala by byť panvou na okraji kontinentu. Najhlbšie vrty v tejto panve – Šaštín-12 skončili v hĺbke 6505 m a vrt Lakšárska Nová Ves-7 v hĺbke 6405 m, oba v triase pravdepodobne chočského príkrovu. F. Němec – G. Kocák (1976) sem kladú príkrovy Východných Álp, zaklesnuté príkrovy magurského flyšu a šupiny bradlového pásma. Na základe reflexno-seizmických profilov je podložie viedenskej panvy v hĺbke 7 km. Podľa profilu HSS VI je autonómny blok kôry na svahoch elevácie plášťa naklonený na západ. Kôrový blok v interpretácii B. Beránka et al. (1972) tvorí veľkú priekopovú prepadlinu. Otvoreným problémom stále ostáva vysvetlenie najväčšej u nás známej zápornej tiažovej anomálie a kladnej magnetickej anomálie v tejto oblasti.

V panve sa krížia zlomy prenikajúce do fundamentu:

a) z Českého masívu smerom VSV–ZJZ a Z–V (levársko-sološnická priekopa) a smerom SZ–JV zrejme vybiehajúce z nesvačisko-vranovickej prepadliny (A. Dudek – V. Špička 1975), M. MaheI (1978b) extrapoluje tieto zlomy až do panónskej oblasti;

b) z vonkajších Karpát – zlomy smeru SV–JZ.

Zlomy SZ–JV sú považované za prekambričné (P. Grecula – Z. Roth 1978) prekopírované z podsunutej platformy (Českého masívu) pod západokarpatskú jednotku.

T. Buday – J. Seneš (1967) spájajú umiestnenie panvy s oblasťou kríženia peripieninského a labského lineamentu (tzv. sudetskej poruchy hornomoravského úvalu). Novšie geofyzikálne a geologické práce však preukázali, že najväčší význam čo sa týka umiestnenia viedenskej panvy mali hlbinné zlomy lednický a peripieninský. Labský zlomový systém sa uplatnil len podradne pri severnom obmedzení panvy.

Hrúbka neogénnej výplne v najhlbších kryhách (levárska prepadlina, kútska

prepadlina) dosahuje vyše 5500 m a viedenská panva sa spolu s podunajskou panvou a aj východoslovenskou panvou radí k najmobilnejším panvám, i keď sa pravdepodobne nejedná o synchronnú subsidenciu. Z hľadiska hĺbnej stavby je zaujímavé, že obe najmobilnejšie panvy sa primykajú k pásnu peripieninského lineamentu, vymedzenému na okrajoch lednickou a rábskou líniou (príl. 4). Oblasť je z kôrového hľadiska heterogénna, ako to ukazuje kontrastnosť a nekorelovateľnosť tiažových a magnetických anomálií. Obidve hĺbiny, t. j. levársku a gabčíkovskú, oddeľuje elevačné pásmo peripieninského lineamentu vystupujúceho na povrch ako Malé Karpaty.

Na stavbe viedenskej panvy sa uplatňujú zlomy SZ–JV, paralelné, ale nie totožné s labským systémom, naväzujúce na nesvačilskú a vranovickú prepadlinu v oblasti jv. od Brna (A. Dudek – V. Špička 1975). Pokračovanie tohoto smeru uvádza O. Fusán et al. (1979) v línii Trnava – Nové Zámky a v ďalších dvoch paralelných zlomoch v dunajskej nížine (príl. 4). V mieste výskytu týchto zlomov podľa doterajších údajov HSS o hranici kôra/plášť nastáva v hĺbke zmena a prebieha tu okraj plášťovej elevácie. Extrapoláciou som doplnil línie hĺbky Moho v oblasti viedenskej panvy; použil som údaje J. Kvitkoviča – J. Plančára (1975) a rešpektoval geofyzikálnu interpretáciu údajov, z ktorých vyplýva, že veľkosť klesania neogénneho podložja sa rýchle znižuje v pásme narastania hrúbky kôry – vid' podunajský blok. B. Beránek (1978) ponechal autonómny blok bez interpretácie hrúbky kôry.

Z uskutočnených korelácií hĺbok podložja neogénnych panví a na základe vrto v a geofyzikmi koncipovanej zlomovej tektoniky vidíme, že:

a) Viedenská a podunajská panva majú spoločné črty vo väzbe najhlbšie zaklesnutých kryh na pásmo veľkej zmeny hrúbky kôry s veľkým horizontálnym gradientom zmeny hrúbky 60 m/km (F. Čech 1980b). V centrálnej časti Západných Karpát dosahuje gradient 80 m/km a v panónskej panve 50–90 m/km.

b) Najmobilnejšie kryhy sú vymedzené pozdĺžnymi hlbinnými zlomami smeru SSV–JJZ a priečnymi hlbšími zlomami smeru SZ–JV, pričom sv. hranicou mobilných kryh je zlomové pásmo nesvačisko-trnavské. Toto pásmo obmedzuje pretiahnutý mobilný sektor dunajsko-záhorský; (dunajský sektor bol mobilný v panóne a pliocéne, záhorský v bádene a sarmate).

c) Priečne členenie na mobilnejšie a stabilnejšie kryhy je pravdepodobne v hlbnej súvislosti s priebehom okraja elevácie plášťa, vystupujúceho východne od peripieninského lineamentu v geofyzikálnom poňatí (O. Fusán et al. 1979).

d) Elevácia oddeľujúca obe panvy, pozdĺžne k ich hraniciam a priečne k mobilnému pásmu, je kineticky viazaná na peripieninský lineament a na neotektonické pohyby elevačného charakteru v tomto sektore lineamentu.

Na základe analýzy stavby podložja viedenskej a podunajskej panvy a na základe korelácie geologických a geofyzikálnych údajov sa podarilo zistiť doposiaľ neznáme regionálno-tektonické členenie a štruktúrne prvky integrujúce vývoj a hlbšiu stavbu dvoch zdanlivo geneticky odlišných panví, ležiacich však pri styku dvoch megablokov. Toto zistenie len zdôrazňuje význam neogénnej štruktúrnej prestavby vo sfére pôsobnosti plášťového diapíru panónskej panvy (F. Čech 1980b).

## Podunajská panva

Geologické poznatky spracoval T. Buday – V. Špička (1964) a O. Fusán et al. (1971). Podunajská panva podobne ako panva viedenská, leží na rozhraní geologickej odlišných jednotiek s rôznym stupňom konsolidácie – západokarpatskej a panónskej. Čo sa týka tektonickej stavby má panva nevýraznú stavbu a podľa Budayovej klasifikácie južná časť panvy patrí typu superponovaných panví, severná časť typu pozdĺžnych panví s dedičnou štruktúrou (tri „zálivy“ smeru SV–JZ podmienené eleváciami Inovca a Tríbeča). Karpatské kryštalinické jednotky budúce vyššie položené podložie boli pri okraji s panónskym blokom vtiahnuté do klesania, až do hĺbky 5 km. Na základe vrtných údajov (A. Biela 1978) a geofyzikálnych máp možno usudzovať, že granitoidy v podunajskom bloku netvorí súvislú granitovú vrstvu. V podloží panvy prevládajú metapelity s bázikami indikujúce pôvodný suboceánsky typ kôry s tendenciou tvorby depresí (F. Čech 1980b).

Pokúsil som sa bližšie objasniť geologicko-petrografický charakter tohoto ponoreného kryštalinika podľa údajov hlbokých vrtoch a tieto údaje korelovať s gravimetrickými anomáliami, ktoré sa tu striedajú v smere SZ–JV. Ich osi zodpovedajú štruktúrnym smerom podložia. Záporná tiažová anomália v priestore Trnavy má regionálny charakter a jej zdroj, súdiac podľa máp regionálnych tiažových anomálií pre polomery vystredenia  $r = 12$  a  $20$  km (J. Plančár – J. Ibrmajer, in O. Fusán et al. 1971) leží veľmi hlboko. Založeniu rozsiahlej depresie predchádzali čiastkové poklesy a tvorba panví severne a južne od dnešnej panvy, napr. v Maďarskom stredohorí (T. Buday 1961). Integráciu heterogénnych jednotiek na panvový prehyb spôsobili pliocénne poklesové pohyby, ktorých hlbinné príčiny som naznačil v predchádzajúcej kapitole.

Kryštalinikum zastihnuté vo vrtoch sz. od veporského hlbinného zlomu (podunajský blok) je tvorené v severnej časti svormi a fylitmi, v podobe pláštá tríbečského granitového masívu, v sz. časti granitoidmi Malých Karpát. Tieto, rovnako ako Tríbeč, ležia v pásme kladných anomálií a sú interpretované ako masívy bez hlbších koreňov (B. Beránek 1979). Naproti tomu záporná anomália, nadväzujúca na stredoslovenskú neovulkanickú oblasť pozdĺž rábskej línie, môže podľa môjho názoru indikovať skryté kyslé intruzívne masy, ktoré spôsobili stabilizáciu, resp. slabý zdvih kryhy medzi Komárnom a Štúrovom, kde došlo i k uhľonosej sedimentácii.

Vysvetlenie hlbšie zakorenených anomálií v zložení kryštalinika nenájdeme. Z hľadiska typov kôry je dôležité zistenie, že granitoidy nemajú hlboký dosah a že ide zrejme o samostatné telesá, ktoré nie sú spojené súvislou mohutnou granitovou vrstvou. V tomto zmysle by som nesúhlasil s interpretáciou O. Fusána et al. (1971) o spojitosti granitoidov navŕtaných u Dediny Mládeže a Pozby v jedno súvislé teleso. Dávam prednosť koncepcii malých telies v hĺbke maximálne spojených hypotetickými miocénnymi kyslými magmatitmi (možno lineárne intrúzie) do telesa s menšími tiažovými účinkami (obr. 11). Z Beránkovej mapy by mohlo vyplývať, že hĺbka ľahšieho telesa je do 15 km. Mohlo by ísť o anatexity, ktoré sa vplyvom zovretia veporského zlomu nedostali už k povrchu.



Kryštalínikum oblastí bez výskytu granitoidov je tvorené prevažne svormi a dvoj-sľudnými pararulami. Len v priestore Sereď – Sládkovičovo boli zastihnuté fylity, miestami brekciovité. Tieto fylity považujem za zvyšok tektonickej depresie v kryštalíniku, ktorá mala smer SSV–JJZ až S–J (obr. 11). Za ďalšiu starú depresnú zónu považujem priestor medzi Levicami a Šuranmi, kde boli zistené svory a početné amfibolity (vrt Šurany-1). Táto depresia bola oddelená pásmom dioritov a granodioritových masívok od depresie komárňansko-šahanskej, kde boli zistené najväčšie hrúbky metabázitov. Tektonické priradenie ku kohútskemu pásmu nie je v rozpore s týmto chápaním. Na rozdiel od elevačných jednotiek kryštalínika s granitoidmi a so stúpajúcou tendenciou, je v juhoslovenskej oblasti kryštalínikum ponorené, s nedostatkom granitoidov, a naopak s prevahou metabázitov (pôvodne sedimentárno-vulkanogénny komplex o hrúbke vyše 600 m zastihnutý vrtom MV-12 jz. od Bušínec). Prevaha metapelitov len dokresľuje pôvodný typ kôry s tenkou granitovou vrstvou, pôvodne suboceánskeho typu. V tomto ohľade by som neextrapoloval silne granitizované pásmo od Inovca a Trábeča na JZ ako to urobil M. Maheľ (1978b). Podľa D. Vassa et al. (1979) možno v Ipeľskej kotline v hĺbke predpokladať ľahké hmoty.

Z masy nakopených príkrovov i v hĺbkach vyše 2000 m usudzujem, že sa hromadili aj v depresiách primárne simatickej povahy s ťažšou kôrou (hustoty metapelitov  $2,71 - 2,73 \times 10^3 \text{ kg. m}^{-3}$ ; A. Biela (1978), náchylnejšou ku klesaniu. Nepriamym dokladom tohoto sú svory navŕtané západne od Zlatých Moraviec vrtom As-45. Tento dynamický predpoklad o vplyve ťažšej kôry na kumuláciu príkrovov opieram o výsledky modelovania H. Ramberga (1967).

Za približnú hranicu tejto kôry považujem severné obmedzenie kladného tiažového poľa. Jej mobilita narastala pravdepodobne smerom východným, do dnešnej oblasti spišsko-gemerskej. Na nevzretosť kontinentálnej kôry v tejto jednotke vplyvom slabej hercýnskej tektogenézy (neukončený cyklus) a na jej náchylnosť k mobilite upozorňuje I. Varga (1978), M. Maheľ (1978a, b) i R. Mock (1978). Slabá alebo úplne chýbajúca granitizácia bola doložená i vrtmi uskutočnenými v tejto oblasti – nezistili sa ani migmatity ani ortoruly.

Mojou úlohou bolo posúdiť na základe geologických znakov pravdepodobný typ kôry v oblasti podunajskej panvy. Preto som sa nezaoberal bližšie vrtmi, ktoré zistili kryštalínikum v maďarskej oblasti. Z údajov o zložení podložných hornín v tejto oblasti (G. Wein 1969, B. Jantsky 1976) však vyplýva, že okrem šopronských granitoidov je podložie oblasti neogénnych panví i tu tvorené kryštalínikom alebo spodnopaleozoickými sériami indikujúcimi sedimentáciu na kôre skôr suboceánskeho typu so slabou hercýnskou konsolidáciou (M. Maheľ 1978b).

Na záver by som chcel zdôrazniť nápadnú zhodu indícií predmetamorfných depresií s opakovaním klesania v dobe posúvania príkrovov. Dedičnosť mobility bola pravdepodobne spôsobená simatickým typom kôry.

Táto skutočnosť potvrdzuje, že vplyv hoci i ťažkých príkrovových más (hustoty karbonátov  $2,7 - 2,8 \times 10^3 \text{ kg. m}^{-3}$ ) na zrýchlenie subsidencie, bez zásahu hlbinných procesov, nemôže byť príčinou klesania panví. Členenie na depresné a elevačné pásma vybiehajúce od Inovca a Trábeča dedí staré členenie kryštalínika, kedy elevačné pásma odpovedali prítomnosti ľahších granitoidných hornín. Z príkladu

podunajskej panvy možno odvodiť poznatok, že si kôra zachovala rozdielnú mobilitu i v dobe neogénnej prestavby kôry, a to v dôsledku jej diferenciacie na kôru viac alebo menej granitizovanú.

S odkazom na už skôr opísané priečne členenie panvy (príl. 4) sa len zdôrazňuje podiel kôry suboceánskejšieho typu na založenie najmobilnejších častí pliocénnej panvy. Hlbinný zásah do mobility kôry je najúčinnejší v mieste starej suboceánskej kôry. Kôra bohatšia na granity si zachovala väčšiu stabilitu. Možno predpokladať, že s rastom podielu granitoidov sa zväčšovala i táto stabilita, resp. začali zdvihové pohyby pôvodných antiklinórií. Kontrastné pohyby potom podmienili vznik zlomov a hrasťovitú stavbu antiklinórií.

#### Juhoslovenská panva

Táto panva sa nachádza v mieste zúženia plochy kladnej tiažovej anomálie a v mieste slabého členenia hlbšími zlomami. Subsistencia v nej končila v spodnom bádene a po inverzii sa podložie stabilizovalo až dvíhalo, pravdepodobne vplyvom predpokladanej existencie ľahkých hmôt v podloží panvy (D. Vass et al. 1979). Kryštalinické podložie podľa petrografického charakteru jadier z hlbinných vrstiev možno interpretovať ako severný výbežok suboceánskej kôry (obr. 11). Príčina stabilizácie nie je známa a nedá sa zatiaľ uspokojivo vysvetliť. Vývoj panvy len ukazuje, že bez hlbinného zásahu nedôjde k väčšej mobilite ani v prípade suboceánskej kôry. T. Buday (1961) zaradil túto panvu k dedeným štruktúram, čo len zdôrazňuje chýbanie hlbinnnej štruktúrnej prestavby. Panva má obmedzený časový vývoj a relatívne malú mobilitu. Na druhej strane boli tieto faktory priaznivé pre rozvoj uhľonosnej sedimentácie. Podľa D. Vassa et al. (1979) má táto panva pozíciu panvy v zadnej hlbine.

Pomerne väčšiu stabilitu by som sa pokúsil vysvetliť touto predstavou. Výstup plášťového diapíru sa dostal do styku s tektonicky rôzne porušenou kôrou, hlavne hlbinnými zlomami. Tie umožnili výstup diferenciatov pláštá i natavenie hornín kôry. V mieste zníženia parciálneho tlaku v plášti došlo k chladnutiu a následnému kolapsu. V oblasti bez hlbinných zlomov ku kolapsu nedošlo a plášťová hmota si zachovala dosiahnutú hĺbkovú úroveň. Miesto klesania nastala stagnácia, resp. zdvihy. Tieto boli príčinou ťahových napätí vo vrchnej kôre a trieštenia panvovej výplne systémom menších zlomov orientovaných kolmo na smer rozpínania vyklenutej kôry, teda v tomto prípade na smer SV–JZ. Preto tu prevládajú zlomy smeru SZ–JV.

#### Východoslovenská panva

V panve sa ako čiastková jednotka vyčleňuje košická kotlina, čo má svoje opodstatnenie i v hlbinnnej stavbe. Záporná tiažová reziduálna anomália ukazuje nielen na vplyv sedimentárnej výplne, ale i na prítomnosť ľahších hmôt, pravdepodobne pri okrajoch panvy. Celá východoslovenská panva zaberá plochu veľkej kladnej regionálnej tiažovej anomálie, ktorú spája s prienikom plášťového diapíru hlboko do karpatskej sústavy až k peripieninskému lineamentu (viď začiatok tejto kapitoly).

Niektorí geológovia uvažujú o samostatnom čiastkovom diapíre konturovanom kladnou reziduálnou oválnou tiažovou anomáliou. Obraz tiažového poľa je veľmi variabilný a nejednotne interpretovateľný. Záporná anomália sa prejavuje ako regionálna len v košickej kotline do hĺbky 8 km. V mapách reziduálnych anomálií pre väčšie hĺbky sa táto anomália vytráca (podľa map O. Fusána et al. 1971) - (obr. 10).

Panva leží na styku dvoch hlbinných zlomov, slanského a peripieninského, ktoré boli v neogéne vulkanicky silne aktívne, hlavne v mieste kríženia s predbádensky aktívnymi hlbinnými zlomami Darnó a so zlomom sámošským (príl. 3). Podložie panvy je tiež silne porušené zlomami, takže zaradenie jednotlivých zlomov v panvovej výplni k hlbinným štruktúram nie je jednoduché. Zlomy sa vetvia, takže nejde vždy o samostatné zlomy pretínajúce panvu. V zásade však zlomy obmedzujú trojuholníkovú kryhu na styku troch blokov (O. Fusán et al. 1979 rozlišujú dokonca tri kryhy charakteru zlomového tripletu). Je pravdepodobné, že tripletový styk bol centrom výstupu magmatickej klenby, ktorá kauzálna toto usporiadanie ešte zvýraznila a dotvorila - členením podložja panvy ďalšími zlomami. Pomerne vysoké teploty zistené vo vrtoch (tepelný gradient 5-7,8 °C/100 m; A. Biela 1978) ukazujú, že hlbinná aktivita v tejto oblasti ešte neskončila (seizmická zlomov); príl. 3 a obr. 7. Predpokladám, že v hĺbke kôry ešte prebieha natavovanie hornín a toto môže spôsobovať i už spomenuté záporné lineárne tiažové anomálie. Druhým spôsobom, ktorým by sa dali vysvetliť tieto záporné anomálie, by bolo zavlečenie ľahších blokov hornín pri okraji kryh do hĺbky 6-8 km, teda akousi vnútrokôrovou mikrosubdukciou.

Košická kotlina má charakter tektonickej priekopovej prepadliny vzniklej v dobe vulkanizmu s tendenciou k prehĺbovaniu po jeho ukončení.

Podložie panvy je pestré. Z hľadiska typov kôry sú dôležité nasledujúce údaje:

1. Západná časť okrem kryštalinika Čiernej hory patrí k spišsko-gemerskej jednotke, charakterizovanej slabou konsolidáciou (I. Varga 1978).
2. Vrt KO-1 pri Košiciach zastihol v priamom podloží neogénu peridotitové teleso. Petrografické zloženie kryštalinika v okolí Košíc a navrtané peridotity neukazujú na sedimentáciu v ensialickej panve.
3. Bázičné teleso indikované gravimetricky južne od línie Košice - Hýľov (O. Fusán et al. 1979).
4. Silne diferencovaný typ kôry naznačujú: gravimetrické mapy so striedaním kladných a záporných tiažových polí (obr. 10), ďalej svory a amfibolity zemplínskeho ostrova, bez prejavov migmatizácie, a na druhej strane litofaciálny vývoj karbónu, ktorý ukazuje na blízkosť existencie kontinentu v podloží Východných Karpát (I. Varga 1978).

Východná časť panvy leží najskôr na východokarpatskej jednotke so starším vekom endogénnych procesov vo fundamente (N. P. Semenenko 1977), s karbónskou sedimentáciou v okrajových depresiách na styku kontinentálnej a suboceánskej kôry. Usudzujem tak na základe striedania prvkov kontinentálnych (vápenca, arkózy) a trógových (diabázy, hojné pelity). Podložie ostatných menších panví vnútornej alpinotypne zvrátsenej časti Západných Karpát je tvorené hrubšou

kontinentálnou kôrou s granitovou vrstvou spôsobujúcou obmedzovanie subsidencie. Mobilita tu bola hlavne ovplyvnená intenzitou pozdĺžnej tektonickej členitosti (na čo poukázal už T. Buda y 1961), bez priamej návaznosti na hlbinné zlomy. Na rozdiel od veľkých panví, kde sa uplatňujú zlomy styčných jednotiek – blokov, sú v malých panvách zastúpené väčšinou len dva systémy zlomov (tab. 2).

Tri najväčšie neogénne panvy názorne ukazujú na tesnú spojitosť hrúbky a typu kôry, tektonickej členitosti a blízkosti dynamického pôsobenia plášťového diapíru na vývoj ich mobility. Určitou výnimkou čo sa týka hrúbky kôry je viedenská panva. Ak si uvedomíme, že pod 3–4 km miocénu sú 3–4 km tektonicky premiestnených ďalších sedimentov, potom pôvodná hrúbka kôry bola 21–28 km, čo sú hodnoty blízke pôvodnej kôre panónskej panvy (po odpočítaní 20–25 km terciérnych sedimentov). Ak spolupôsobili všetky uvedené faktory, suboceánsky typ kôry s malou hrúbkou a silné porušenie hlbinnými zlomami umožňujú plášťu prenikať aj do kôry a pôsobiť deštruktívne. Výsledkom kolapsového štádia bola potom rýchla, veľká a nerovnomerná subsidencia, diferencovaná tektonickým členením a látkovým zložením podložia panví. Typ kôry má zreteľný vplyv na plošnú rozlohu panví. V prípade východoslovenskej a viedenskej panvy pôsobili všetky hlavné faktory, čo sa odráža i v silnej zlomovej segmentácii týchto panví.

Prehľad hlavných zlomových systémov v neogénnych panvách.

Tabuľka 2

Panva	Smer zlomov	Smer hlbinných zlomov
viedenská	SV, SSV, SZ, Z–V	SV (SZ)
podunajská	SV, SSV, SZ, Z–V	SV
juhoslovenská	SZ, S–J, SV	SV, S–J
východoslovenská	S–J, SV, SZ	S–J, SZ (SV)
ilavská a trenčianska	SV (SZ)	–
turčianska	SSV, SZ	–
hornonitrianska	SV, SZ	–
žiarska	SV, S–J	–
banskobystrická a zvolenská	SV, (S–J), Z–V	–
brezňanská	SV, SZ	–
handlovská	SV, SZ	–

Uvedený prehľad ukazuje, že veľké panvy sú spojené s hlbinnými štruktúrami a že sú tektonicky porušené pozdĺž viac ako dvoch zlomových smerov. Malé panvy vznikli na jednom hlavnom, pozdĺžnom smere, s ktorým sa kríži jeden smer priečny.

### Vzťah hlbínnej stavby k paleogeografickým pomerom v terciéri

#### Vzťah k paleogeografickým pomerom v paleogéne

Údaje o rozšírení paleogénnych facií sú kusé, a preto paleogeografické mapy P. Grossa (1978) neposkytujú potrebné údaje v rozhodujúcich miestach priebehu hlbinných štruktúr, dôležitých pre vývoj neogénnych panví. Naznačujú však vplyv

peripieninského lineamentu a veporského hlbinného zlomu na diferenciáciu litofaciálnych a paleogeografických jednotiek. Lineament vo východnej časti (humenská vetva) pravdepodobne oddeľoval pevninu na SV od morského prielivu z tatranskej oblasti.

Paleogeografia však indikuje rozsiahle ponorenie segmentu kontinentálnej i subkontinentálnej kôry (najmä v priabóne a spodnom oligocéne) a už skôr známe spojenie panónskej panvy s juhoslovenskou oblasťou – budínsky vývoj (T. Buday – J. Seneš 1967). Rozsiahle ponorenie predpaleogénnych jednotiek prebiehalo súčasne s tektonickou segmentáciou kôry panónskej panvy a s intenzívnym vulkanizmom zasahujúcim už i do severomaďarských centier.

Domnievam sa, že ponorenie predpolia plášťového diapíru súvisí s týmto výstupom, pretože postihlo rôzne tektonické jednotky a rôzne typy kôry.

### Vzťah k paleogeografickým pomerom v neogéne

Základné hlbinné členenie vnútrokarpatských jednotiek sa uplatnilo už pri rozpade paratetýdy na autonómne sa vyvíjajúce panvy. Na podrobnejšie sledovanie vzťahov medzi mobilitou hlbinných štruktúr a paleogeografickým vývojom som použil paleogeografické mapy J. Gašparika (1978), ktoré poskytujú viac informácií než podobné mapy paleogénu.

V egenburgu, s výnimkou juhoslovenskej panvy, bola vnútorná oblasť vynorená a sedimentácia, rovnako ako v paleogéne, sa koncentrovala v pásme okolo peripieninského lineamentu. Depresné zóny sledovali pásma skýcovského a slanského hlbinného zlomu, pozdĺž ktorých more pravdepodobne komunikovalo s panónskou oblasťou.

Vrchnobádenská hlbinná prestavba mala odozvu v definitívnom prerušení zvyškov paratetýdy s tetýdnou oblasťou. Oblasť egenburskej sedimentácie sa inverzne dvíhala a stávala sa znosovou oblasťou s výnimkou humenskej vetvy peripieninského lineamentu, v severnej časti košickej kotliny, kde sa zachovalo more.

V spodnom bádene bola dokončená inverzia na hlavných hlbinných zlomoch: oblasť klesajúca v egenburgu, sv. od skýcovského pásma vystúpila a jz. oblasť začala klesať. Klesanie nastalo i jv. od veporského hlbinného zlomu a východne od slanského zlomu vo východoslovenskej panve, kde sa mobilita sťahovala na východ (T. Buday – J. Seneš 1967). V zásade možno povedať, že sa mobilita preniesla z vnútorných flyšových oblastí na juh, kde vyvrcholila v pliocéne. Klesanie teda postupovalo k predpokladanému vystupujúcemu plášťovému diapíru a v zmysle vyššie uvedených znakov o jeho expanzii na vonkajšiu stranu, teda proti tejto expanzii. Mohlo by to znamenať postupné chladnutie diapíru od periférie a postup kolapsového efektu v rovnakom smere k centru elevácie.

Nové paleogeografické poznatky (J. Gašparik 1978) potvrdzujú názor T. Budaya (1961) o vplyve hlbinných zlomov na rozvoj panví, ale sú v rozpore s jeho všeobecným záverom o spojitosti vrásnenia a stagnácie alebo mobility v panvách. Potvrdzuje sa šírenie mobility – impulzov na začiatku klesania od západu na východ, nepotvrdzuje sa však šírenie panví od vnútorných častí Karpát k vonkajším častiam.

Šírenie mobility prebiehalo naopak, od vonkajších zón vnútorných Karpát k ich vnútorným zónam.

### Genéza panví – klasifikácia panví podľa tektonických kritérií

Výsledky korelačných výskumov vo vzťahu k doterajším poznatkom o vzniku, založení a vývoji panví, ktoré formuloval T. Buday (1961), možno zhrnúť takto:

1. T. Buday správne spojil panvy ležiace v alpinotypne zvrásnenom západokarpatskom oblúku s hlbším štruktúrnym predneogénnym členením – panvy konformné s hlbšou stavbou, dedičné. Do tejto skupiny zaraďuje malé neogénne panvy vo vnútri Karpát a panvu viedenskú a východoslovenskú.

2. Panvy na vnútornej strane Západných Karpát ležia podľa Budaya nad štruktúrne odlišnými jednotkami, a preto nemajú jednotný vývoj, ani jednotný štruktúrny plán. K medzihorským superponovaným panvám zaradil podunajskú a juhoslovenskú panvu.

Vznik panví dával do súvislosti s migráciou a pulzáciou vrásnenia. Toto definovanie z hľadiska nových poznatkov je treba rozšíriť a doplniť.

#### 1. *Panvy prvého typu (dedičné)* sú dvojakého druhu:

a) *Panvy na kontinentálnej kôre*, malého plošného rozsahu s mobilitou priestorove viazanou na hlbšie zlomy jedného alebo dvoch smerov a na štruktúrne hranice predneogénnych elevácií a depresí – antiklinórií a synklinórií. Tento typ panví súvisí s hlbinnými zlomami nepriamo, leží v ich blízkosti. Mobilita je obmedzená a podložie sedimentov podľa geofyziky dosahuje maximálne 2500 m hĺbky (Žiarska kotlina). Spojitosť s orogenézou je evidentná.

b) *Panvy na suboceánskej alebo na tenkej kontinentálnej kôre*, silne členené, alebo obmedzené hlbinnými zlomami viacerých smerov. Panvy majú niekedy charakter hlbinných priekopových prepادلín s hĺbkou poklesu vyše 5000 m. (Veľkosť maximálnej amplitúdy klesania je oproti predošlej skupine panví dvojnásobná). Oblasti najväčšej mobility nie sú vždy totožné s hlbinným zlomom v podloží (príl. 4), ale priestorove sa viažu na priečne oddelené kryhy s fundamentom tvoreným mobilnou kôrou suboceánskeho typu. Do tejto skupiny panví patrí viedenská a východoslovenská panva. Obe panvy majú zmiešané znaky dedičných a superponovaných depresí a vzhľadom k svojej pozícii na hranici dvoch odlišných tektonických jednotiek (megablokov) s rozdielnym predalpínskym vývojom, majú charakter medzihorských panví (podľa D. Vassa 1979 panvy v zadnej hlbine), alebo podľa hlbinných kritérií panví medziblokových. Vplyv vrásnenia na vývoj panvy je nepriamy, panvy ležia pri okraji vrásnených jednotiek.

2. *Superponované panvy z hľadiska hlbinnnej stavby a z hľadiska príslušnosti k blokom podložia Západných Karpát nie sú geneticky ani štruktúrne tak heterogénne ako to uvádza T. Buday (1961). Hranice panví sú obmedzené hlbinnými zlomami a panvy pokrývajú väčšinu plochy hlbinných blokov. Vo veľkosti klesania*

dosahujú rovnaké hodnoty ako panvy predchádzajúcej kategórie. Na ich založenie mali bezprostredný vplyv hlbinné procesy v plášti, ktoré výrazne postihli v predchádzajúcom vývoji slabo konsolidovanú suboceánsku kôru alebo tenkú kontinentálnu kôru.

Superponované panvy svojou genézou nezáviseli na vývoji, ani na zmenách intenzity vrásnenia, ktoré prebiehalo mimo panvy. Ich vývoj prebiehal vo sfére regionálneho klesania a tenkej kôry, vrásnenie prebiehalo v pásme zdvihov a narastajúcej kôry. Vrásnenie je len ukazovateľom, že regionálne tektogenetické procesy majú rozdielnú formu prejavu, pravdepodobne spoločného hlbinného procesu.

Z hľadiska tektonického vývoja je významná spojitosť s karpatským oblúkom k tangenciálne orientovanej migrácii vrásnenia, prebiehajúcej od Z na V a radiálne od vnútornej strany na vonkajšiu. U vulkanizmu bol zistený zhodný trend migrácie (J. Lexa – V. Konečný 1979) s vratnými trendmi vo vnútri jednotlivých jednotiek.

Zakladanie a hlavný rozvoj panví sledovali tiež migráciu od Z na V, ale s vratnou tendenciou rastu mobility v radiálnom smere (a to už od konca paleogénu). Tendencia vývoja molasových panví sa mení v čase tak, že ťažisko leží pre ranú molasu (eger) v zadnej hlbine, pre hlavnú molasu (egenburg–sarmat) vo vnútri Karpát a pre pozdnú molasu (panón–pliocén) v zadnej hlbine. Medzi vulkanizmom a rozvojom subsidencie je korelácia v priestorovom šírení, ale len v širšom regionálnom merítku.

Prvky hlbinných faktorov obsahuje aj klasifikácia neogénnych panví D. Vassa (1979), ktorá sa pokúša aplikovať globálno-tektonický model. Vass zdôraznil štruktúrnú podobnosť juhoslovenskej a panónskej panvy v pliocénnej etape vývoja, a uvažuje tak o ich spoločnej genéze. Panvu budinského paleogénu považuje za vyvrcholenie mobility v dobe finálnej aktivity diapíru, ktorý vznikol po vrchnokriedovom vrásnení spojenom so subdukciou. Stenčenie kôry predpokladá už od paleogénne pôsobiaceho diapíru.

Vnútrohorské pozdĺžne panvy považuje tiež za následok diapirizmu vo vnútri karpatského oblúka. Kulmináčné obdobie subsidencie i vulkanizmu je vo vrchnom bádene–sarmate. Vznik spája so subdukciou vo vonkajších Karpatoch, ktorá mala za následok výstup diapíru v spodnom miocéne. Vyvrcholenie vulkanizmu a subsidencie dáva do príčinnej súvislosti s rastom tohto diapíru a jeho členením na čiastkové diapíry, z ktorých jeden naznačuje vo východoslovenskej panve.

Koncepcia čiastkových diapírov zodpovedných za vznik vulkanizmu a klesanie panví mimo karpatskej predhlbne, ako uvažuje D. Vass (1979), však nie je bez rozporov a problémov. Pre existenciu čiastkového diapíru v oblasti stredoslovenských neovulkanitov môžu svedčiť tieto faktory: styk hlbinných zlomov, kruhovitý tvar vulkanickej oblasti, magnetické pole, nahromadenie tektonických priekopových prepادلín a hrastí. Diapír by vznikol na tektonickom styku rôzne hrubej kôry líšiacej sa zložením (kontinentálna a suboceánska kôra). Pre existenciu plášťovej elevácie však nesvedčia gravimetrické údaje. Vzniká preto otázka, či vulkanickú klenbu spôsobil plášťový diapír alebo natavenie kôry a vznik subvulkanických granitoidných telies, pre ktoré sú v gravimetrických údajoch predpoklady (O. Fusán et al. 1971). Ak je elevácia už predbádanská, ako to ukazuje starší vek subvulkanických hornín (K. Karolus 1978), potom vznik priekopových prepادلín

a hrastí, ktoré sa tu koncentrujú, by bol vo väčšej miere viazaný na túto štruktúru – pravdepodobne kôrového založenia. Hlbinnou príčinou by mohol byť kôrový termálny stúpec typu „hot spot“ bez elevácie plášťa. Nie je totiž jasné, prečo by vulkanizmus vyvolaný hlbinnou eróziou bazaltovej vrstvy spodnej časti kôry diapírom začal kyslími efuzivami. Ak akceptujeme petrochemické údaje J. Lexu – V. Konečného (1974), hoci i nekompletné z hľadiska geochemickej preukazateľnosti hĺbky tvorenia vulkanitov, potom vznik magmatických krbov ryolitov treba hypoteticky situovať do vnútra kôry.

Vulkanické centrá ležia mimo panvy, s výnimkou východoslovenskej panvy. Vzájomná podmienenosť medzi vulkanizmom a klesaním panví však časove koinciduje v ostatných regiónoch. Z rozloženia neovulkanických centier vyplýva, že v zásade ležia na styku tenkej a hrubej kôry, na styku, ktorý je väčšinou tektonický (obr. 3 a 4, príl. 3). Podľa už skôr uvedených indícií považujem tento styk zároveň za hranicu typickej kontinentálnej kôry s kôrou zmiešanou (suboceánskou) alebo primárne – teda pred pôsobením diapíru, s tenkou kontinentálnou kôrou, silne mobilnou. Uvedené rozhranie je väčšinou hranicou megablokov, v niektorých prípadoch hranicou blokov vo vnútri megabloku. Tento okraj je v Západných Karpatoch zhruba hranicou pozdĺžnych dedičných panví s panvami superponovanými.

Na druhej strane však zostáva otázka plošného rozsahu plášťového diapíru. Uviedol som, že z hľadiska hlbínnej stavby by sa mohlo uvažovať o jeho expanzii až po peripieninský lineament, čo sa zdá byť opodstatnené vo východoslovenskej oblasti. Indície pre túto interpretáciu však existujú aj v priestore viedenskej panvy. Potom by však i kôra pod vnútornými Západnými Karpatmi až po uvedený lineament mohla byť považovaná za stenčenú, čo v porovnaní s veľkou hrúbkou kôry v neoidne orogénnych pásmach (napr. Východné Alpy, Dinaridy, Južné Karpaty) je výklad opodstatnený. V tomto prípade by vplyv diapíru bol maximalistický a jeho účinky na založenie pozdĺžnych panví zo spodu kôry, modifikovanej hrubšími pásmami granitoidov, pripustiteľný. Ak bol diapír aktívny už v paleogéne (myšlienka D. Vassa 1979), potom by s jeho pomocou bolo možné vysvetliť rozsiahlu predvrchnooligocénnu mobilizáciu a vrchnooligocénnu až spodnomiocénnu rozsiahly výzdvih.

Z tektonofyzikálneho hľadiska je totiž jednoduché pôsobenie diapíru z panónskeho priestoru na mobilitu vzdialenejších vnútrohorských pozdĺžnych panví nevysvetliteľné. Diapír by mal na svoje okolie vyvolávať horizontálny tlak a kompresiu. Subsistencia by nemohla vzniknúť, ale naopak, mali by sa tvoriť prešmykové dislokácie, orientované oblúkovite paralelne s okrajom diapíru. K dilatácii by mohlo dôjsť len na zlomoch orientovaných radiálne k diapíru – tieto zlomy by sa stláčaním otvárali. To však nie je prípad pozdĺžnych panví.

Strižné napätia však mohli nastať na tangenciálne orientovaných štruktúrach, čo som zdôraznil v prípade peripieninského lineamentu. Takto orientované napätie mohlo viesť k vzniku strižných rovných zlomov smeru SZ–JV a SV–JZ. Po uvoľnení napätia je teoreticky opodstatnené klesanie kryh pozdĺž týchto zlomov. Takéto vysvetlenie je prijateľné pre viedenskú a východoslovenskú panvu, ktoré ležia pri peripieninskom lineamente. Je však problematické pre ostatné vnútorné panvy,



vrátane troch „zálivov“ podunajskej panvy, orientovaných smerom SV–JZ. Výklad vychádzajúci z predpokladu lokálneho čiastkového diapíru pôsobiaceho na vznik rôznosmerne orientovaných malých panví má v tomto ohľade prednosť.

Naznačil som zložitosť problematiky riešenia genézy panví, problematiky, ktorá zatiaľ pri koncepcii plášťového diapíru zostala nevyjasnená a navyše v spojení so subdukciou na styku vnútorných a vonkajších Západných Karpát vytvára zatiaľ neriešiteľné problémy. Problém nemožno riešiť čiastkovými metódami a prístupmi, ale bude treba k nemu pristúpiť komplexne až bude hlbšie objasnená i genéza vulkanizmu a až budú zostavené početnejšie a podrobnejšie paleogeografické mapy.

*V súčasnej dobe je vysvetlenie vzniku neogénnych panví hlbinnými príčinami najracionálnejšie.* Poznatky hlbinej geológie a geofyziky preukázali, že neogénne panvy vnútorných Západných Karpát sa nachádzajú na hlbinných štruktúrach a že ich vývoj mal spoločné faktory, ktorých príčiny nemožno hľadať v povrchových javoch. Takýmto javom však môže byť vrásnenie ako deformačný akt, ktorý nezasahuje do hlbinej stavby. Príčinou vrásnenia sú však hlbinné procesy. Dokázali to i korelačné výskumy sedimentárnych panví, najmä vzťahy ich založenia a periód intenzívnej subsidencie k hlbinným štruktúram a rozvoju vulkanizmu. Vznik panví, podobne ako vulkanizmus a ďalšie geologické procesy, je len inou formou prejavu endogénnych procesov. Súčasné geofyzikálne poznatky posúvajú príčiny týchto procesov do astenosféry. Model plášťového diapíru indikovaného sprvu geofyzikálne, ale dnes i geologicky, najmä analýzou hlbinej stavby, je v súlade s modernými smermi hlbinej geológie najaktuálnejší. Hlbinný aspekt mohol nájsť i nové prvky spoločné pre panvy, alebo dvojice panví (viedenská – podunajská) a oddeliť prvky špecifické – autonómne (východoslovenská panva).

Riešenie genézy synorogénnych a postorogénnych panví sa stretáva s faktami, ktoré sú skôr fixistického charakteru. Ani v štruktúrnych a paleogeografických údajoch, ani v zistených vzťahoch k hlbinej stavbe nenachádzame spoľahlivé dôkazy pre indikovanie mobilistických modelov. V genetických otázkach je potom novým momentom riešenie vzťahov k typu kôry a k stupňu jej konsolidácie. Nový prístup umožnili najmä práce posledných rokov, z ktorých treba zdôrazniť práce M. Maheľa, dokazujúce kôrovú heterogenitu a korigujúce tradované predstavy o regenerovanej platforme alebo uzavretosti predalpínskych tektogén. Predložené poznatky zdôrazňujú moment dedičnosti mobility, a to nielen štruktúrnou predispozíciou, ale i kôrovým typom udržiavajúcim dlhodobu mobilitu a vzdorujúcim konsolidácii platformového charakteru.

### **Ložiská uhlia vo vnútrokarpatských panvách vo vzťahu k ich hlbinej stavbe**

Práce o geológii uhoľných ložísk nachádzajúcich sa vo vnútrokarpatských neogénnych panvách sa zaoberali ich genézou z hľadiska plynkej tektoniky a z hľadiska ich vzťahu k okolným tektonickým jednotkám. Pokúsil som sa rozobrať ich tektonickú pozíciu a historický vývoj vo vzťahu k hlbinej stavbe a vývoju panví. Zamerám sa pritom pozornosť na ložiská v panónskej panve a jej periférnej časti. Problematika

ložisk vo vnútri vnútrokarpatských jednotiek je daná ich závislosťou na mobilite tektonických zlomov v dobe relatívnej stability uhľonosnej sedimentácie. Na rozdiel od koncentrácie ložísk ropy a zemného plynu vo vonkajších Karpatoch a v predhlbni, uhoľné ložiská sú sústredené do vnútorných jednotiek karpatského oblúka.

Ložiská, pokiaľ ich je vôbec možné ako ložiská označiť, patria k panvám dediacim štruktúru pozíciu na starších zlomoch. Táto pozícia v súvislosti s pretrvávajúcou alebo doznievajúcou kompresnou dynamikou okolných tektonických jednotiek predurčila pomerne krátkodobú životnosť uhľotvorných podmienok. Preto ide väčšinou o ložiská ekonomicky menej významné alebo bezvýznamné, s malými zásobami a nízkou kvalitou uhlia, zapríčinenou obyčajne vysokým obsahom popola.

Keďže slovenským ložiskám venujem samostatnú kapitolu, v tejto časti práce uvádzam výsledky výskumu vyššie uvedených vzťahov predovšetkým z územia Maďarska, Rumunska a prilahlých okrajových častí Juhoslávie, okrem dinárskej oblasti. Na analýzu som použil prehľadné mapy ložísk uhlia A. K. Matvejeva (1975) a jeho monografiu (A. K. Matvejev 1966), ako i nepublikovaných mapových podkladov jednotlivých zemí. Sledoval som vzťah rozmiestnenia ložísk k hlbinným zlomom, k ich mobilite v príslušnom geologickom období, k blokovej stavbe a typom kôry. Z vysledovaných vzťahov som dospel k záverom o vzťahu akumulácie uhlia k endogénnym štruktúram a procesom určujúcim vznik sedimentačných priestorov panónskej a cirkumpánonskej oblasti. Všeobecne priaznivé podmienky pre vznik uhoľných ložísk boli na styku elevačných a depresných zón – na prechode súše a vodných nádrží. Na porovnanie uvádzam i poznatky o ložiskách karpatskej predhlbne a platformového predpolia.

### Základné uhľotvorné pásy

Uhoľné ložiská vytvárajú na vnútornej strane karpatského oblúka štyri pásma – centrá akumulácie uhlia: v severozápadnom Maďarsku na balatónskom bloku, ďalej na apusénskom bloku, na prechode z východokarpatského oblúka, najmä na srbsko-macedónskom bloku a na preddinárskom bloku. Zvláštne postavenie s maximálnou akumuláciou ložísk uhlia a perzistentnou tendenciou tvorby uhlia má vardarská zóna, srbsko-macedónsky masív a krajštidná zóna.

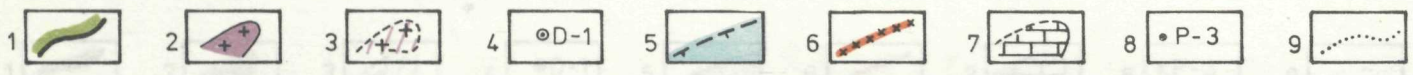
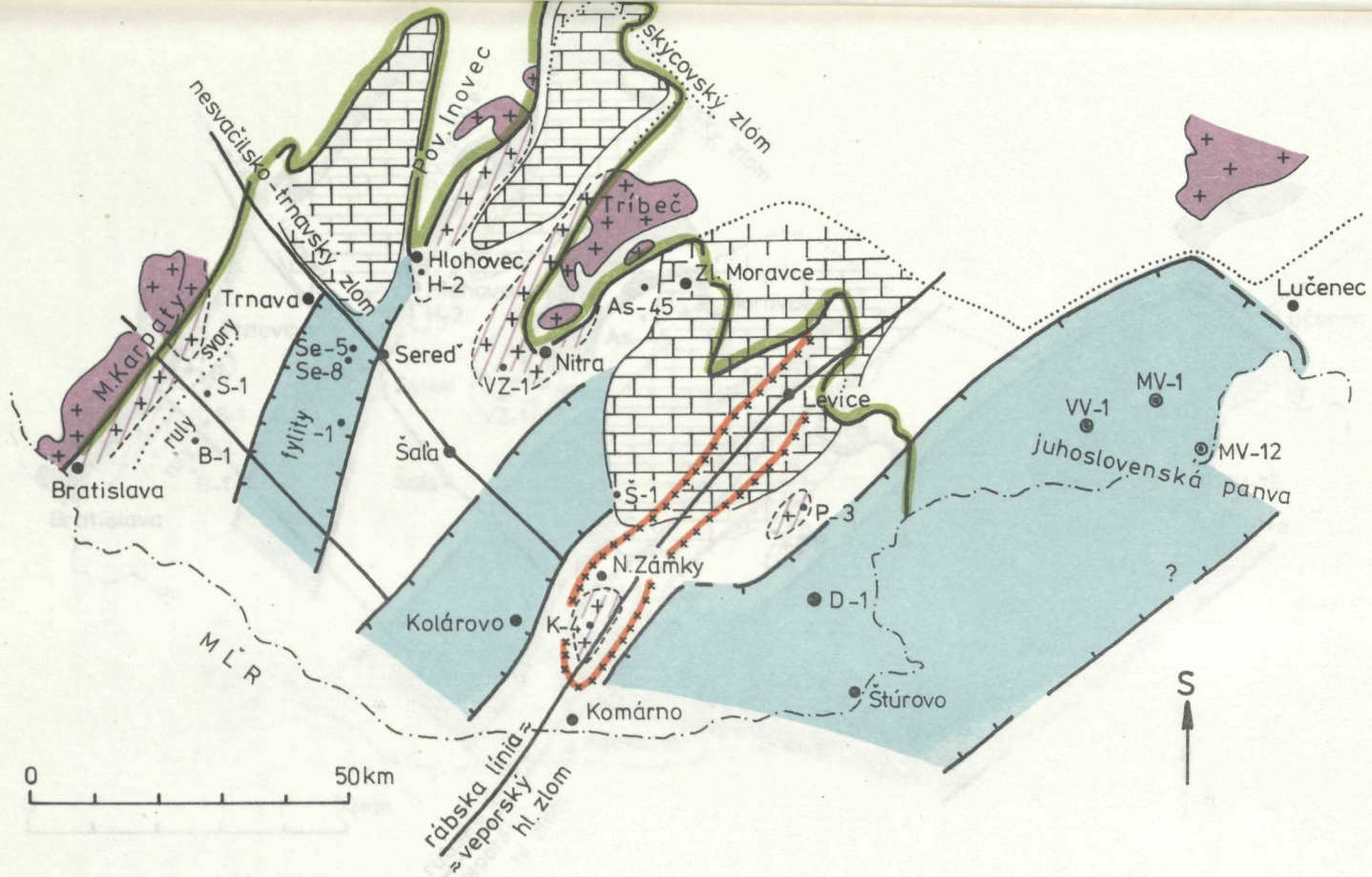
Vlastné Karpaty sú na ložiská uhlia veľmi chudobné v porovnaní s Dinaridami, kde je anomálne vysoká koncentrácia neogénnych ložísk uhlia. Len na porovnanie uvádzam, že existuje dobrá priestorová korelácia medzi uhľonosnými zónami a ofiotovou zónou. Dosahuje taký vysoký stupeň zhody, že v oblasti sz. od Skoplje, kde je ofiolitové pásmo posunuté na ZJZ, dochádza i k zhodnému posunu uhľonosného pásma pokračujúceho od kičevskej panvy v Juhoslávii do Grécka, do panvy Servia a Kateríni. Uhoľné panvy sa tvorili na bázitových pásmach medzi eleváciami, ktoré dodávali do panví materiál. Elevácie usmerňovali i vodné toky zásobujúce panvy.



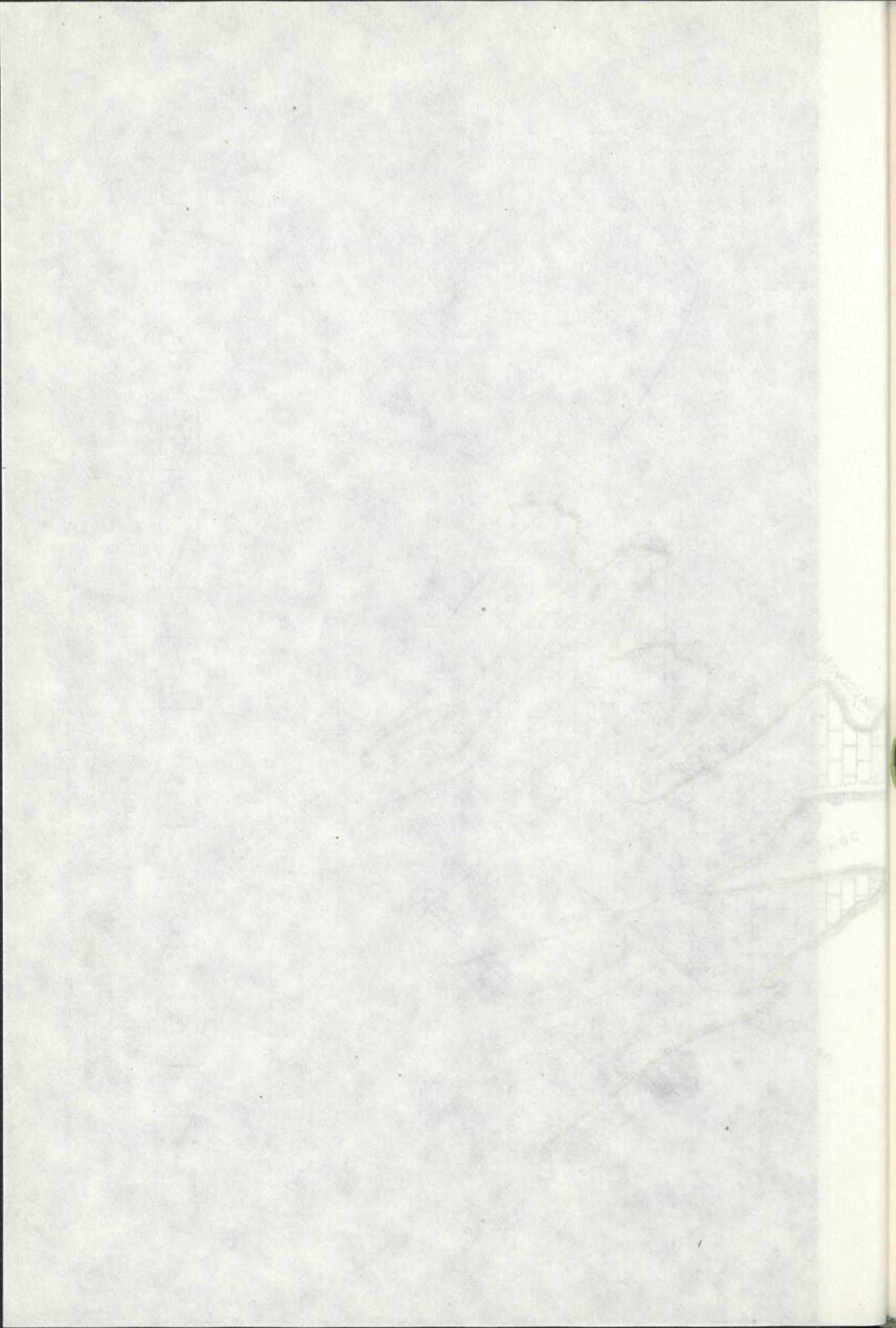
Pril. 5 Vztah ložísk palív k štruktúre panónskej panvy. Uhoľné panvy a menšie ložíšká:

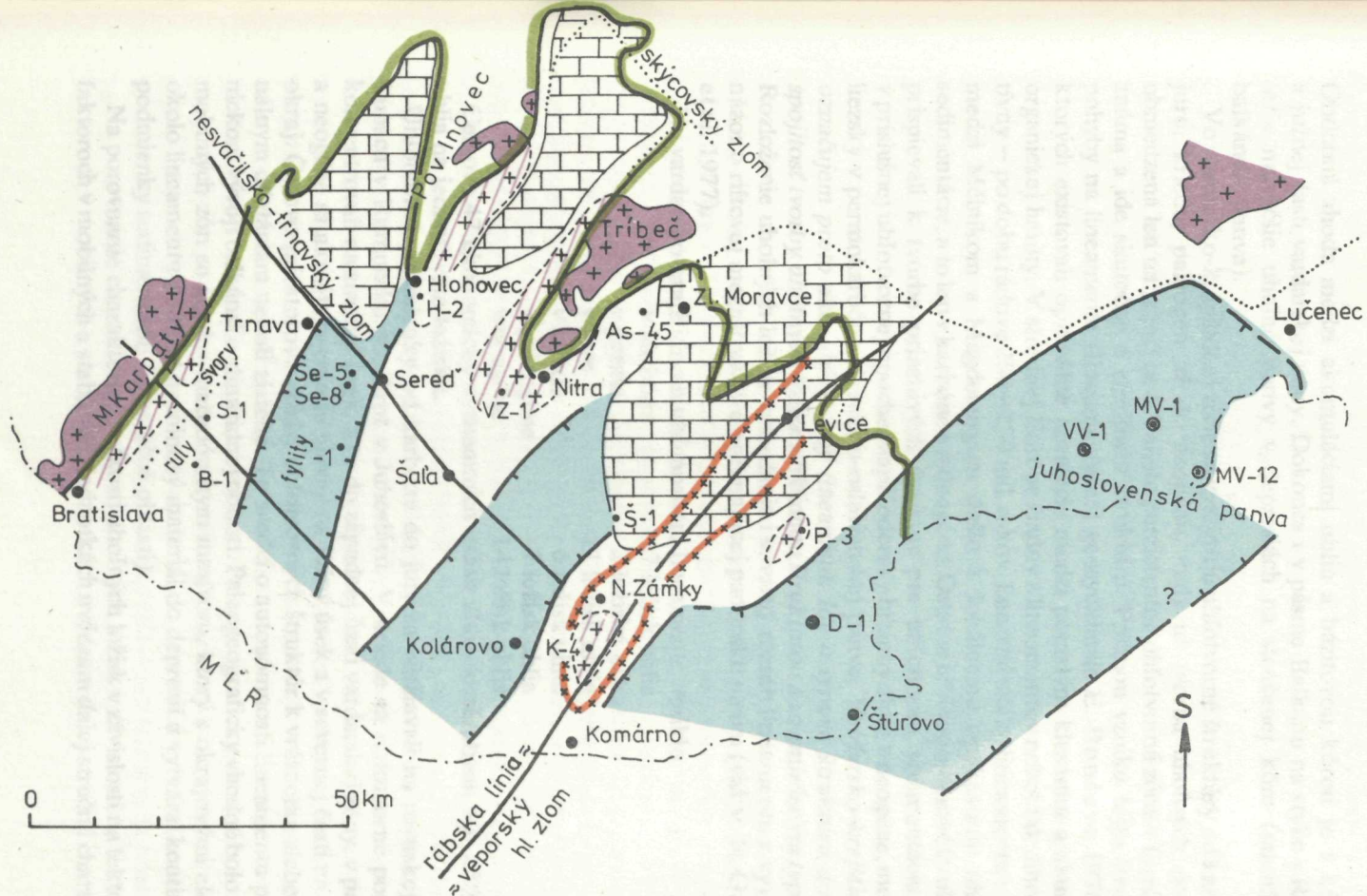
1 – severo-východná p. (Nógrád, Borsodnásasd, Mátravidék), 2 – severo-západná p., 3 – Ajka, 4 – Várpalota, 5 – Szentgál, 6 – Hodonín, Dubňany, 7 – handlovsko-novácka p., 8 – Torony-Szombathely, 9 – Tauchen, 10 – Brennbeg, 11 – Wiener-Neustadt, 12 – Ilz, 13 – Köflach-Voitsberg, 14 – lavantalská p., 15 – Wiess, 16 – p. Zasavski, 17 – p. Velenje, 18 – p. Hrvatsko-Zagorje, 19 – p. Ludbreg-Koprivnice, 20 – Krško Polje, 21 – p. Podunavski, 22 – p. Posavski, 23 – p. Bilogorsko-podravski, 24 – p. Mecsek, 25 – Hidas, 26 – Kolubarski p., 27 – p. Mlavsko-pečki, p. Podunavski, 28 – Lupac, Secul, Doman, 29 – Rusca-Montaná, 30 – Anina, 31 – Rudária, Mehadia, 32 – Subcarpații, 33 – p. Pietroșani, 34 – Codlea Cristian, 35 – Brad, 36 – Ip-Zăuani, 37 – p. Almașului, 38 – Săemășag, 39 – Bicsad, 40 – Popești, 41 – p. Vrdnički, 42 – Bratca, 43 – p. Podvihorlatská, 44 – Nagyszál, 45 – modrokamenská p., 46 – Kúty-Gbely.

1 – hranice vnútorných Karpát, 2 – neovulkanity, 3 – hlbinné zlomy, lineamenty, 4 – hranica panónskej panvy, 5 – uhoľné panvy a menšie ložíšká, 6 – ložíšká zemného plynu, 7 – ložíšká ropy, 8 – ložíšká ropy a zemného plynu.



Obr. 11 Rekonštrukcia typov kôry v kryštalickej podloží podunajskej panvy (možetvé riešenie)  
 1 – okraj neogénnej panvy; kontinentálna kôra: 2 – granitoidy na povrchu, 3 – granitoidy v hĺbke (predpokladaný rozsah); suboceánska kôra: 4 – navŕtané amfibolity, 5 – depresné zóny, 6 – hypotetická neogénna intrúzia, 7 – predneogénne depresie zaplnené príkrovmi, 8 – hlavné vrty, 9 – predpokladaná hranica kontinentálnej a suboceánskej kôry pred variskou metamorfózou.





Obr. 11 Rekonštrukcia typov kôry v kryštalicom podloží podunajskej panvy (moceiové riešenie)

1 – okraj neogénnej panvy; kontinentálna kôra: 2 – granitoidy na povrchu, 3 – granitoidy v hĺbke (predpokladaný rozsah); suboceánska kôra: 4 – navŕtané amfibolity, 5 – depresné zóny, 6 – hypotetická neogénna intrúzia, 7 – predneogénne depresie zaplnené príkrovmi, 8 – hlavné vrty, 9 – predpokladaná hranica kontinentálnej a suboceánskej kôry pred variskou metamorfózou.



## Uhfotvorný lineament

Obdobná zhoda medzi akumuláciami uhlia a bázitovou kôrou je v krajštidnej a južnej časti vardarskej zóny. Dokonca i v pásme Balkánu na styku s Rodopami ležia najväčšie uhoľné panvy v depresiách na stenčenej kôre (marický revír, balkánska panva).

Vo vardarsko-krajštidnej zóne sa vyskytujú uhfotvorné štruktúry od karbónu cez juru, kriedu, paleogén až do neogénu, kedy už tvorba uhoľných slojov bola obmedzená len na južnú časť. Takáto perzistentná uhfotvorná zóna v Európe nie je známa a ide skutočne o ojedinelú štruktúru. Príčinou vzniku tejto štruktúry sú pohyby na lineamente (lineamentárnej geosynklinále E. Bončeva 1976), počas ktorých existovali optimálne korelácie medzi pomalým klesaním a akumuláciou organickej hmoty. V strednej Európe žiadny z lineamentov nebol tak dlho produktívny – po dobu rádovo 200–230 mil. rokov. Len u labského lineamentu v priestore medzi Mělníkom a Magdeburgom došlo k lokálnemu opakovaniu uhľonosnej sedimentácie, a to len v karbóne a paleogéne. Ostatné hlbinné zlomové štruktúry tiež prispievali k tvorbe priaznivých štruktúr pre uhľonosnú sedimentáciu, ale len v príslušnej uhfotvornej epoche, napr. oderský hlbinný zlom v neogéne, moravskosliezsky v permokarbóne v rosicko-oslavianskej panve. *Vardarsko-krajštidnú zónu označujem preto ako uhfotvorný lineament. Ide o typovú štruktúru dokazujúcu spojitost tvorby uhoľných ložísk s hlbinnou štruktúrou a so zmiešaným typom kôry.* Rozloženie uhoľných ložísk vymedzuje i severný rozsah lineamentu a vyvracia tak názor o riftovej megaštruktúre pretínajúcej panónsku panvu (viď V. N. Gegeľčev et al. 1977).

Na vardarsko-krajštidnom uhľonosnom lineamente vzniklo

v karbóne	7 ložísk uhlia
v perme	2 ložiská uhlia
v jure	11 ložísk uhlia
v kriede	6 ložísk uhlia
v paleogéne	7 ložísk uhlia
v neogéne	14 ložísk uhlia

Celkove 47 ekonomicky významných ložísk uhlia so zásobami 50–450 mil. ton uhlia na jednotlivom ložisku.

Uhfotvorné podmienky od karbónu do jury sa udržiavali na rovnakej línii od Lupacu v Rumunsku po Pirot v Juhoslávii. V kriede sa uhfotvorné podmienky koncentrovali na stredný úsek, a to do západnej časti vardarskej zóny, v paleogéne a neogéne sa aktivita preniesla hlavne na južný úsek a v severnej časti na západný okraj. Časovo-priestorové vzťahy uhfotvorných štruktúr k vrásneniu alebo k regionálnym dilatáciám neboli zistené. To svedčí o autonómnosti lineamentu pri tektonickom vývoji balkánsko-dinaridnej oblasti. Paleogeograficky vhodné bolo spojenie mobilných zón so srbsko-macedónskym masívom, ktorý s okrajovými eleváciami okolo lineamentu dodával horninový materiál do depresií a vytváral kontinentálne podmienky sedimentácie (vegetačné oblasti).

Na porovnanie charakteru a veľkosti uhoľných ložísk v závislosti na tektonických faktoroch v mobilných a stabilných jednotkách uvádzam ďalej stručnú charakteristi-



ku ložiská uhliá v predpolí Karpát, v predhlbni a vo vnútorných častiach karpatského oblúka.

### Ložiská v predpolí Karpát

Ložiská uhliá v tejto oblasti sa tvorili na fundamente stabilnej platformy v karbone a neogéne. Karbónske ložiská súviseli s orogénnymi pochodmi moravsko-sliezskych variscíd a s pohybmi na ich predpolí. Súčasťou tohoto predpolia bol i paleokarpatský blok tvoriaci podklad nasunutým vonkajším Karpatom.

### Vrchnokarbónske uhoľné panvy

K najväčším panvám patrí hornosliezská a lublinská (haličko-volynská) panva. Lublinská panva sa vytvorila na mobilizovanom okraji východoeurópskej platformy v oblasti, ktorá v prekambriickom fundamente je bohatá na bázické horniny a má podľa J. Zemana (1977) charakter simatickej kôry. Založenie panvy mohlo byť teda podmienené i odlišným typom kôry. Tektonicky významné však boli zlomy zhodné s okrajom lineamentu, ktorý obmedzoval jz. okraj platformy (balsko-podolský lineament H. Stilleho 1951).

Hornosliezská panva vznikla na hornosliezskom bloku, ktorý mal charakter okrajového masívu a bol mobilným predpolím variscíd. Jeho väčšia časť (centrálna časť panvy) má podľa geofyzikálnych údajov a podľa hlbokých vrtov kôru s tenkou granitovou vrstvou a s veľkými telesami bázických hornín (J. Zeman 1977). Okrajové časti panvy ležia na mobilnej kôre oddelenej od hornosliezského bloku hlbinnými zlomami. Kôra je pokračovaním mobilného simatického sliezského bloku, kde J. Zeman (1978) predpokladá suboceánsku kôru. Podľa jeho rozborov typov kôry pod uhoľnými panvami (1977) i stredočeské uhoľné panvy v tyle variscíd ležia na simatických, varisky slabo konsolidovaných blokoch. Tie podmienili rozsiahlejšie klesanie a väčšiu uhoľnosnú plochu. Naproti tomu panvy na sialických blokoch sú plošne obmedzené na priebeh zlomu, ktorý podmienil vznik pretiahnutých panvičiek s obmedzenými uhoľnými zásobami. Podobne je tomu i v prípade saských uhoľných panví ležiacich v pásme centrálnosaského lineamentu.

Vznik uhoľných panví je historicky všeobecne spojený s tvorbou, resp. s podstatným nárastom granitovej vrstvy a zväčšením hrúbky kontinentálnej kôry. Tufitické polohy v uhoľných slojoch i v medzislojových vrstvách dokazujú súčasnú sopečnú činnosť. Mohutné vrstvy arkóz a arkózových pieskovcov dokazujú obnaženie kyslých hornín. Existencia elevácií dodávajúcich horninový detritus pre kompenzovanú subsidenciu, existencia pevniny zarastajúcej vegetáciou a v nemalej miere i priaznivý vplyv sopečnej činnosti na vegetáciu rastlín, to všetko boli priaznivé faktory pre uhoľotvornú sedimentáciu. Nedocenený je najmä sopečný vplyv na vegetáciu uhoľotvornej flóry. Ide o zvýšený obsah CO<sub>2</sub> a prínos alkálií, najmä K a Ca do vegetačných pôd, v ktorých majú vulkanické produkty funkciu minerálneho hnojiva.

Uhlonosné sedimenty juv. časti hornosliezskej panvy zasahujú pozdĺž oderského lineamentu hlboko pod flyšové Karpaty, ako to preukázali hlboké vrty v PLR v povodí rieky San (Wadowice).

Karbónske uhoľné ložiská nie sú početné, čo ukazuje na malú tektonicko-morfológickú členitosť povrchu a obmedzenosť vhodných paleogeografických podmienok. Naproti tomu na mobilných blokoch alebo pásmach dosahuje uhlonosné súvrstvie veľkú hrúbku, až vyše 5000 m, a veľkú plošnú koncentráciu zásob uhlia. Vzťah medzi mobilitou, počtom slojov a ich hrúbkou i preuhoľnením je preukázateľný vo všetkých panvách. Na vývoj a hrúbku slojov malo vplyv tektonické členenie podložja panví. Podložie bolo bohato členené zlomami, z ktorých niektoré boli aktívne v priebehu uhlonosnej sedimentácie. Táto členitosť bola príčinou vzniku tenkých slojov s veľkou premenlivosťou plošného vývoja. Stabilnejšie jednotky boli priaznivé pre vznik mohutných, veľmi stálych slojov. Takéto sloje sú v hornosliezskej panve vyvinuté v hornosliezskom bloku, čiže mimo okrajových mobilných zón a v oveľa menšom počte tiež vo vnútorných stredočeských molasových panvách s konsolidovanejším podložím zásluhou karbónskej granitizácie, ktorá viedla k tvorbe granitovej vrstvy v blokoch so suboceánskou kôrou.

### Neogénne panvy na predpolí

Najväčšie uhoľné panvy ležia pomimo vlastného predpolia Karpát, hlbšie v epivariskej platforme. Ak sledujeme ich pozíciu vo vzťahu k zloženiu kôry fundamentu, dochádzame k záveru, že veľké panvy vznikli na mobilnej kôre s menším podielom granitoidov, ale s častými telesami bázických hornín. Hoci nijako nechcem vzťahovať existenciu panví na bázickejšiu kôru a vytvárať dogmatické pravidlo, musím na túto skutočnosť upozorniť. Napr. v severočeskej panve veľkosť klesania v panve je menšia v kryhe, kde je podložie tvorené teplickým kremenným porfýrom o hrúbke vyše 1000 m (zatiaľ sa ho nepodarilo prevŕtať, s výnimkou okrajových častí, kde dosahuje v priestore budúceho veľkolomu Barbora hrúbku vyše 950 m) ako v kryhe, kde ležia krušnohorské pararuly. Pritom by sme mohli severočeskú panvu prirovnať k pásmu lineárnej bazaltizácie pozdĺž hlbinného litoměřického zlomu a navyše k zóne bazifikácie a k vzniku bazaltového (?) – plášťového (?) diapíru, ktorý podmienil vznik riftovej štruktúry – ohárecký rift A. Kopeckého (in J. Zeman 1978).

V pásme blízkeho predpolia Západných Karpát sa nachádzajú len malé ložiská nízkokvalitného uhlia, napr. dnes už vyťažené ložisko Uhelná v Sliezsku pri Javorníku. Uhoľné slojky boli zistené i v poľskom terciéri a polohy rašeliny v kvartéri.

Na rozdiel od predpolia Západných Karpát je v predpolí Východných Karpát väčší počet neogénnych ložísk. Dve z nich sú veľké panvy: pridnestrovská a prikarpatská. Nachádzajú sa pri tektonickom obmedzení východoeurópskej platformy (Tornquistova línia), ktorá oddeľuje stabilný východný fundament s paleogénnou dneperskou panvou od mobilizovaného okraja platformy pred karpatskou predhlňou.

## Neogénne uhoľné ložiská v karpatskej predhlbni

Počet uhoľných ložísk v karpatskej predhlbni v porovnaní s počtom ložísk v predpolí Karpát je menší. Uhoľné panvy sa vytvárali len v obmedzenom rozsahu a čo do zásob sú menej významné. Príčinou bol tektonický nepokoj a neprestajné sťahovanie predhlbne, značný prínos materiálu z rozrušovaných čiel príkrovov a pohyb týchto príkrovov smerom k predpoliu. V moravskej predhlbni sa preto uhoľné sloje vytvorili len na nehlboko zaklesnutom podloží – Českom masíve, na zlomoch orientovaných šikmo k predhlbni. Tenké sloje nekvalitného lignitu boli navrtané na vonkajšom okraji predhlbne na Opavsku pri Dolných Životiciach. Sloje analogické-ho vývoja sú známe tiež v hornomoravskom úvale. Uhoľnosná sedimentácia mala predhlbňový charakter a tektonicky podmienené klesanie s prerušovaným – cyklickým rytmom pohybov. Vzhľadom k malej ploche majú uhoľné slojky nestály vývoj. Cyklická stavba súvrstvia bola podmienená nerovnomerným klesaním predpolia pred postupujúcou karpatskou predhlbňou. Sedimentácia bola obmedzená prepadlinovou stavbou hornomoravského úvalu (V. Havlena 1964).

Výskyt troch tenkých slojov lignitu u Lažániek sz. od Brna už nepatrí tektonicky predhlbni, avšak tektonický režim tu bol obdobný. Redukovaný režim bol však už vo vranovskej oblasti (lignitové sloje ťažené pri Langau v Rakúsku). Stabilitu podkladu tu podmieňovalo rigidné žulové podložie dyjského masívu.

Relatívne viac lokalít uhlia je známych z predhlbne Východných Karpát. Ložiská sú tu tiež exploatované (prikarpatská lignitová panva), i keď s vysokými ťažobnými nákladmi. Ložiská uhlia sú založené na zlomoch ohraničujúcich priekopovité štruktúry podložia predhlbne. Na rozdiel od západokarpatskej oblasti sú tu uhoľnosné vrstvy zvrásnené. Uhoľnosné súvrstvie má opäť cyklickú stavbu. Mobilné podložie ovplyvnilo prerušované klesanie a zmeny sedimentačných podmienok, takže niekoľko slojov (1–3) dosahuje hrúbku až 1,6–5,0 m (ložisko Doicești západne od Ploiești). V rumunskej časti predhlbne je známych 5 lokalít uhlia, napospol s malými zásobami. Sloje majú malú hrúbku, okolo 0,75 m.

Uvedené ložiská sú špecifické tým, že ich predpolím nie je východoeurópska platforma, ale moesijská platforma, ktorá bola mobilnejšia a tektonicky zastúpila predhlbeň. Vznik uhoľnosných panví je spojený s tektonickou hranicou platformy a mobilnej časti predhlbne, ktorá začínala narastať do šírky. Podložné zlomy podmieňovali i submeridionálny smer ložísk, rovnako ako skupiny ložísk subkarpat-skej panvy v getickej priekopovej prepadline. Lineárne pretiahnutá panva, väčšinou subekvatoriálneho smeru, má analogické tektonické postavenie na styku s moesijskou platformou. Je síce zaraďovaná k predhlbni Karpát, má však tektonickú pozíciu ako okrajové depresie platformy a z hľadiska kôrových jednotiek sú uhoľnosné vrstvy analogické ložiskám uhlia na okraji predhlbne medzi moesijskou platformou a Rodopami. Táto nevyhranená poloha „predhlbňovým“ ložiskám dáva špecifické črty – spoločné predhlbni i vnútrohorskej depresii. S predhlbňovými panvami ich spája silné tektonické porušenie zo strany príľahlej k vnútorným jednotkám Karpát a väčší počet uhoľných slojov, s vnútrohorskými panvami zasa väčšia hrúbka uhoľných slojov a plošná rozloha.

Južný okraj moesijskej platformy s predbalkánom a jeho prechodnou zónou nie je

sprevádzaný uhoľnými ložiskami. Na styku s Južnými Karpatmi v Bulharsku sa nachádza subekvatoriálne pretiahnutá lomská panva pliocénneho veku. Má opäť obojakú pozíciu. Tektonicky prislúcha moesijskej platforme, avšak jej tektonicko-historická poloha odpovedá predhlbni Južných Karpát. Predhlbeň je tu redukovaná a na jej mieste je zaklesnuté predpolie, ktoré zastupuje predhlbeň.

Uhoľné ložiská predhlbňovej zóny sú voči rozlohe predhlbne plošne i početne malé a ekonomicky – až na panvy obojakého postavenia – nezaujímavé. Ložiská sa vyskytujú len v pásmach redukovanej šírky predhlbne alebo v miestach jej úplnej redukcie, v blízkosti zlomových štruktúr predpolia, ktoré predisponovalo vznik drobných uhoľných panvičiek. Preuhoľnenie je vo väčšine prípadov nízke – hnedouhoľné hemitypy a lignity. Ložiská západokarpatskej a východokarpatskej časti sa líšia, a to tektonickým charakterom predpolia a rôznym tektonickým vývojom predhlbne. Ich spoločným genetickým rysom bol opakovaný tektonický nepokoj a migrácia predhlbne, znemožňujúca rozvoj uhoľných slojov v bilančných parametroch na väčšej ploche.

### Uhoľné ložiská vonkajších Karpát

Ekonomicky významné akumulácie uhlia vo vonkajších Karpatoch sú opäť ojedinelé. Vyskytuje sa však veľký počet miestnych vývojov tenkých uhoľných slojek, pretože sa často opakovali paleogeograficky vhodné podmienky pre tvorbu uhlia. Neprestajný tektonický nepokoj silne limitoval dobu tvorby uhlia. Pretože ide o bezvýznamné výskyty zaujímavé len geologicky, zmienim sa o nich v kapitole o slovenských ložiskách.

Rovnaké výskyty sú známe i z poľských a sovietskych vonkajších Karpát, ale pre ich malý ekonomický význam nebola im v týchto zemiach venovaná taká veľká pozornosť ako u nás, kde máme dobrú evidenciu známych výskytov.

Ťažiteľné ložiská v západokarpatskej oblasti sú viazané na viedenskú panvu, vo východokarpatskej oblasti na superponované panvy rumunských flyšových Východných Karpát. V tejto časti práce sa zmienim o posledných, československé ložiská uvediem v západokarpatskej regionálnej časti.

Najväčšia je elipticky pretiahnutá panva Comănești, ktorá je slabo zvrásnená do 5 synklinál oddelených zlomami s nízkymi sedlami. Obsahuje viac než 30 uhoľných slojov patriacich hnedouhoľným ortotypom. Panva je zmiešaným typom panvy dediacim s.-j. smery podložia flyšu a sčasti je superponovaná na štruktúry flyšu smeru SSZ–JJV. Vo vnútri 10 km širokej panvy sú veľké rozdiely v hrúbke neogénu. Z 350 m hrúbky v západnej časti panvy narastá hrúbka na 600 m vo východnej časti. Silná diferenciacia pohybov počas sedimentácie pokračovala i pri deformáciách, ktoré pri západnom okraji panvy vyústili v prešmyky flyšu cez neogén. Mobilita podložia bola príčinou i rôznej uhľonosnosti: v centrálnej synklinále je 34 slojov, pri východnom okraji panvy sloje chýbajú. Ďalšie dve ložiská sa nachádzajú u mesta Fălticeni, pričom exploatované bolo ložisko Risca. Panvy majú vo väčšine prípadov malé bilančné zásoby. Pulzačný tektonický režim limitoval aj väčší plošný rozvoj uhoľných slojov a ich hrúbku.

## Zhrnutie poznatkov o vzájomných vzťahoch

Panvy na predpolí Karpát sa vyskytujú na konsolidovanej epivariskej platforme alebo prekambrickej východoeurópskej platforme. Počet uhoľných ložísk je malý, ale väčšinou ide o veľké ložiská. Sú viazané na mobilizované bloky platformy, kde je buď staršia bázitová kôra a mobilizácia mala selektívny charakter, alebo bola kôra bazifikovaná a druhotne stenčená.

Uhoľné panvy v predhlbni, rovnako ako vo vonkajších Karpatoch, sú ojedinelé a významnejšie ložiská sa nachádzajú len na styku s mobilným predpolím, ktoré je tvorené simatickou kôrou (moravské výskyty) alebo na kôre voči okolitým orogénym pásmam stenčenej (moesijská platforma).

Vo väčšine prípadov ide o ložiská na celkove hrubšej kôre, kde založenie panví a ich diferencované klesanie ovplyvňovali tektonicky živé zlomy charakteru okrajových hlbinných zlomov. V zvrásnených oblastiach s neaktívnymi zlomami sa ložiská nevyskytujú. Sú známe len geologicky zaujímavé výskyty uhlia indikujúce členité paleogeografické pomery a rýchlu faciálnu premenlivosť. Vzťah k hrúbke a typu kôry je rovnaký ako u variských panví. Hrubá granitová vrstva nebola vhodná pre vznik väčších uhoľných ložísk. Panvy vzniklé na tektonicky členitom flyšovom podloží sú ojedinelé, plošne malé a majú väčšinou superponovanú pozíciu. Sú silne tektonicky členené, čo zapríčiňovalo kolísanie uhľonosnosti.

## Uhoľné ložiská v panónskej panve a v periférnych jednotkách

V tejto kategórii je najväčší počet uhoľných ložísk ekonomicky významných pre veľké zásoby uhlia a priaznivé ťažobné podmienky. V karpatskom segmente je to jediná oblasť, kde sa uhľotvorné podmienky niekoľkokrát opakovali. Oblasťou najčastejšieho opakovania je balatónsky blok a oblasť styku Južných Karpát so srbsko-macedónskym masívom – severná časť uhľotvorného lineamentu. Centrum panónskej panvy je bez ložísk uhlia.

Z hľadiska hlbínnej stavby sa ložiská uhlia koncentrujú na okrajové časti panvy k týmto štruktúram:

- a) peripieninskému lineamentu na styku s Východnými Alpami,
- b) na pásmo mobilnej suboceánskej kôry balatónskeho bloku,
- c) k peripieninskému lineamentu na styku s jeho východokarpatskou vetvou,
- d) na insubrickú líniu – periadriatický lineament,
- e) na okraje Mt. Apuseni,
- f) na už skôr spomínaný vardarsko-krajštidný lineament, najmä na okraje srbsko-macedónskeho masívu.

Zvláštne a doposiaľ nevyjasnené postavenie má liasová panva v pohorí Mecsek.

## Panvy pri západnej vetve peripieninského lineamentu

Všetky ložiská sú neogénneho veku, priestorove viazané na obe strany lineamentu oddeľujúceho hlbinne panónsku panvu od Východných Álp. Ložiská sú spojené

s neotektonickou etapou rozvoja lineamentu, indikovaného geofyzikálne. Patrí sem brennberská panva bádenského veku v Rakúsku a pliocénna, väčšia lignitová panva szombathelyská. Tektonický nepokoj bol príčinou vzniku tenkých slojov. V Rakúsku sú pozdĺž lineamentu známe ešte ďalšie malé uhoľné ložiská – Tauchen a Ilz, zaradované k východoalpskej jednotke.

### Panvy na balatónskom bloku

Tento blok tektonicky porušený zlomami paralelnými s rábskou líniou bol z hľadiska uhľonosnosti najproduktívnejší. Paleogeograficky vhodné podmienky tvoril balatónsky granitoidný pás podmieňujúci vznik elevačnej zóny. Rozvoj uhoľných slojov nastal už vo vrchnej kriede v hnedouhoľnej panve Ajka. Panva predstavuje typickú štruktúru typu priekopovej prepahlíny. Uhoľné sloje sú charakterizované nižším stupňom preuhoľnenia.

Ďalšie produktívne obdobie bolo v eocéne, kedy sa tá istá zlomová línia aktivizovala v sv. pokračovaní kriedovej panvy – tzv. severozápadná uhoľná oblasť (celková plocha, vrátane bezuhoľnej je okolo 1200 km<sup>2</sup>). Na eocén je viazaná panva pilisvörösvárska, pri obci Nagykovácsi a najväčšia z panví v tejto oblasti – dorogská (200 km<sup>2</sup>, s uhoľnými slojmi i v oligocéne), s uhľonosnými vrstvami prechádzajúcimi až k Štúrovu. Ďalej sa tu ešte nachádza panva tatabánska s južnejšou panvou oroslányskoposztavámskou a panva medzi Bakonycsernye a Zircom. Rozsah eocénnych uhoľných ložísk je obmedzený na oblasť západne od Dunaja – západne od dunajského hlbinného zlomu. Východná oblasť bola stabilná a v eocéne sa dvíhala. Východne od dunajského zlomu vznikla preto len malá panvička pri Nagyszále. Uhľonosné vrstvy sú silne tektonicky porušené, s poklesmi dosahujúcimi až 700 m (v dorogskej panve). Uhlie patrí k hnedouhoľným orto- až metatypom.

Tektonické porušenie a systém hrastí a priekopových prepahlín obmedzuje rozsah uhľonosnej sedimentácie v smere SZ–JV. Pozdĺžne osi panví sú vhodné s hlbšou zlomovou stavbou, a to smeru SV–JZ. Silné porušenie dorogskej a tatabánskej panvy súvisí s opakovaním kryhových pohybov a s blízkosťou radiacií hlbinných zlomov – rábskeho a čertovického i zlomov paralelných s hurbanovským zlomom. Zlomy zasahujúce hlbšie do eocénu privádzajú metán, ktorý sa v tejto oblasti ťaží. Podľa názoru F. Sólso ma (ústne oznámenie) zdrojom sú priekopové prepahlíny s úplným eocénnym sedimentárnym komplexom, odkiaľ metán stúpa do hrastí. V neogéne (otnang a bádén) sa v tomto sektore obnovila uhľonosná sedimentácia len v obmedzenej miere u Várpaloty (50 km<sup>2</sup>), Szentgálu a Herendu. Okrem várpalotskej panvy ide len o jeden uhoľný sloj s nízkou kvalitou uhlia. I táto oblasť je silne tektonicky porušená. V panóne vznikli ešte vrstvy rašeliny dosahujúce hrúbku 8–10 m.

Eocénne panvy majú priekopovitý vývoj s väčším počtom slojov, ale s menšou priemernou hrúbkou. Miocénne panvy majú častejšie črty platformových panví – jeden uhoľný sloj s priemerne väčšou hrúbkou (5–8 m). V jednotlivých panvách sú však výkyvy v hrúbkach slojov: v dorogskej panve až 20 m hrubý uhoľný sloj, v tatabánskej panve je hrúbka slojov až 37 m.

Hrúbka rastie smerom na SV (stabilnejšia kryha), zatiaľ čo na JZ sa sloje vytrácajú – vplyvom morského prostredia.

Rozloženie neogénnych panví východne od dunajského zlomu potvrdzuje rozpad balatónskeho bloku v miocéne na stabilnejšie západné kryhy a na mobilnejšie východné kryhy, pri zdôraznení funkcie s.-j. hlbinej línie v tomto bloku. Na druhej strane nie je pozorovateľná závislosť na línii Darnó v tom zmysle, že by táto línia usmerňovala umiestnenie panví. Tektonické rozčlenenie podložja bolo len využité alebo miestne oživené pri klesaní panví. Panvy skôr sledujú zlomy smeru SZ–JV, prechádzajúce z podunajskej panvy a z juhoslovenskej panvy – zlomový systém Ipeľskej kotliny.

Vo východnej kryhe balatónskeho bloku sú najväčšie hnedouhoľné ložiská Maďarska s uhľonosnou plochou 1200 km<sup>2</sup>. Egenburské paralické ložiská tvoria pásmo nachádzajúce sa v sz. časti a spodnopanónske v jv. časti kryhy. Rozloženie panví poukazuje na pliocénnu tektonickú prestavbu a presun okraja súše od sz. okraja panónskej panvy k jv. okraju. Došlo tu i k slabému vrásneniu uhľonosného neogénu (zvlnenie s úklonmi až 10°).

Uhľonosná sedimentácia v egenburgu bola limitovaná osciláciou pobrežnej línie na JV a V, kde hrúbka uhľonosného súvrstvia narastá na 250 m. V rovnakom smere sa vytrácajú i uhoľné sloje. Západná časť bola stabilná – 50 m hrúbka egenburgu. Opakovanie uhľotvorných podmienok (v sajószentpéterskej oblasti 7 slojov) v paralických podmienkach pripomína predhlbňové panvy. V tejto oblasti ide však o okrajovú depresiú terciérne sformovaného panónskeho bloku. V otnangu došlo k zrýchleniu klesania a sedimentárne súvrstvie dosahuje hrúbku až 450 m. Ešte i bádenské súvrstvie dosahuje hrúbku 100–150 m. Sedimentácia bola sprevádzaná vulkanizmom, ktorý vrcholil v pliocéne.

Panónske obdobie je charakterizované dočasnou stabilizáciou tektonického režimu a vytvorením 1–3 lignitových slojov o hrúbke 2–5 m. Len na južnom úpätí pohoria Mátra a Bukových hôr existovala mobilnejšia depresia s osciláciou pohybov podložja, čo zapríčinilo vznik až 17 uhoľných slojov. Panva sa nachádza na balatónskej línii, ktorá bola v týchto miestach neovulkanicky aktivizovaná.

#### Panvy pri východnej vetve peripieninského lineamentu

Na vnútornej strane peripieninského lineamentu a na vonkajšej strane vulkanických pohorí viazaných na blízkosť tejto línie sa vyskytujú opäť len neogénne panvy. Môžeme k nim priradiť i podvihorlatskú panvu, ktorá leží vo vnútri uzla hlbších a hlbinných zlomov. Ďalšie panvy sú v Rumunsku: Biscad, Borsec, Baraolt-Căpeni. Všetky tieto panvy sú spojené s neovulkanickými jednotkami (čo miestne ovplyvňuje vyšší stupeň preuhoľnenia), posledné dve panvy ležia na východnom okraji transylvánskej depresie. Majú analogickú pozíciu ako uhoľné panvy vo východnej časti balatónskeho bloku. Majú tiež obdobný vývoj – panvy majú malú rozlohu, malý počet uhoľných slojov, z ktorých väčšinou len jeden dosahuje väčšiu hrúbku.

Podobnú pozíciu ako tieto panvy, ale už mimo peripieninského lineamentu a so starším vekom uhľonosného súvrstvia, majú panvy Rusca Montană a Pietroșani

patriace už k Južným Karpatom. Sú však viazané na z.-v. hlbšie zlomy mobilizovaného severného okraja moesijskej platformy. Pietrošanská panva je oligocénno-miocénneho veku a jej tektonický vzťah k podložným zlomom vyplýva i z jej malej šírky (2–9 km) a veľkej dĺžky – okolo 50 km. Hrúbku neogénnej uhľonosnej série dosahuje 300 m a nachádza sa v nej 25 uhoľných slojov s priemernou hrúbkou od 0,7 do 1,0 m. Výnimku tvorí III. uhoľný sloj, hrubý 20 m, s kolísaním od 18 do 80 m (súsloje). Režim sedimentácie v tejto panve bol tektonicky ovplyvnený a silne diferencovaný. Stupeň preuhoľnenia je relatívne veľmi vysoký, vyskytujú sa tu až čiernouhoľné hemitypy. Panva Rusca Montană s hnedouhoľným hemitypom je kriedového veku. Táto panva, podobne ako slabo preuhoľnené uhlie jurského veku na ložiskách Codlea a Cristian, je v redukovanom plošnom vývoji analógom medziblokových panví s dlhodobou uhľotvornou epochou, no vplyvom heterogénneho podložia, bez priestorovo rozsiahlejšieho vývoja uhoľných slojov a bez mobility podložia. Panvy ležia v pásme kôry, ktoré bolo podloží jurského a spodnokriedového trógu s oceánskou kôrou (M. Maheľ 1978b). Pre vznik uhľotvorných podmienok bol paleogeograficky priaznivou štruktúrou vnútorný masív tvoriaci lokálne elevácie.

#### Panvy pozdĺž insubrickej línie

Hranica bohatého uhľonosného pásma Dinaríd s panónskou panvou pásmom s malým počtom uhoľných panví. Panvy sú ešte vyvinuté na sv. okraji suboceánskej kôry (oceánskej kôry v pásme vybiehajúcim podľa M. Maheľa na SZ), ale v oblasti východne od Dunaja, kde je predpokladaný vnútorný masív (paleopanónsky blok), chýbajú. Geografickou hranicou dvoch odlišných uhľonosných oblastí je tok rieky Sávy. Panvy na ľavom brehu sú pretiahnuté smerne s insubrickou líniou (Z–V až ZSZ–VJV). Patria sem juhoslovanské ložiská Krško – Polje, bilogorsko-podravská, posávská a vrdnická panva. Najmohutnejší sloj je známy z posávskej panvy, dosahuje hrúbku až 25 m a u Trbovlja vplyvom tektonického nadurenia dosahuje hrúbku až 40 m. Vplyvom pohybov na insubrickej línii sú panvy zvrásnené, miestami veľmi silne. Uhoľné ložiská v dobe svojho vzniku mali platformový charakter – tenké uhľonosné súvrstvie s mohutným uhoľným slojom. Sedimentácia v miocéne prebiehala pod vplyvom okraja panónskej panvy. Režim bol podobný režimu východnej časti balatónskeho bloku. Pliocénne pohyby však silne aktivizovali hlbinnú zónu a deformácie postihli i panvové výplne. Vrásnenie sa rýchle vytrácalo na SV, takže už nepostihlo bilogorsko-podrávskú panvu ležiacu na vonkajšej strane aktívnej zóny, hlbšie v ploche paleopanónskeho bloku.

#### Uhoľné ložiská v apusénskej jednotke

Uhoľné panvy sú viazané na hlbší severojužný zlom obmedzujúci na západe Južné Karpaty a Apusény a na západný okraj transylvánskej depresie. Panva Marghita sa nachádza v pásme predpokladanej oceánskej kôry vybiehajúcej k VSV z podložia



solnockého trógu, almašská panva naväzuje na severojužný pás kôry pri západnom okraji transylvánskeho bloku. Uhlotvorná sedimentácia tu prebiehala v oligocéne, v západnej časti v miocéne. Zlomová tektonika podložia tu nie je dostatočne známa, takže spojitosť jednotlivých panví s hlbšími štruktúrami nemožno riešiť. Z rozmiestnenia panví (Popești, Bratca a Ip – Zăuani) možno usudzovať na väčší zlom smeru SZ–JV rozčleňujúcu apusénsku jednotku na hraste a depresie.

#### Uhoľné ložiská v severnej časti vardarsko-krajštídnej zóny

Charakteristika celej zóny už bola podaná na začiatku kapitoly. Pre permokarbónske ložiská je význačný vysoký stupeň preuhoľnenia, súvisiaci pravdepodobne s vyšším geotermálnym poľom na hlbinej zóne. O intenzite intermitentných poklesových pohybov vo vnútri tejto zóny (azda na styku platní rôzneho typu kôry) svedčí veľký počet uhoľných slojov s malou hrúbkou. Tektonické pohyby sa prejavili silným zvrásnením, existenciou početných prešmykov (napr. jurské ložisko Anina) a v segmentácii, drvení až mylonitizácii karbónskeho uhlia (ložiská Lupac, Secul). Zvláštnu asociáciu karbónskeho sloja s masívom serpentinitov má ložisko Baia Noire. Uhoľný sloj sa nachádza na styku hornín oceánskeho typu s kontinentálnymi kremennými porfýrmi. Pred miocénom mala na vznik uhoľných ložísk v tejto oblasti hlavný význam krajštídna zóna, ako i getická a supragetická jednotka Južných Karpát. Tieto jednotky boli hlbinne založené na staršom páse kontinentálnej kôry. Z týchto jednotiek mal srbsko-macedónsky masív rozhodujúci podiel na vývoji kontinentálnych facií priaznivých pre uhľonosný vývoj. Postupujúca mobilizácia a segmentácia kontinentálnej kôry vytvárali podmienky pre vznik pretiahnutých úzkych uhoľných depresí. Hlavným uhlotvorným obdobím bola jura.

V kriede sa poklesové pohyby presúvali k západnému okraju krajštídnej zóny, s postupujúcimi zdvihmi východného pásu masívu. Neogénne uhľonosné panvy v oblasti vardarskej zóny, ležiace na oceánskej kôre, boli založené už v jure a spodnej kriede.

Zákonitosti v rozmiestnení ložísk pomáhajú vysvetliť i vývoj tejto lineamentárnej zóny. Názor E. Bončeva (1976) o existencii vardarsko-krajštídneho lineamentu treba upresniť z hľadiska vývoja tejto zóny.

Staršia predmezozoická mobilná epocha prebiehala vo východnej časti krajštídnej zóny s prífahlými getickými zónami. V jure sa začal rozvíjať vardarský lineament, ktorý je mladší než paleozoikum, ako to dokladá B. Sikošek (1976). V stavbe zostali zachované tektonicko-historické epochy vývoja, takže sa štruktúry javia ako jediná široká štruktúra uzatvárajúca i srbsko-macedónsky masív. K objasneniu vývoja prispeli poznatky o type kôry (M. Maheľ 1978b) i poznatky o vývoji uhľonosných panví. Mladšia vardarská zóna si udržuje hlbinnú aktivitu ako seizmoaktívne pásmo.

## Panva v pohorí Mecsek

Liasová uhoľná panva Mecsek má špecifické postavenie v mezozoických jednotkách. Jej tektonický vzťah nie je dosiaľ jasný, čo vyplýva i z nejasných vzťahov pohoria Mecsek k okolitým jednotkám (M. Maheľ 1978b).

Uhoľné sloje počtom vykazujú tiež anomaly vo vzťahu k ostatným ložiskám fundamentu panónskej panvy. V päťkostolskej oblasti je známych 175 uhoľných slojov rôznej hrúbky. Uhoľie je sčasti koksovateľné a tektonické porušenie uhoľných slojov je značné. Hrúbka jurských sedimentov narastá od SV z 2500 m na 4000 m smerom na JZ (A. K. Matvejev 1966). V rovnakom smere narastá i počet uhoľných slojov. Smerom na SV sa spodné uhľonosné vrstvy vytrácajú a najmladšie vrstvy majú transgresívny charakter zodpovedajúci rozširujúcemu sa sedimentačnému priestoru smerom na SV. Veľká hrúbka sedimentov v jz. časti a narastajúci podiel aluviálnych fácií ukazuje na existenciu znosovej oblasti na JZ, oddelenej v podloží panvy, pravdepodobne tektonicky, od najmobilnejšej zóny.

Vlastný sedimentačný priestor leží na mobilnej kôre – trógu, kde prebiehala sedimentácia už od stefanu. Celková hrúbka paleozoicko-mezozoických sedimentov sa odhaduje na 8,5 km (A. K. Matvejev 1966). Od JZ smerom do mobilnej zóny narastá stupeň preuhoľnenia.

Pre formovanie kôry mal rozhodujúci význam vrchnokarbónsky granitoidový magmatizmus spojený s migmatitizáciou. Ten bol príčinou vytvorenia elevačnej zóny smeru SV–JZ dodávajúcej v jure materiál do sedimentačnej panvy. Táto zóna na JZ pravdepodobne tvorila priečnu eleváciu obmedzujúcu rozsah uhoľnej panvy na JZ. Mobilný tróg bol slabo hercýnsky konsolidovaný a mal stenčenú kôru. V kriede tu vznikol i alkalický vulkanizmus, ktorý považujem za prejav riftovej štruktúry.

V liase more postupne ustupovalo smerom na SV, za súčasného dvíhania západnej časti paleopanónskeho bloku, a sústredilo sa v alföldsko-solnockom trógu. Tektonicko-paleogeografické členenie smeru SV–JZ, začínajúce v liase a pokračujúce až do kriedy, ukazuje, že je problematické uvažovať o redepozícii tektonických jednotiek hypoteticky susediach s Mecsekom, a to od vrchnej jury – ako uvádza I. Varga (1978). Pravdepodobnejší je názor M. Maheľa (1978a) o bývalej spojitosti so srbsko-macedónskym masívom, ktorý mohol ovplyvňovať jz. tektonické obmedzenie uhľonosnej panvy. No nemožno ani vylúčiť, že sialická jednotka západnej časti paleopanónskeho bloku bola oddelená insubrickou líniou od sialických jadier sz. Dinaríd a geneticky bola bližšie k dinaridnej oblasti. Paralelné zlomy od insubrickej línie mohli taktiež tektonicky obmedzovať uhľonosnú panvu na JZ.

Tektonické oddelenie pozvoľna vystupujúcej znosovej oblasti potvrdzuje cyklická sedimentácia (cykly v priemere 4 m hrubé) a rýchle vytrácanie pieskovcov na SV na vzdialenosť 1,5 km. Podľa banských poznatkov (nepublikované materiály) je založenie priečneho zlomu voči panve, t. j. voči zlomu smeru ZSZ–VJV už predvrchno-paleozoické. Juhozápadná kryha mala pôvodne depresný charakter s paleozoickou sedimentáciou na fundamente predkaledónskeho veku, severovýchodná kryha bola obnažená a trias transgredoval priamo na kryštalinikum. Dnešné tektonické rozdelenie na poklesnutú sz. a vystupujúcu jv. kryhu s granitmi je zapríčinené oživením

zlomov predalpského založenia. Panva Mecsek sa vytvorila na krížení starých zlomov, pričom dominantné sú zlomy smeru SV–JZ, smerove zhodné s hlavným tektonickým členením paleopanónskeho bloku. To usmernilo pohyby podložných kryh obmedzených zlomami smeru SZ–JV a ich postupnú mobilizáciu smerom na SV. Pričné členenie sa prejavuje i v rozdielnej tektonickej stavbe a v uhľonosnosti panvy (revíry – pécsky, Komló a Nagymanek). Intenzita tektonického porušenia stúpa smerom na SV – smerom postupnej mobilizácie a stláčania podložia panvy. V súvislosti s mobilizáciou sa vytvárali i nepriaznivé podmienky pre uhľotvornú sedimentáciu, ktorá smerom na SV po výzdvihu zasiahla až po jv. elevácie. Pécska stabilizovanejšia kryha sa uplatnila i pri tvorbe uhoľných slojov, čo sa prejavuje ich spájaním do jedného sloja hrubého až 20–25 m.

Koniec uhľonosnej sedimentácie odpovedá rastúcej konsolidácii kôry, ktorá má v kriede už kontinentálny charakter; obnovenie hlbinej aktivity na zlomoch viedlo k vzniku štruktúry typu kontinentálneho riftu.

### Preuhoľnenie slojov vo vzťahu k tektonickým štruktúram

V panvách panónskej a cirkumpanónskej oblasti sú zastúpené všetky typy uhlia, od antracitov až po lignity. Najvyšší stupeň preuhoľnenia je charakteristický pre karbónske ložiská, najmä pre ložiská ležiace pri západnom okraji Južných Karpát. Vysoké preuhoľnenie je charakteristické tiež pre uhoľné ložiská jurského veku. Maximálne preuhoľnenie je viazané na tektonicky mobilné zóny, väčšinou v blízkosti hlbinných zlomov alebo na týchto zlomoch. Preuhoľnenie spájam s vyšším tepelným tokom na týchto štruktúrach v karbone, nesúvisí však s vrásnením, ktoré tieto ložiská postihlo. Vrásnenie, resp. tektonický tlak ovplyvnili pozitívne kvalitu uhlia, najmä koksovateľnosť, pokiaľ preuhoľnenie nedosiahlo najvyšší stupeň metamorfózy. Z jurských ložísk má najvyšší stupeň preuhoľnenia panva Mecsek a niektoré malé ložiská v Rumunsku (najmä panvy Pietroșani). Naproti tomu uhlie na ložiskách Codlea, Cristian a Rusca Montană je charakterizovaná slabším preuhoľnením.

Z terciérnych ložísk je vysoký stupeň preuhoľnenia charakteristický pre uhoľné ložiská v panve Comanești vo vonkajších Karpatoch, ako i pre naše handlovské ložisko. V panónskej panve je vyšší stupeň preuhoľnenia charakteristický pre severozápadnú oblasť v Maďarsku (Tatabánya), ktorá má pomerne vyššiu metamorfózu uhlia než kriedové ložisko Ajka.

Väčšina ložísk panónskej panvy je charakterizovaná slabým stupňom preuhoľnenia a uhlie patrí hnedouhoľným hemitypom alebo lignitom. Lignity sú prevažne pliocénneho veku. Zdanlivo sa núka vysvetlenie, že mladšie uhoľné ložiská majú uhoľné sloje menej preuhoľnené. Rozdiely u mezozoických a eocénnych ložísk však tento vzťah vyvracajú.

Uvedený prípad panvy Mecsek ukazuje, že preuhoľnenie závisí na jurskej mobilite panvy a stúpa s veľkosťou klesania. Nezávisí ani na stupni tektonického porušenia, ktoré rastie smerom k slabšie preuhoľneným oblastiam panvy. Existuje však nápadná zhoda s vývojom panónskeho diapíru a jeho tektonickou aktivitou. Zatiaľ

čo eocénne a niektoré spodnomiocénne ložiská majú hnedé uhlie blízke až hnedouhoľnému metatypu pri malej hĺbke ponorenia (niekedy v šelfových podmienkach), pliocénne lignity ako najviac rozšírené, sú slabo preuhoľnené i v prípade väčšieho ponorenia uhľonosných vrstiev (vyše 300 m). Medzi ložiská so slabo preuhoľnenými slojmi patrí i ložisko pri Štúrove, ktoré však je staršieho veku.

Rozdiely v preuhoľnení vysvetľujem tepelnou aktivitou plášťového diapíru v dobe tvorby slojov a po ich zakrytí sedimentmi. Maximálnu termálnu aktivitu by som predpokladal v eocéne a miocéne – v dobe rozpínania diapíru. V pliocéne už došlo ku kolapsu a k chladnutiu diapíru, a tým i k znižovaniu teploty v prvých stovkách metrov hĺbky pod povrchom. Preto i napriek veľkému tektonickému členeniu pliocénnych panví a veľkému klesaniu kryh s uhoľnými ložiskami sa nevytvorila vyššia kvalita uhlia, ale iba lignit.

Zmeny preuhoľnenia v priestore sú podmienené tektonickou expozíciou ložiska s rozdielnymi geotermickými pomermi v mobilných a stabilných jednotkách. Tektonický tlak mal pravdepodobne katalyzačné účinky na preuhoľnenie a preto je maximálne preuhoľnenie charakteristické pre ložiská uhlia v rumunských Karpatoch.

Zmeny v preuhoľnení v čase záviseli na termálnom vývoji a účinkoch plášťového diapíru. Pretože šírenie tepla radiáciou je vplyvom nízkej tepelnej vodivosti zemskej kôry veľmi pomalé, museli mať na prenos tepla vplyv druhotné tepelné krby a vystupujúca magma. V týchto miestach a v ich okolí dochádzalo potom vo vrchnom miocéne k postvulkanickému výstupu tepla, ktoré mohlo ovplyvniť preuhoľnenie. Preto je aj najvyššie preuhoľnenie viazané na širšie okolie vulkanicky aktívnej balatónskej línie a na zlomy, ktoré túto líniu sprevádzajú. Hlbinným tepelným ekránom bol dunajský zlom, oddeľujúci prehriatejšiu západnú oblasť od relatívne chladnejšej východnej oblasti. Okolnosť, že maďarská severovýchodná uhoľná oblasť s lignitmi by mala tiež byť ovplyvnená vulkanizmom, vysvetľujem neskorším vznikom uhlia, dlho po andezitovej a ryolitovej aktivite. Čadičový vulkanizmus, priestorove už obmedzený, nebol sprevádzaný dostatočne širokým tepelným poľom. Centrá tavenia sa tiež už nenachádzali v kôre, ale hlbšie v plášti a šíreniu tepla bránila hrubá kontinentálna kôra. Pre preuhoľňovací proces mali zrejme hlavný význam plytké druhotné kôrové krby a subvulkanické telesá, nie však pomerne rýchle výstupy málo viskózných bázických láv. Uhlie, ako citlivý indikátor tepla, reagovalo zmenami preuhoľnenia i na relatívne krátkodobé tepelné pôsobenie, zatiaľ čo okolité sedimenty pre nedostatok dlhodobého tepelného pôsobenia nepodľahli vyššej diagenéze.

Zachovanie nízkeho stupňa preuhoľnenia v pliocénnych panvách dokazuje, že recentný tepelný tok a tepelný gradient okolo 50 °C/km nie je postačujúci na premenu uhlia do vyššieho preuhoľňovacieho štádia. V dobe preuhoľňovacích procesov museli byť tieto hodnoty oveľa vyššie.

## Vzťah uhoľných panví k typom kôry a k tektonickému režimu

Pri sledovaní vzťahu uhoľných panví k štruktúram podložia a k typom kôry som vychádzal zo súborných údajov o type kôry uvedených M. Maheľom (1978b). Pokúsil som sa hľadať v type panví znaky, ktoré by mohli byť korelačnými znakmi na ocenenie kôrového typu. Doterajšie predstavy, pokiaľ tento vzťah sledovali, sú založené na predpoklade, že uhľonosné panvy sú kontinentálne štruktúry. Z tohto hľadiska sa nepriamo usudzuje, že vznikali len na vyzretej kontinentálnej kôre ako jednotky predhlbové, medzihorské alebo platformové. Pokúsil som sa preto na základe poznatkov zistených vo variských panvách (J. Zeman 1977) a na základe vlastných poznatkov o severomaďarských panvách zistiť prvky, ktoré by indikovali odlišný typ kontinentálnej kôry, pokiaľ sa tento vzťah prejavuje v stavbe alebo vývoji panví.

Existujú zákonitosti medzi stupňom tektonického porušenia a vývojom uhoľných slojov a mobilitou podložia. Tieto zákonitosti však môžu byť dané silnou tektonickou členitosťou kontinentálnej kôry a náchylnosťou suboceánskej kôry k väčšej mobilite. Preto nie je možné len zo stupňa tektonického porušenia odvodzovať typ kôry. Podobne je tomu i s charakterom vývoja uhoľných slojov. Mobilné podložie sa prejavuje veľkým počtom uhoľných slojov s malou hrúbkou a veľkou faciálnou variabilitou. Naopak, pre stabilizované jednotky, ktorých reprezentantom je platforma, je charakteristický malý počet uhoľných slojov – väčšinou jeden, ale s veľkou hrúbkou.

Po zhodnotení všetkých prvkov som nedospel k jednoznačnému záveru. Uhoľné panvy na okraji blokov vo vnútri orogénnych pásiem alebo v mobilizovaných masívoch majú rovnaké tektonické porušenie a vývoj uhoľných slojov ako uhoľné panvy na bývalej suboceánskej kôre. Preto treba typ kôry hodnotiť podľa súboru iných geologických znakov. Uhoľné panvy tieto znaky dopĺňujú v tom, že majú znaky panví na mobilnom podloží. Jediným spoločným znakom pre vnútrokarpatské panvy je veľkosť plochy panví.

Plôšne rozsiahle uhoľné panvy sa vyskytujú na styku blokov: panónskeho so západokarpatským – šalgotarjánska panva a ďalšie panvy severovýchodného uhoľného rajónu Maďarska a subkarpatská panva na severnom okraji moesijskej platformy. Podobne situovaná je i panva lomská. Okrem toho však existujú veľké panvy mimo hranice blokov, a to v Dinaridách a v severozápadnom uhoľnom rajóne MLR. Tieto panvy sa nachádzajú na suboceánskej a v Dinaridách na predterciérne oceánskej kôre. Panvy sú silne tektonicky porušené, ale v oblastiach mimo orogénu len zlomove. Suboceánska kôra má ešte jeden pozitívny význam pre tvorbu uhoľných panví, a to náchylnosť k opakovanému subsidenciu a tým i k obnovovaniu podmienok pre vznik uhľonosnej sedimentácie za predpokladu, že ku klesaniu dôjde pri vhodných paleogeografických podmienkach v susedstve elevácií, s kompenzáciou zdvihov a klesania. Pozitívnosť sa prejavuje i vo vytváraní veľkých rovinných nížin, ktoré v oblastiach narastajúcej granitovej vrstvy nemôžu vzniknúť, pretože tu dochádza k zdvihom.

Pre rozvoj uhľonosnej sedimentácie sú vhodné kontinentálne podmienky, a preto

najmä predneogénne panvy sa vyskytujú pri tektonických okrajoch starších vnútorných masívov na hercýnsky silnejšie konsolidovanej kôre kontinentálneho typu. Z pozície panví a z ich vývoja vyplýva, že sa nikde netvorili v podmienkach platformového režimu, hoci niektoré uhoľné sloje majú znaky podobné platformovým panvám na predpolí Karpát. Nikde však nevznikli väčšie plochy uhľonosných vrstiev. Tým sa líšia od uhoľných panví platformového typu a ďalej tiež tým, že geneticky sú spojené s nekľudným tektonickým režimom.

Z týchto a z ďalších znakov (silné porušenie, nestály vývoj uhoľných slojov) usudzujem, že uhoľné panvy majú bližšie k panvám, resp. úsekom mobilných zón. Obmedzený rozsah panví je daný predispozíciou ich polohy na hlbších zlomoch alebo lineamentoch, oddeľujúcich kontinentálnu kôru od suboceánskej až oceanizovanej. Malý plošný rozsah predterciérnych uhoľných panví svedčí o obmedzenej ploche suchozemských elevácií a o prevahe morom zakrytých jednotiek. Tektonický režim porušoval kompenzáciu poklesov vznikom vodných panví, čo bolo príčinou vzniku nevhodnej paleogeografickej konfigurácie pre tvorbu uhoľných slojov. Táto potom spôsobila, že ani v susedstve oceánskych typov kôry alebo na blokoch so suboceánskou kôrou nedošlo k vzniku uhoľných depresíí.

V porovnaní s variskými uhľonosnými panvami je prekvapujúce, že vnútorné masívy vhodné pre rozvoj veľkých ložísk nemali vhodné podmienky. Príčinou bola tá skutočnosť, že vnútorné masívy neboli obklopené potrebnými znosovými oblasťami – vrásniacimi sa zónami. Tieto sa sťahovali na vonkajšiu stranu vnútorných masívov, a tým sa vytrácal i potrebný tektonický režim vyvolávajúci cykličnosť sedimentácie a opakovanie podmienok pre vytvorenie uhoľných slojov a ich následné zakrytie a uchránenie sedimentmi (kompenzované panvy).

Predterciérne panvy teda vznikali na kontinentálnej kôre, resp. na jej okrajoch tektonicky oddelených od stenčenej alebo suboceánskej kôry. Ak porovnáваме vzťahy variských panví k terciérnym panvám, pokiaľ sa oboje nachádzajú na hrubšej kontinentálnej kôre, potom by sme mohli vysvetliť obmedzené plochy a uhľonosnosť týchto panví práve vplyvom obmedzenej subsidencie na kontinentálnej kôre, a to limitovanej len na veľké zlomy. Výnimkou v týchto vzťahoch tvorí zdanlivo krajštidné pásmo. Tu ale dochádzalo vplyvom silnej tektonickej aktivity k mobilizácii širšej plochy kontinentálnej kôry a v jej vnútri k vývoju plošne obmedzených panví s malými uhoľnými zásobami.

Skutočnou výnimkou je mecsecká panva, ktorá má črty malej medzihorskej depresie, porovnateľné s podobnými štruktúrami variskými. Panva sa nachádza hlbšie v paleopanónskom bloku, ktorý nebol v liase vťahnutý do hlbšieho klesania nekompensovaného sedimentáciou. Intermitentné klesanie bolo nerovnomerné v závislosti na pohyblivosti priečných kryh podložia. Panva pohoria Mecsek je reprezentantkou mobilných panví, čo napokon svedčí o celkove labilnom režime i v konsolidovaných jednotkách kontinentálnej kôry panónskej oblasti. Poznatky o silnej mezozoickej aktivizácii a oceanizácii kôry dopĺňujú takto i poznatky o uhoľných panvách.

Paleogénne panvy, väčšinou oligocénneho veku, naznačujú už iný režim. Panvy vznikali na mobilnejšej suboceánskej kôre (s výnimkou almašskej panvy v RSR, kde sa nedá typ kôry indikovať) v období stabilizácie tektonického režimu a čiastočných

morských regresíí. Preto majú panvy v porovnaní so staršími uhoľnými ložiskami väčšiu plošnú rozlohu a väčšiu stálosť a hrúbku uhoľných slojov. V ich stavbe sa objavujú prvky panví typu medzihorských depresíí.

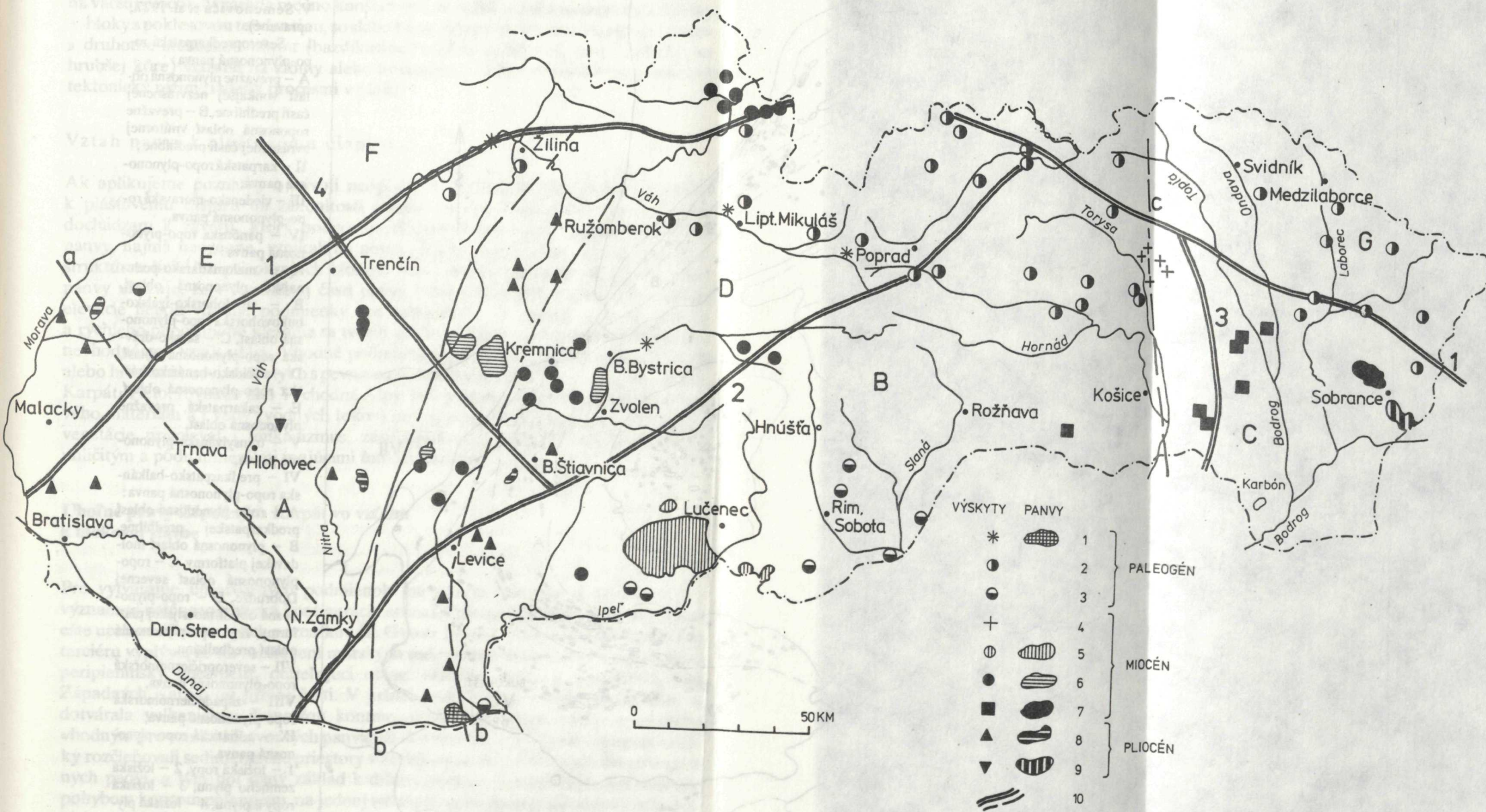
Najviac uhľotvorných plôch pripadá na miocén a pliocén. Uhľotvorná sedimentácia začínala v spodnom miocéne v jz. oblasti v okolí Dinaríd, vo vrchnom miocéne pokračovala na balatónskom bloku a v pliocéne sa hlavný rozvoj uhľonosnej sedimentácie presťahoval do Rumunška. V neogéne teda môžeme pozorovať v hrubých rysoch presun uhľonosnej sedimentácie po okrajoch panónskej panvy od juhu na sever a postupne na východ. V severnej a východnej časti bola uhľonosná sedimentácia ovplyvnená vulkanizmom. Panvy vznikali na bloku so suboceánskou kôrou alebo na hraniciach blokov s rôznym typom kôry. Voči hlavným depresíám – panónskej, transylvánskej a moesijskej platforme – sa formovali pri ich okrajoch.

Pliocénne panvy majú odlišný charakter. Vyznačujú sa malými rozmermi a sú viazané na málorozmerné priekopovité depresie. Ich vznik a rozmiestnenie sú podmienené kryhovou segmentáciou v pliocénnom období. Táto segmentácia postihla i staršie uhoľné panvy a spôsobila zložitú kryhovú stavbu, sťažujúcu podmienky pre bansko-ekonomické využívanie uhoľných zásob. Zmena tektonického režimu po miocéne sa teda dobre odráža i v charaktere uhoľných panví. Pliocénne panvy vplyvom diferencovanej pohyblivosti rôznych smerov už nemajú jednotné štruktúrne usporiadanie, ale sú rozptýlené chaoticky vo východnej časti panónskej panvy. Naproti tomu kryhový rozpad nepostihol v tak veľkej miere balatónsky blok, kde sa vytvorili dve najväčšie lignitové panvy v oblasti Mátry- Bukových hôr.

Analýza poznatkov o karpatských panvách ukazuje koreláciu medzi stálosťou a hrúbkou uhoľných spojov a charakterom kôry, jej mobilitou a tektonickou členitosťou. Veľká členitosť (lineamenty) a mobilita podmieňujú veľký počet uhoľných slojov, časté opakovanie uhľotvorných podmienok, ale tiež malú hrúbku uhoľných slojov, spôsobenú prerušovaním uhľotvorných podmienok. Existuje i korelácia v tektonickom porušení, ktorá narastá v pásmach tektonicky už skorej členitých. Optimálnym prípadom je mobilná slabo konsolidovaná kôra, tektonicky slabo členená vplyvom dedičnosti pohybov na perzistentných zlomoch. Typickým príkladom je balatónsky blok.

Ak zhrnieme doterajšie poznatky o vývoji panví v čase, potom možno konštatovať v hrubých rysoch väzbu predterciérnych uhoľných panví na kôru paleozoického kontinentálnu, najmä na jej okraje; v prípade terciérnych panví zasa väčšinou väzbu na kôru predtým suboceánsku. Rozmiestnenie predterciérnych panví dokumentuje heterogenitu podložia panónskej panvy, zatiaľ čo terciérne panvy naznačujú už reakciu na formovanie panónskeho bloku a rozsiahlej depresie – koncentrujú sa pozdĺž okrajov tejto megaštruktúry. Pritom rešpektujú ešte zvyšky staršej blokovej stavby a reagujú hlavne od vrchného miocénu na rozpad blokov a aktivitu mladých zlomov. Tiež v neovulkanických oblastiach reagujú na mladé štruktúry, vulkanicky aktívne alebo vulkanizmom aktivizované, okrem prírodných ciest vulkanizmu. Panvy na mobilných blokoch (balatónskom) majú najväčšiu rozlohu a koncentrujú sa do uhľonosných pásov. Panvy na hlbinných zlomoch sa tiež koncentrujú do pásov, avšak do úzkych pásov s malou plochou uhľonosnosti.

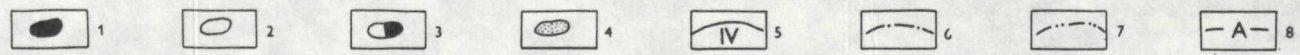
Panvy na veľkých blokoch, napr. panónskom, sú závislé na heterogénnej stavbe,



Príl. 6 Výskyty uhlia a uhoľné panvy Slovenska vo vzťahu k hlbinej stavbe.  
 Hlbinné zlomy:  
 1 – peripieninský lineament, 2 – veporský, 3 – slanský, 4 – prerovsko-štiavnický: a – nesvačisko-trnavský, b – centrálnokarpatský, c – hornádský.  
 Bloky:  
 A – podunajský, B – juhoslovenský, C – východoslovenský, D – fatransko-tatranský, E – slovensko-moravský, F – slovensko-sliezsky, G – beskydsko-bukovecký.

Výskyty a uhoľné panvy:  
 1 – spodno- a strednoeocénne výskyty uhlia, 2 – vrchnoeocénne a spodnooligocénne výskyty uhlia, 3 – vrchnooligocénne výskyty uhlia, 4 – burdigalské (egenburské) výskyty uhlia, 5 – helvétske (karpatské) výskyty uhlia, 6 – tortónske (bádenské) výskyty uhlia, 7 – sarmatské výskyty uhlia, 8 – spodnopontské výskyty uhlia, 9 – vrchnopontské výskyty uhlia, 10 – hlbinné zlomy.





Príl. 7 Schematická mapa ložísk uhľovodíkov karpatsko-balkánskej oblasti (podľa V. V. Semenoviča et al. 1977; upravené).

I – Severopredkarpatská ropo-plynonosná panva:

A – prevažne plynonosná oblasť vonkajšej nezvrásnenej časti predhlbne, B – prevažne roponosná oblasť vnútornej zvrásnenej časti predhlbne;

II – karpatská ropo-plynonosná panva,

III – viedensko-moravská ropo-plynonosná panva,

IV – panónska ropo-plynonosná panva:

A – malomaďarsko-podunajská plynonosná oblasť,

B – stredohorsko-igalsko-bukovohorská ropo-plynonosná oblasť, C – sávsko-drávska ropo-plynonosná oblasť,

D – alföldsko-banátsko-báčska ropo-plynonosná oblasť,

E – zakarpatská, prevažne plynonosná oblasť,

V – transylvánska plynonosná panva,

VI – predkarpatsko-balkánska ropo-plynonosná panva:

A – ropo-plynonosná oblasť predkarpatskej predhlbne,

B – plynonosná oblasť moldavskej platformy, C – ropo-plynonosná oblasť severnej Dobrudže, D – ropo-plynonosná oblasť moesijskej platformy, E – ropo-plynonosná oblasť predbalkánu,

VII – severopričiernomorská ropo-plynonosná panva,

VIII – západociernomorská ropo-plynonosná panva,

IX – adriatická ropo-plynonosná panva.

1 – ložiská ropy, 2 – ložiská zemného plynu, 3 – ložiská ropy a plynu, 4 – ložiská plynokondenzátov, 5 – hranice roponosných panví, 6 – hranice roponosných panví pod nasunutými Karpatmi, 7 – hranice roponosných panví pod neogénnymi vulkanitmi, 8 – hranice roponosných oblastí.

ktorá viedla v období regionálneho klesania (pliocén) k vytvoreniu veľkého počtu malých kryhových štruktúr znemožňujúcich koncentráciu uhľonosnej sedimentácie na väčšej ploche. V zásade možno konštatovať, že veľké ložiská sa viažu na jednotky – bloky s poklesovou tendenciou, so slabo konsolidovanou kôrou a na okraje blokov s druhotne stenčenou kôrou (bazifikáciou?). Malé ložiská sú zasa (častejšie na hrubšej kôre) viazané na zlomy alebo lineamenty. Veľkosť panví ovplyvňuje tiež tektonický režim riadený procesmi v plášti.

### Vzťah panví k plášťovému diapíru

Ak aplikujeme poznatky o vývoji neogénnych sedimentárnych panví vo vzťahu k plášťovému diapíru na zákonitosti zistené vo vývoji uhoľných panví, potom dochádzam k záveru, ktorý podporuje diapírovú koncepciu. Terciérne uhoľné panvy, najmä neogénne, vznikali na novom štruktúrnom pláne, dediacom staršie štruktúrne línie len pri okrajoch blokov. Koncentrácia panví na okraj panónskej panvy ukazuje, že v centrálnej časti panvy v dobe ťahových napätí vystupujúcej elevácie neboli vhodné podmienky pre subsidenciu. V období kolapsu diapíru a rýchleho pliocénneho klesania sa tvorili väčšinou nekompenzované veľké panvy, nevhodné pre vznik uhlia. Vhodné podmienky boli len pri stabilnejších okrajoch alebo hrastiach, navyiac na styku s pevninou vo vystupujúcich vnútorných jednotkách Karpát. Tieto, rovnako ako Východné Alpy, boli potrebným dodávateľom horninového materiálu a i vody (vodných tokov) nutných pre rozvoj vegetácie. K rozvoju vegetácie prispieval i vulkanizmus, zásobujúci uhľotvorné oblasti kyslíčnikom uhličitým a pôdu minerálmi majúcimi funkciu hnojiva.

### Uhoľné panvy Západných Karpát vo vzťahu k blokovej stavbe

Pre vytváranie uhľotvorných podmienok má okrem tektonickej aktivity veľký význam aj paleogeografická konfigurácia oblasti. Paleogeografické poznatky nie sú ešte ucelené. Z doterajších poznatkov (P. Gross 1978, J. Gašparik 1978) o vývoji terciéru vyplýva, že na rozčlenení morských sedimentov sa podielal už v paleogéne peripieninský lineament, oddeľujúci oblasť väčšieho klesania v severnej časti Západných Karpát od južnej časti. V južnej časti, hlavne v panónskej panve, sa dotvárala vulkanickou činnosťou kontinentálna kôra a dochádzalo k zdvihom vhodným pre vznik uhľotvorných panvičiek. Vo vnútorných Karpatoch sa tektonicky rozčleňovali sedimentačné priestory v závislosti na tektonike podložia paleogénnych panví, a tým bol daný základ k diferencovaným kontrastným tektonickým pohybom koncom paleogénu, na jednej strane priaznivým pre uhľotvornú sedimentáciu, na druhej strane ale nepriaznivým pre vznik ložiskových akumulácií uhlia. Svedectvom toho je veľký počet výskytov paleogénneho uhlia bez ekonomického významu. Paleogénne výskytory nejavia vzťah k blokovej stavbe v pásmach flyšu. Lepšia je korelácia v tylových depresiách, najmä na maďarskom území (viď vyššie).

V miocéne došlo k zásadnej tektonickej prestavbe a hranice mora so súšou sa sťahovali všeobecne na juh. Do tejto migrácie však už zasiahli pohyby na okrajoch blokov, hlavne na sj. zlomoch, pozdĺž ktorých uhľotvorné podmienky prenikali i späť, severným smerom do vnútra Karpát. V pliocéne už boli pohyby silne ovplyvnené vývojom jednotlivých blokov.

a) V karpatskej predhlbni sa vytvárali len miestne akumulácie uhlia, pričom cyklicky sa opakujúce uhľotvorné podmienky vznikli len na pferovsko-štiavnickom zlome v oblasti hornomoravského úvalu.

b) Vo viedenskej panve sa vytvárali priaznivé podmienky sv. od nesvačisko-trnavskej línie v stabilnejšom sektore panvy. Priaznivé podmienky mohol vytvárať styk tejto línie s elevačným pásmom okolo peripieninského lineamentu (gbelské ložisko) a styk pri lednickej zóne – hodonínske ložisko.

c) Východoslovenská oblasť je charakterizovaná výskytmi uhlia pri okrajoch mobilného východoslovenského bloku (slanský hlbinný zlom), pričom priaznivé podmienky boli opäť pri peripieninskom lineamente v stabilnejšej humenskej kryhe (príl. 6). Je tu určitá podoba so sz. vetvou tohoto lineamentu. Pre vznik uhľotvorných podmienok bol významný hornádsky zlom so slanským hlbinným zlomom, kde sa opakovali priaznivé podmienky pre vznik uhľonosnej sedimentácie od konca paleogénu, cez egenburg až po sarmat. V paleogéne sa priaznivo uplatňoval peripieninský lineament v línii od Starej Ľubovne až po Vihorlat a ďalej na územie ZSSR. Vplyvom veľkého tektonického členenia, rovnako ako pri okrajoch východoslovenského bloku, sa však nevytvorili podmienky pre väčšiu ložiskovú koncentráciu uhlia. Výnimkou bola spomenutá humenská kryha vystupujúca zrejme pod vplyvom vulkanizmu Vihorlatu, v dôsledku tvorby hlbinej magmatickej elevácie (možno sekundárneho magmatického krbu).

Viedenská a východoslovenská panva majú jednu spoločnú črtu – na pomerne malej ploche majú veľkú koncentráciu výskytov uhlia, vrátane ložiskovo významných objektov a navyše koncentráciu hlavných plynových ložísk ČSSR. Okrem litofaciálnych podmienok vplyvom veľkosti tektonickej diferenciacie klesania panví hlavnou príčinou toho je pravdepodobne špecifický vývoj panví podmienený ich medziblokovou pozíciou, tektonickou expozíciou pri peripieninskom lineamente na styku s tenkou kôrou a s dynamickými účinkami plášťového diapíru pod panónskou panvou. Širšej problematiky som sa dotkol vyššie.

d) Ďalšia skupina ložísk, ktorú zaraďujeme k malým vnútrokarpatským panvám, je výrazne viazaná na stredoslovenskú kryhu fatransko-tatranského bloku. Hlavné ložiská sa nachádzajú na jz. okraji bloku pri pferovsko-štiavnickom hlbinnom zlome v oblasti jeho kríženia sa so zlomovým pásmom centrálnokarpatského lineamentu. Ide o druhé (viď východoslovenskú oblasť) uplatnenie sa s.-j. zlomov pre plošnú koncentráciu výskytov ložísk uhlia (Handlová, Nováky, Badín, atď.). Prejavy týchto zlomov možno sledovať i v podunajskom bloku – lokality Obyce, Hronský Beňadik a i. a v juhoslovenskom bloku – lokality so spodnopliocénnymi výskytmi v údolí Hronu, štúrovske ložisko. Pásmo centrálnokarpatského lineamentu, sformované pravdepodobne v neogéne, má znaky uhľonosného lineamentu.

Fatransko-tatranský blok s tektonicky veľmi členitou kontinentálnou kôrou, s častým striedaním elevačných a depresných pásiem, je na uhoľné výskytly a prie-

myslovo zaujímavé ložiská najbohatším blokom. Uhl'otvorné podmienky tu môžeme sledovať od spodného eocénu po stredný panón s. l. (spodný pont – príl. 6.).

Podunajský blok je na výskyty uhlia najchudobnejší a okrem beladickej lokality sú uhoľné výskyty viazané len na spomínané s.-j. pásmo. Veľká mobilita podunajského bloku bola príčinou jeho zaplavenia okrajom mora v miocéne, inak paleografickou konfiguráciou priaznivou pre vznik uhoľných slojov. Priestorove obmedzený rozsah elevácie bol paleogeograficky nepriaznivý pre vznik väčších ložísk uhlia v spodnom a vrchnom pliocéne. Plošná prevaha depresí podmieňovala dlhodobé morské záplavy.

Juhoslovenský blok je plošne najväčší. Vyskytujú sa v ňom ložiská uhlia pri Štúrove a juhoslovenská panva. Výskyty uhlia časove spadajú do eocénu až pliocénu a indikujú v tomto intervale čiastkové zdvihové pohyby, ktoré boli najrozsiahljšie na maďarskom území. Tu sa tiež vyskytujú najväčšie uhoľné panvy. Postavenie juhoslovenskej uhoľnej panvy opäť potvrdzuje väzbu na okraje a na blízkosť hlboko založených zlomov, v tomto prípade pokračovanie prerovsko-štiavnického hlbinného zlomu, ktorý bol v predbádenskom období asi aktívny i ďalej smerom na JV. Pobádensky sformovaný blok integruje šesť kryh s rôznou vnútornou stavbou. Kryhy vymedzené O. Fusánom et al. (1979) odpovedajú i rôzne mobilným jednotkám s vratnými vertikálnymi pohybmi. Najväčší počet uhoľných výskytov a hlavné ložiská sa nachádzajú v šahanskej kryhe a tu okrem už spomenutého pokračovania hlbinného zlomu prerovsko-štiavnického i v s.-j. pásme centrálnokarpatského lineamentu.

Z korelácie výskytov uhlia a uhoľných panví s hlbinnou blokovou stavbou vyplýva:

a) Ložiskové koncentrácie uhlia sa viažu na okraje blokov alebo kryh, ktoré boli včlenené do blokovej stavby formovanej v súčasnej podobe koncom miocénu.

b) Najväčšie uhoľné zásoby sa sústreďujú do viedenskej a východoslovenskej panvy; tieto majú pozíciu medziblokových panví na rozhraní dvoch megablokov: Českého masívu a Západných Karpát a Západných a Východných Karpát. Obidve panvy, tradične zaraďované k vnútrohorským panvám sú z hľadiska hlbinej stavby panvy medzihorské.

c) Obdobné postavenie majú i uhoľné ložiská juhoslovenskej panvy, ktoré sa nachádzajú na tenkej, predneoidne slabo konsolidovanej kôre. Tá je súčasťou panónskeho megabloku, a to jeho severného balatónskeho bloku. Ložiská uhlia sú viazané na prechod medzi tenkou a hrubou kontinentálnou kôrou vnútorných Karpát. Ležia teda medzi dvoma odlišnými krustálnymi segmentmi.

d) Vnútrokarpatské uhoľné ložiská patriace k vnútrohorským panvám na typickej kontinentálnej kôre, sú dynamicky viazané na okraje fatransko-tatranského bloku, resp. na okraje hlbinných štruktúr a na miesta ich kríženia.

e) V rozmiestnení ložísk uhlia má doposiaľ nedocenený význam s.-j. dunajské pásmo, ktoré je vrchnokôrovým prejavom asi neogénne založeného a ďalej sa vyvíjajúceho lineamentu. Ten má znaky uhoľnosného lineamentu, akým je vardarsko-krajštidná zóna (F. Čech – J. Zeman 1980).

f) Pre vznik uhoľných ložísk boli z hľadiska hlbinej stavby priaznivé: okraje blokov s rôznou pohybovou tendenciou (blízkosť znosovej oblasti), tektonická

členitosť diferencujúca paleogeografické podmienky, pomalé klesanie, ktoré predisponovala najmä tenká, paleozoická a mezozoická nekonsolidovaná kôra.

Nepriaznivé faktory pre vznik väčšieho objemu uhoľných zásob boli: silné tektonické porušenie a rýchle zmeny v pozitívnych a negatívnych pohyboch, malá tektonická členitosť mobilnej (slabo konsolidovanej kôry), ktorá neumožnila diferenciáciu priestoru na paleogeograficky vhodné štruktúry. (F. Čech 1980a).

### Poznámky k prognóznym oblastiam

Vyššie uvedené kritériá majú i prognóznym charakter, treba však komplexne zvažovať okrem tektonických faktorov i paleogeografiu. Obmedzím sa len na kritériá vyplývajúce z analýzy vzťahu ložísk k hlbínnej stavbe, bez zhodnotenia paleogeografie, ktorá ešte nie je po syntetickej stránke úplne ukončená.

Ako najmenej perspektívne sa javí pásмо predhlbne a z vnútorných jednotiek blok podunajský. Existencia severojužného centrálnokarpatského lineamentu vymedzuje prognóznú plochu v rámci príslušných blokov na pás medzi Levicami a Krupinou a paralelný pás medzi riekami Nitrou a Hronom. Z ostatných prognózných štruktúr ostáva len viedenská a východoslovenská panva, hlavne pásma pozdĺž peripieninského lineamentu. V jeho východnej časti ide o oblasť okolo Kapušian, Vranova a v západnej časti pásмо medzi hornádskeým a slanským hlbinným zlomom. Vo väčšine prípadov ide o okraje blokov s interferenciou zdvihov a poklesových (pri zlomoch) pohybov. Podrobnejšie prognózy však bude možné zostaviť až po zhodnotení paleogeografického vývoja. Tieto práce by však mali rešpektovať poznatky tektonické.

### Poznámky ku klasifikácii terciérnych panví

Tektonická klasifikácia panví vypracovaná T. Budayom (1961) sa v zásade potvrdila. Z hľadiska hlbínnej stavby a poznatkov o hrúbke a type kôry je ju však treba doplniť.

a) Viedenskú a východoslovenskú panvu zaraďujem k medzihorským panvám, stavba ktorých preberá – dedí zlomovú stavbu susedných veľkých jednotiek.

b) Ostatné panvy na vnútornej strane Západných Karpát z hľadiska vývoja kôry delím na:

- panvy na konsolidovanej kôre, kde vývoj panví závisel na migrácii vrásnenia,
- panvy na slabo konsolidovanej, mobilnej kôre, kde ich vývoj bol dynamicky spojený s vývojom panónskeho plášťového diapíru.

Obidva typy panví dedili mobilitu a štruktúrne členenie podložja, ale druhý typ panví má navyše charakter superponovaných panví ležiacich na rôznych geologických jednotkách tvoriacich podložje panví. Zakladanie panví prebiehalo pozdĺž karpatského oblúku od západu na východ a od vnútornej strany k vonkajšej, ale diferencované pohyby blokov a kryh usmerňovali tieto tendencie i v opačnom smere. Hlavne v pliocéne dochádzalo k zintenzívneniu klesania v pásme okolo panónskej

nížiny a vývoj mobility súvisel najpravdepodobnejšie s uvoľňovaním napätia v kôre nad plášťovým diapírom. Vhodné podmienky pre tvorbu uhlia sa vytvárali najmä okolo stabilnejších kryh pri periférii diapíru, v zóne, ktorá nebola vťahnutá do klesania ani v období rozsiahlej pliocénnej subsidencie.

### **Ložiská ropy a zemného plynu v karpatsko-balkánskej oblasti a ich vzťah k hlbínnej stavbe**

Hoci o ložiskách ropy a zemného plynu v jednotlivých regiónoch karpatsko-balkánskej oblasti existuje veľký počet prác, prác súhrnných je zatiaľ veľmi málo. Medzi takéto môžeme počítať práce G. N. Dolenka (1962), V. V. Gluška (1968), V. I. Vysockého a čiastočne i iných autorov. V roku 1977 vydala Komisia pre geológiu pri RVHP spolu s Ministerstvom geológie ZSSR „Mapu ropo-plynonosných panví socialistických štátov Európy (V. V. Semenovič et al. 1977), a v r. 1981 prácu: Ropoplynonosné panvy socialistických štátov Európy a republiky Kuby (V. V. Semenovič et al. 1981), ktoré predstavujú najkomplexnejšie diela týkajúce sa problematiky ložísk uhľovodíkov v karpatsko-balkánskej oblasti.

Keďže ložiskám ropy a zemného plynu v Západných Karpatoch venujem samostatnú kapitolu, v tejto časti práce uvádzam výsledky štúdia hlbinných vzťahov k ropo-plynonosnosti najmä z priľahlých častí Poľska, ZSSR, Rumunska, Maďarska a okrajových častí Juhoslávie.

Hneď úvodom treba povedať, že ložiská ropy a zemného plynu sú v karpatskej sústave rozmiestnené veľmi nepravidelne. Výskyty týchto surovín tvoria pásma totožné so základným delením karpatskej sústavy a zhruba možno teda rozlíšiť ložiská:

- na predpolí Karpát,
- v predhlbni Karpát,
- vo vnútorných Karpatoch.

Geologické rajónovanie ropo-plynonosných oblastí, ktoré sa robí za účelom voľby metodiky a usmernenia vyhľadávacích a prieskumných prác, je jedným z najzložitejších problémov naftovej geológie. Toto však nebolo, mojou úlohou, preto sa ani nebudem zaoberať teoretickými problémami súvisiacimi s touto problematikou.

V práci preberám základné delenie autorov „Mapy ropo-plynonosných panví socialistických štátov Európy“ na ropo-plynonosné panvy a oblasti. Celkove, autori uvedenej mapy v skúmanej oblasti vydělili deväť ropo-plynonosných panví (príl. 7), z ktorých väčšina je rozdelená na ropoplynonosné oblasti. V skúmaných ropo-plynonosných panvách sa nachádza približne 700 ložísk ropy, zemného plynu alebo ložísk zmiešaného typu. Bol objavený tiež menší počet ložísk plynokondenzátov, najmä v severopredkarpatskej a predkarpatsko-balkánskej ropo-plynonosnej panve. Najviac ložísk je známych z predkarpatsko-balkánskej (214), panónskej (174) a severopredkarpatskej (116) ropo-plynonosnej panvy.

Skoro všetky známe ložiská sa nachádzajú v hĺbke do 3–3,5 km. Čo sa týka rozmerov a zásob ide väčšinou o menšie ložiská. Uhľovodíky sa vyskytujú prevažne

v štruktúrnych typoch pascí, len ojedinele sú známe tiež neštruktúrne, presnejšie povedané kombinované pasce, čo ovšem neznamená, že by v tejto oblasti neexistovali vhodné podmienky pre rozvoj neštruktúrnych pascí.

Rozsah ropo-plynonosnosti je veľký – od kôry vetrania fundamentu (alföldsko-banátsko-báčska oblasť, vonkajšia nezvrásnená časť predkarpatskej predhlbne s nasunutými vonkajšími Karpatmi na území ČSSR) do sedimentárnej výplne neogénu vrátane. Najvýznamnejšími produktívnymi súvrstviami sú: miocénne (transylvánska, severopredkarpatská, adriatická panva), pliocénne (moesijská platforma, sávsko-drávská oblasť), kriedovo-paleogénne (karpatská ropo-plynonosná panva, alföldsko-banátsko-báčska oblasť), eocénne (vnútorná zvrásnená časť predkarpatskej predhlbne), oligocénne (oblasť predkarpatskej predhlbne v predkarpatsko-balkánskej ropo-plynonosnej panve), vrchnotriasovo-vrchnokriedové (stredohorsko-igalsko-bukovohorská oblasť), stredotriasovo-spodnokriedové (oblasť moesijskej platformy).

Ropa je prevažne parafinická, často obsahujúca síru. Jej merná hmotnosť sa pohybuje od 739 do 1020 kg.m<sup>-3</sup>. Rôzne je tiež zloženie plynov, v zásade však prevláda metán. V niektorých oblastiach panónskej, transylvánskej a karpatskej ropo-plynonosnej panvy prevláda kysličník uhličitý.

### Ložiská na platformovom predpolí Karpát

Vznik ložísk na platforme súvisel s pohybmi vonkajších Karpát a s ich posúvaním na predpolie. Ložiská uhľovodíkov sú viazané na štruktúry platformy prekopírované do sedimentárneho obalu alebo na štruktúry vzniklé vertikálnymi pohybmi fundamentu platformy a tlakom čela príkrovov.

K takýmto oblastiam patrí i fublińsko-ľvovský prehyb, rozdelený na dve prepadliny (fublińskú a ľvovskú). Vo vrchnej časti fundamentu i v devónsko-karbónskych súvrstviach bol zistený celý rad antiklinálnych zón tiahnúcich sa severozápadným smerom. A na takéto antiklinálne štruktúry, tektonicky porušené lokálnymi zlomami, sa viažu i 3 ložiská zemného plynu: Minkowice, Komarów a Velikomostovskoje. Zemný plyn je zložený prevažne z metánu, obsah ťažkých uhľovodíkov a dusíka je nepatrný.

### Ložiská severopredkarpatskej ropoplynonosnej panvy

Severopredkarpatská ropo-plynonosná panva sa rozprestiera na území ČSSR, PLR, ZSSR a RSR. Na severozápade je ohraničená Českým masívom, na severe sa hranica konvencionálne kladie na hranicu rozšírenia neogénnych sedimentov, ktoré vyplňajú predkarpatskú predhlbeň. Na severovýchode je panva ohraničená ravsko-ruskou vydvihnutou zónou kaledoníd, na juhovýchode bukovinskou priečnou eleváciou, oddeľujúcou túto panvu od predkarpatsko-balkánskej ropo-plynonosnej panvy.

Severopredkarpatská ropo-plynonosná panva zodpovedá severopredkarpatskej predhlbni, ktorá sa delí na vonkajšiu – nezvrásnenú časť predhlbne a vnútornú

– zvrásnenú časť predkarpatskej predhlbne, ktorá je na území ČSSR úplne, na území PLR z veľkej časti a na území ZSSR v menšej miere prekrytá okrajovým násunom Karpát.

Podľa tektonickej pozície možno všetky známe výskyty uhľovodíkov rozdeliť na pásмо predhlbne pred čelami príkrovov a na pásмо predhlbne pod nasunutými príkrovmi. Príkrovy pôsobili síce ako ochranný kryt, ale na druhej strane vyvolávali väčší geostatický tlak na produktívne horizonty, a boli teda príčinou migrácie uhľovodíkov po zlomoch a po krídlach vrás. Táto skutočnosť bola príčinou častého úniku uhľovodíkov do silne deformovaných hornín príkrovov, ktoré vzhľadom na veľkú priepustnosť umožnili odplynovanie vrstevných komplexov, a tým i ochudobnenie ložísk, prípadne až ich úplný zánik. Odmigrované uhľovodíky sa často vyskytujú v malých štruktúrach alebo v malých litologických pascách v príkrovových sériách alebo ako drobné prírodné výrony, ktoré viedli väčšinou k negatívnemu vyhľadávaniu uhľovodíkov vo flyši. Preto i ložiská zachované v autochtónnych sériách sú väčšinou malé, no vyskytujú sa vo veľkom počte. Vyššie uvedené okolnosti značne zvyšujú náklady na prieskum. Priaznivejšie v tomto ohľade sú pomery vo východokarpatskej predhlbni, kde sa vyskytujú viaceré ložiská ropy a zemného plynu (ivano-frankovská oblasť).

V severopredkarpatskej panve bolo objavených 116 ložísk uhľovodíkov, z ktorých viac než polovica je plynových. Prevažná väčšina ložísk sa nachádza v miocénnych molasových sedimentoch a v kriedovo-paleogénnych flyšových sedimentoch. V panve rozlišujeme dve oblasti:

– prevažne plynonosnú oblasť vonkajšej zóny predkarpatskej predhlbne, čiastočne prekrytú vonkajšími Karpatmi,

– prevažne roponosnú oblasť vnútornej zóny predkarpatskej predhlbne, čiastočne prekrytú vonkajšími Karpatmi.

V plynonosnej oblasti vonkajšej zóny predstavuje hlavné produktívne horizonty spodnomiocénna molasa (hlavne sarmatské a bádenské pieskovce) a pod nimi ležiace terigénne sedimenty vrchnej kriedy a karbonátové sedimenty vrchnej jury. V roponosnej oblasti vnútornej zóny sú to najmä flyšové uloženiny paleogénu, druhoradý význam z hľadiska produktívnosti majú útvary devónu a karbónu, v ktorých sa nachádzajú menšie ložiská zemného plynu v západnej časti vonkajšej zóny predhlbne v blízkosti hornosliezskej panvy (podrobnejšie viď nižšie). Zrejme boli podmienky pre zachovanie ložísk uhľovodíkov v paleozoických sedimentoch platformového typu nevhodné, pretože od vrchného karbónu až do jury a v niektorých prípadoch až do terciéru, v oblasti predhlbne bol dlhotrvajúci hiát.

K najväčším ložiskám zemného plynu patria ložiská: Przemysl–Jaksmanice, Ugersko, Rudky, Bytče–Wolica, k najväčším ložiskám ropy Dolina, Boryslaw, Bytków–Babcze, Plawowice. Štruktúry sú väčšinou brachyantiklinálneho typu, často tektonicky porušené zlomami. Ďalším typom štruktúr sú erozívno-tektonické elevácie predneogénnych útvarov, na ktoré sa často viažu ložiska v autochtónnych miocénnych sedimentoch, ktoré sledujú tieto elevácie.

Pre ložiská plynonosnej vonkajšej zóny pod nasunutými príkrovmi vonkajších Karpát je charakteristická tá skutočnosť, že sú ekranované nasunutými príkrovami karpatského flyšu, alebo zvrásneným miocénom vnútornej zóny. V boryslavsko-po-



kutskej podzóny sa ložiská uhľovodíkov nachádzajú prevažne v úzkych pretiahnutých vrásach, prevrátených spravidla na SV. Zvláštnou črtou tejto podzóny je výskyt produktívnych horizontov v 2 až 3 antiklinálnych vrásach nasunutých na seba.

### Ložiská karpatskej ropo-plynonosnej panvy

Karpatská ropo-plynonosná panva sa rozprestiera na území ČSSR, PLR, ZSSR, a RSR. Na severe susedí so severopredkarpatskou ropo-plynonosnou panvou a jej južná hranica na území ČSSR a PLR zodpovedá severnému ohraničeniu bradlového pásma, resp. peripieninskému lineamentu rozdeľujúcemu Karpaty na vonkajšie a vnútorné. Na území ZSSR a v RSR hranicu tvorí zakarpatský hlbinný zlom, ktorému na povrchu zodpovedá zóna marmarošských útesov i marmarošský kryštalinický masív. Vonkajšie Karpaty sa skladajú z hrubého (výše 6000 m) súvrstvia kriedovo-paleogénnych flyšových sedimentov. Ak berieme do úvahy viacnásobné prekrytie násunmi príkrovov, celková hrúbka tohoto komplexu dosahuje 12–15 km. Podložie flyšu je málo známe. V centrálnej časti vonkajších Karpát sa predpokladá existencia plytkej platformovej depresie vyplnenej uloženinami devónu, spodného karbónu a možno i permu, ležiacich na bajkalsko-kaledónskom fundamente. K predflyšovému podložíu sa zaraďujú tiež súvrstvia triasu a jury, platformového typu. Severovýchodná hranica vonkajších Karpát (v PLR a ZSSR) sa nachádza na zvrásnených súvrstviach prekambria, tvoriacich centrálné antiklinorium starého haličského geosynklinálneho systému. Na území ČSSR predflyšové podložie okrajových severozápadných zón tvorí súvrstvie paleozoika a mezozoika platformového typu, ležiace na juhovýchodných svahoch Českého masívu (podrobnejšie viď nižšie).

V karpatskej ropo-plynonosnej panve sa nachádza 76 prevažne ropných ložísk, z ktorých asi polovica je v súčasnej dobe vyťažená. Sú skoncentrované v kriedovo-paleogénnych flyšových súvrstviach najmä v sliezskej zóne, kde sa nachádzajú najväčšie ložiská: Grabownica, Bubrka–Rogi–Ruwnie, Kryg–Lipinky, Iwonicz–Zdrój. Charakteristickou črtou tejto oblasti je existencia čo do rozmerov a zásob nevelkých, no početných ložísk ropy. Hoci sa uhľovodíky nachádzajú vo všetkých stratigrafických súvrstviach flyšu, sú vo vertikálnom reze rozmiestnené veľmi nerovnomerne. Najvhodnejšie z hľadiska akumulácie uhľovodíkov sú cienžkovické a istebnianske pieskovce. Vhodné sú tiež eocénne pieskovce menilitovej série a lhotské pieskovce albu. Menší význam majú oligocénne pieskovce krosnienske. Ložiská uhľovodíkov vo vonkajších Karpatoch sa obyčajne nachádzajú v brachyantiklinálach normálneho alebo asymetrického vývoja alebo v ležatých vrásach porušených početnými zlomami. Známe sú tiež pasce litologického typu, ktoré sú podmienené vyklíňovaním kolektorov v okrajových častiach násunov.

Z uvedeného prehľadu vyplýva, že v severnej časti karpatského oblúka je najväčšia koncentrácia malých ložísk uhľovodíkov. Na oboch krídlach je počet ložísk menší, ale ich plošná rozloha je väčšia, takže východné krídlo je čo do zásob uhľovodíkov veľmi bohaté a čo sa týka ropy v Západných Karpatoch, je najbohatšie vôbec. Z hľadiska hlbinej stavby je typické, že najväčšia plošná koncentrácia ložísk,

reprezentovaná i najväčšími celkovými zásobami uhľovodíkov, je na styku západo-karpatského a východokarpatského bloku, čiže v megaštruktúre medziblokovej povahy. V tomto mieste došlo i k prelomeniu platformy ďaleko až k okraju východoeurópskej platformy a k vytvoreniu tzv. vnútorného uhla platformy v zmysle N. S. Šatského (Z. Roth 1962). V tejto časti sa karpatská predhlbeň rozširuje vplyvom poklesnutého fundamentu platformy. Tým sa vytvorili priaznivé štruktúrno-ložiskové pomery pre akumuláciu uhľovodíkov. Rovnakú pozíciu má i rozšírenie predhlbne v ohybe Východných Karpát (ložiská ropy v oblasti Ploiești).

Medzibloková pozícia má teda vplyv na veľkosť koncentrácie palivových surovín nielen v merítke vnútrokarpatských panví, ale i v rozmeroch megaštruktúrnych.

### Predkarpatsko-balkánska ropo-plynonosná panva

Panva sa nachádza medzi horskými útvarmi Východných a Južných Karpát na severe a Balkánom na juhu. Na východe je ohraničená masívom Dobrudže a severobulharskou regionálnou eleváciou, na západe Banátom. Podľa množstva ťaženej ropy, zaujíma táto panva prvé miesto medzi európskymi panvami, pričom prevažná väčšina ložísk je skoncentrovaná v severnej časti panvy, väčšinou na území RSR. Na juhu v Bulharsku je známych len niekoľko ložísk uhľovodíkov.

V oblasti tejto panvy sa nachádza moesijská platforma s fundamentom bajkalského veku, okrajová časť starej východoeurópskej platformy (moldavska platforma), ďalej tiež alpínske elementy (Karpaty, predbalkán) a hercýnsky zvrásnený systém (ponorená predĺžená časť severnej Dobrudže). Značnú časť panvy zaberá predkarpatská predhlbeň.

Ekonomicky významné akumulácie uhľovodíkov sa vo vertikálnom reze viažu len na určité súvrstvia. V oblasti predkarpatskej predhlbne sú to súvrstvia paleogénu a neogénu, na moldavskej platforme a v severnej Dobrudži najmä sarmatské, bádenské, menej pliocénne súvrstvia, na moesijskej platforme mezozoické a terciérne súvrstvia, na predbalkáne len na mezozoické súvrstvia. Existujú tiež určité zonálnosti v rozmiestnení uhľovodíkov s rôznym fázovým skupenstvom, a to ako v ploche, tak i vo vertikálnom reze. V meridionálnej časti predkarpatskej predhlbne majú prevahu ložiská ropy. Na juhu, v oblasti ohybu Karpát, počet ropo-plynonosných a plynonosných ložísk prevyšuje počet ložísk ropy, v rozšírenej časti predhlbne prevládajú plynonosné a ropo-plynonosné ložiská. Vysvetľuje sa to zvláštnosťami tektonickej stavby. Možnosť zachovania plynonosných ložísk v silne porušených štruktúrach je omnoho menšia než možnosť zachovania ložísk tekutých uhľovodíkov.

Na moesijskej platforme bolo zistené, že v jej východnej časti prevládajú ložiská plynu viazané na pliocénne, zriedkavo tiež miocénne sedimenty, v centrálnej časti prevládajú roponosné a ropo-plynonosné ložiská viazané na miocénne a kriedové sedimenty, v západnej časti sa vyskytujú najmä ložiská ropy viazané hlavne na uloženiny triasu a jury. Plynonosné a ropo-plynonosné koncentrácie teda prevládajú v mladších súvrstviach.

V ropo-plynonosnej oblasti predkarpatskej predhlbne sa vyskytuje 117 ložísk uhľovodíkov, z toho 42 ložísk ropy, 51 ložísk ropy a plynu a 24 ložísk plynu.

V zóne paleogénneho flyšu je skoncentrovaných 29 ložísk, z ktorých je 20 roponosných. Produktívne horizonty sú najmä oligocénneho, menej eocénneho veku. Kolektormi sú hlavne pieskovce súvrstvia Fusaru a Cliva (oligocén). V eocéne sú vhodnými kolektormi pieskovce Tarcău. Niektoré ložiská obsahujú až 4 produktívne horizonty. Väčšinou sú to vrstevnaté klenby, tektonicky ekranované.

V miocénno-pliocénnej podzóne neogénnej zóny je sústredených 42 ložísk, z ktorých 20 je roponosných, len 8 plynonosných a zvyšok predstavujú ropo-plynonosné ložiská. Najväčšie sú: Moreni—Gura, Ocnița, Baikoi—Tintija—Florești, Bodești, atď. Uhľovodíky sa vyskytujú najmä v pliocénnych sedimentoch. Produktivnosť levantských, dáckych a pontských sedimentov je ohraničená.

V getickej depresii sa ložiská uhľovodíkov vyskytujú na silne tektonicky porušených štruktúrach. Je tu známych 34 ložísk (20 plynových, 19 ložísk ropy a plynu a 3 ložiská ropy). Najväčšie z nich sú ložiská Balteni a Ticleni. Produktívnymi sú sedimenty meótu, sarmatu a helvétu, v menšej miere tiež oligocénne sedimenty. Len veľmi zriedkavo sa vyskytujú ložiská uhľovodíkov v ponte, bádene, burdigale a v eocéne. Štruktúry reprezentujú vrstevnaté klenby, tektonicky, zriedkavejšie stratigraficky ekranované.

Na moesijskej platforme sa nachádza 85 ložísk (27 roponosných, 36 ropo-plynonosných, 21 plynonosných a 1 ložisko plynokondenzátov). Väčšina z nich sa nachádza v severnej a severovýchodnej časti moesijskej platformy. Na juhu platformy je známych len niekoľko ložísk. V pliocénnych sedimentoch sú produktívne súvrstvia dáku, pontu a meótu. Nachádzajú sa v nich prevažne ložiská plynu, len v severovýchodnej časti tejto oblasti sa vyskytujú ložiská ropy. Štruktúry sú litologicky a stratigraficky ohraničené, zriedkavejšie sú to vrstevnaté klenby.

Produktívne horizonty boli zistené tiež v spodnej kriede a v strednej a spodnej jure. Produktivnosť paleozoika bola zatiaľ dokázaná len na jednom ložisku (Bibesti—Bulbuceni) v severozápadnej časti moesijskej platformy. Kolektormi sú tu givet-ské a vrchnodevónske kavernózne dolomity.

V oblasti moldavskej platformy a severnej Dobrudže je známych okolo 15 ložísk. Na moldavskej platforme sú plynonosné len sarmatské sedimenty. Ložiská ropy a zemného plynu v Dobrudži sa nachádzajú v sarmate a bádene, menej v pliocéne.

V ropo-plynonosnej oblasti Predbalkánu sa nachádza len jedno ložisko plynokondenzátu — ložisko Čireň.

## Panónska ropo-plynonosná panva

Panónska ropo-plynonosná panva sa delí na 5 oblastí (príloha 7): malomaďarsko-podunajská plynonosná oblasť, maďarskostredohorsko-igalsko-bukovohorská, sávsko-drávska, alföldsko-banátsko-báčska ropo-plynonosná a zakarpatská prevažne plynonosná oblasť.

Alföldsko-banátsko-báčska ropo-plynonosná oblasť je najväčšia čo do plochy i čo do počtu ložísk. Bolo tu celkove preskúmaných 96 ložísk, z ktorých polovica sa

nachádza na území MLR a zvyšok v Juhoslávii a RLR. Väčšina z nich je plyno- a ropo-plynonosná. Najvýznamnejším ropo-plynonosným súvrstviem je pliocén. Na mnohých ložiskách je produktívny tiež miocén. Okrem toho v severnej časti tejto oblasti prebieha v súčasnej dobe prieskum vo vrchnej časti flyšovitého súvrstvia kriedovo-paleogénneho veku (ložisko Hajduszoboszló). V centrálnej a južnej časti tejto oblasti sú známe ložiská uhľovodíkov v mezozoiku (Palič, Novi Kneževac, Elemir) a vo zvetraných horninách fundamentu (Čalacea, Turnu, Barias). Najväčšie sú ložiská Aldea, Kikinda, Velebit, Mokrin.

V neogéne sú kolektory reprezentované pieskami a pieskovicami. Štruktúry sú prevažne klenbovité, často tektonicky alebo stratigraficky ekranované, resp. litologicky ohraničené. Ložiská vo flyšovitých, karbonátových a puklinovitých metamorfovaných horninách sa nachádzajú vo vrchných častiach týchto komplexov, tvoriacich podložie neogénnych sedimentov a majú masívny charakter. V ložiskách sa vyskytujú ako ťažké ( $960 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ), tak i ľahké parafinické druhy ropy ( $815\text{--}830 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ). Veľmi rôznorodé je zloženie plynov. Na niektorých ložiskách obsah  $\text{CO}_2$  v plyne je vyšší než 50 %.

V maďarskostredohorsko-igalsko-bukovohorskej oblasti (36 ložísk) sú produktívne terigénne sedimenty paleogénu a neogénu ako aj kavernózne a puklinovité dolomity a vápence mezozoika. V juhozápadnej časti tejto oblasti, v zalajskom rajóne, najväčším ložiskom je ložisko Nagylengyel, v ktorom sú roponosné súvrstvia vrchného triasu, vápence vrchnej kriedy a bádenské pieskovce. Ložiská v karbonátových súvrstviach mezozoika majú masívny charakter, v paleogéne a neogéne sú to štruktúry vrstevnaté. Štruktúry v mezozoiku sú tektonicky ekranované, v neogéne klenbové. V mezozoiku sa vyskytujú ťažké ropy ( $948 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ), obsahujúce 3,3 % S, v neogéne ľahké ( $920\text{--}830 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  s nízkym obsahom S. V centrálnej časti tejto oblasti sú ložiská uhľovodíkov viazané na oligocénne pieskovce. Bolo tu nájdených 6 ložísk ropy a zemného plynu. Na ložisku Mezökereesztes sú produktívne tiež eocénne pieskovce a puklinovité triasové dolomity. Ložiská sa vyskytujú na lokálnych eleváciách, tektonicky porušených zlomami. Sú obyčajne tektonicky ekranované a nachádzajú sa v hĺbke od 130 do 1500 m. Ropa je ľahká s nízkym obsahom S.

V sávsko-drávskej oblasti je známych 35 ložísk uhľovodíkov. Väčšina ložísk sa vyskytuje v súvrstviach spodného pliocénu. Na ložiskách Kloštar, Šumečani, Taran, je produktívny tiež miocén. Ložiská sú klenbového typu. Ropa je ľahká s nízkym obsahom S a nachádza sa v hĺbke 1200–2300 m.

V malomaďarsko-podunajskej plynonosnej oblasti sú produktívne sedimenty miocénu. Pre plynové ložiská tejto oblasti je charakteristický vysoký obsah  $\text{CO}_2$  (podrobnejšie viď ďalej).

V zakarpatskej, prevažne plynonosnej oblasti na území ČSSR je známych 7 ložísk. Plynonosné sú pieskovce vrchného bádenu a spodného sarmatu v hĺbke od 500 do 3000 m (podrobnejšie viď ďalej).

### Podmienky pre ropo-plynonosnosť z hľadiska hĺbinnej stavby

Ako ukazujú výskumy iných roponosných oblastí, dôležitým fenoménom z hľadiska ropo-plynonosnosti je geotermický gradient. V oblasti Červeného mora bolo

zistené, že pri geotermickom gradiente od 28 °C/km hĺbky a najmä potom pri vysokom geotermickom gradiente okolo 50 °C/km sa ropa mení na plyn už v menšej hĺbke (J. D. Lowell et al. 1978). Vysoký tepelný tok znižuje obsah vody v sedimentoch, čo je príčinou ich zníženej porozity. Pri gradiente 50 °C/km až o 50 % oproti porozite hornín pri gradiente 30–33 °C/km. Za kritickú teplotnú hranicu sa považuje teplota 120 °C (H. G. Klemm 1978), kedy rýchlosť chemických reakcií pri tvorbe uhľovodíkov rýchle stúpa.

Vysoký tepelný tok panónskej panvy je preto nepriaznivý pre zachovanie ložísk ropy vo väčších hĺbkach. Rýchlosť chemických reakcií pri geotermickom gradiente 48–50 °C/km v panve limituje hĺbky vzniku uhľovodíkov do 1–2 km (podľa H. D. Klemma na 1100 m). Všeobecne sa ukázala platnosť týchto poznatkov i pre panónsku panvu, kde prevažujú ložiská zemného plynu nad ložiskami ropy. Ropa sa vyskytuje v priaznivej kvalite do hĺbok 1–1,3 km (lokality Demjén, Battonya, Budafapuszta) s obsahom asfaltu 0,2–0,34 % a benzínu s parafínom 62–73 %. Ložiská s nižšou kvalitou sú v hĺbkach 1500–2500 m (Hahót, Nagylengyel), G. Kertai (1968). Kolísavý geotermický gradient v ploche panónskej panvy spôsobil, že došlo k zachovaniu ložísk uhľovodíkov v oblastiach nižších teplôt a že ložiská chýbajú v miestach najvyššieho gradientu pozdĺž toku rieky Dunaja (až 70 °C/km). Nepriaznivými sú pásma výstupu termálnych vôd. Z teplotných pomerov ďalej vyplýva, že vhodné podmienky existovali v periférnych častiach panvy.

Do vývoja akumulácie uhľovodíkov nepriaznivo zasahovali i kolísavé hodnoty napätí a zmeny napätových polí. Preto sa ložiská uhľovodíkov zachovali viac v depresných zónach chránených pred kontrastným napätím. Najväčšie napätie predpokladám v centrálnej časti panvy v mieste najtenšej kôry. Z periférnych pásiem okolo plášťového diapíru boli napätovo najpriaznivejšie podmienky vo viedenskej panve a pre zemný plyn i vo východoslovenskej panve. Tu však vysoké teploty neboli priaznivé pre zachovanie ložísk ropy.

Tangenciálne orientované zlomy k okraju panónskeho diapíru tvorili bariéry pre šírenie diapíru i pre vystupujúce tepelné toky. Deštruktívne účinky zastavili i prevládajúce strižno-kompresné pomery na týchto zlomoch, ktoré ekranovali prípadnú migráciu uhľovodíkov. V panvách, v ktorých nedošlo k stláčaniu podložia nedochádzalo ani k migrácii uhľovodíkov z hlbších obzorov. Z toho dôvodu sú tieto panvy perspektívne pre vyhľadávanie ložísk uhľovodíkov (viedenská panva). Vznik strižného poľa napätia okolo panónskeho diapíru mohol zamedziť i migráciu uhľovodíkov do tyla Karpát – vo viedenskej panve na SV a JV, vo východoslovenskej panve na JZ a JV.

Na základe dedukcií z hlbinej stavby a na základe dynamickej úlohy panónskeho plášťového diapíru som dospel k obdobným záverom ako J. Janáček (1976) o predmiocénnom význame bradlového pásma pre migráciu a akumuláciu uhľovodíkov. Moja koncepcia by vysvetlila akumuláciu uhľovodíkov i bez ohľadu na obdobie ich vzniku a postulovala by mobilizáciu uhľovodíkov z hlbokého mezozoika či paleozoika viedenskej panvy za účasti teplôt 250–300 °C pri termickej mobilizácii kerogénu. Pri priemernom tepelnom gradiente 50 °C/km by takéto teploty zodpovedali hĺbkam 5–6 km, čo sú hĺbky reálne pre vyhľadávanie uhľovodíkov v blízkosti bradlového pásma. Funkciou lineamentu na rakúskom území a existenciou z.-v.

zlomu prebiehajúceho z viedenskej panvy k Mistelbachu by som vysvetľoval i vysoko produkčné štruktúry v rakúskej časti viedenskej panvy. Táto kryha bola chránená pred hlbinnými tektonicko-termálnymi procesmi i pred orogénnym tlakom, ktorý sa tu už zo strany Karpát neprejavil. Pozitívnu úlohu ekránu zohrali i elevácie Malých Karpát a šopronskej kryhy. S mojimi závermi je v súlade i tektonický výklad J. Chmelíka (1971).

Janáčkovo historické členenie migračných ofenzív už od strednej kriedy a pokračujúce do stredného miocénu by bolo v období terciéru v súlade s tlakovými a teplotnými vplyvmi panónskeho diapíru na periférne ropomaterské série.

### Ložiská transylvánskej panvy

Všetky doteraz známe a ekonomicky významné akumulácie zemného plynu v transylvánskej panve sa viažu na sedimentárne súvrstvia bádenu až pliocénu, ktoré tvoria tzv. plynonosnú formáciu. V transylvánskej panve je celkove známych 67 ložísk zemného plynu. Ložiská sú viazané predovšetkým na brachyantiklinálne štruktúry a soľné kupoly rôznych smerov a tvarov. Na ložiskách sa spravidla vyskytuje viac produktívnych horizontov (10–20), niekedy menej (4–7), pričom výskyt menej ako dvoch produktívnych horizontov na ložisku nie je známy. Priemerná hrúbka produktívnych horizontov je 1–25 m, no niekedy dosahujú veľkú hrúbku (62–105 m) napr. na ložisku Craești, Ulieș, atď. Produktívne horizonty sa nachádzajú v hĺbkach od 200–400 m do 1500–2000 m. Neogénne súvrstvie je známe veľkým počtom piesčitých vrstiev, ktoré majú dobré vlastnosti kolektorov. Krycie horniny sú tvorené prevažne ílovitými horninami.

Zloženie zemného plynu na väčšine ložísk je charakterizované tým, že v ňom prevláda metán (80–90 %), okrem východnej časti panvy, kde sa jeho obsah rýchlo znižuje a zároveň sa zväčšuje obsah kysličníka uhličitého a dusíka. Veľké množstvo dusíka, kysličníka uhličitého a hélia je viazané na plyny bádenských, zriedkavejšie buglovských sedimentov vo východnej časti panvy. Významnú úlohu tu pravdepodobne zohrali hlbinné zlomy, ktoré asi predstavujú cesty migrácie vyššie uvedených zložiek. Okrem ložísk zemného plynu boli zistené i neveľké ložiská plynokondenzátov v bádenských vrstvách na lokalitách Sincai a Praid.

Genéza zemného plynu nie je zatiaľ uspokojivo vyriešená. Zo štruktúrnej pozície ložísk možno predpokladať migráciu zemného plynu z hlbších obzorov v súvislosti s tvorbou pascí. Zatiaľ chýbajú údaje o izotopickom zložení plynov a ďalšie geochemické parametre, ktoré by mohli objasniť genézu zemného plynu a prispieť k oprávnenosti dvoch protichodných názorov:

- zemný plyn sa nachádza v materských horninách,
- zemný plyn migroval z materských oligocénných hornín do terajších sarmatských a vrchnobádenských kolektorov (G. N. Dolenko 1962).

Podľa posledných výskumov, akumulácie uhľovodíkov tzv. plynonosnej formácie sú syngenetické k okolitým horninám. V sedimentárnej výplni panvy sa nachádzajú horniny, ktoré majú typické znaky materských hornín (bridlice s rádioláriami bádenského veku, vrchnosarmatské bridličnaté sliene charakteristické zvýšeným obsahom organickej hmoty).

Otázka možnosti existencie ložísk ropy v transylvánskej panve nie je doriešená.

V minulosti najväčším ložiskom zemného plynu v tejto oblasti bolo ložisko Šaroş, z ktorého na počiatku ťažby bolo ťažené až 2 mil. m<sup>3</sup> zemného plynu denne. Druhé najväčšie ložisko Bazna produkovalo až 3 mil. m<sup>3</sup> zemného plynu denne.

### Vzťah ložísk uhľovodíkov k blokovej stavbe panónskej panvy

Podobne ako ložiská uhlia som koreloval i známe výskyty ložísk uhľovodíkov so základnými zlomami vymedzujúcimi blokovú stavbu podložia panónskej panvy (príl. 5). Vymedzenie blokov som uviedol vyššie (obr. 8). Odlišné chápanie stavby podložia panvy uvádza V. Dank—J. Bodzay (1970); títo autori stotožňujú zlomové línie s prešmykovými hranicami pásmových jednotiek analogického charakteru a priebehu ako karpatský oblúk. Stavba panvy by podľa nich mala byť oblúkovitá, rovnako ako orogénny lem panvy. Táto koncepcia spája bez dostatočných dôvodov geologické jednotky, ktoré nemožno porovnávať s karpatskými tektogénnymi zónami. Autori neuvádzajú ani vzťah ložísk uhľovodíkov k vymedzeným zónam. Ak porovnáваме ich výskyty so zónami, nedospejeme k žiadnemu vzťahu, ktorý by mohol podporiť hypotetickú schému.

V centrálnej časti panvy je najviac ložísk (príl. 5). Najmenší počet je štruktúrne viazaný na balatónsky blok východne od bloku dunajského. Väčší počet sa koncentruje na styk balatónskeho bloku s Dinaridami. Najväčšia plošná koncentrácia je na paleopanónskom bloku východne od dunajského zlomu, hlavne v priestore mobilného paleopanónskeho bloku s. s. Ak budeme považovať dunajský zlom za os panónskej panvy, potom sa okolo nej ložiská uhľovodíkov nevyskytujú. Miesta bez ložísk uhľovodíkov dobre korelujú s oblasťami najmenej hrúbky kôry a najvyššieho výstupu panónskeho diapíru. V týchto oblastiach je tiež najväčší tepelný tok, ako to vyplýva i z údajov L. Stegen u et al. (1975). Z hľadiska migrácie uhľovodíkov je táto oblasť nepriaznivá v porovnaní s oblasťami najväčšej akumulácie ložísk.

Tektonické línie zvyšujúce porozitu boli vhodné pre migráciu. Na druhej strane záhrebsko-kulčská a rábska línia pri pliocénnej inverzii ekranovali cestu uhľovodíkom do stabilizovaného balatónskeho bloku (navyše ešte s doznievajúcim vulkanizmom v tejto oblasti). Nejasná je dynamická úloha peripieninského lineamentu, ale z rozmiestnenia ložísk zemného plynu možno usudzovať, že strižné pohyby a kompresné tlaky limitovali migráciu uhľovodíkov cez lineament. V prípade vytvorenia vhodných štruktúrnych pascí však mohol lineament akumulovať zadržané uhľovodíky (viď vrt Lubina-1). V prípade viedenskej panvy lineament mohol mať i ochrannú funkciu ako bariéra brániaca tlakovým účinkom z vnútornej strany Karpát. Priaznivé podmienky pre vznik ložísk boli najmä jz. od nesvačisko-trnavskej línie. Táto oblasť mimo dosah flyšových príkrovov bola tlakovo menej postihnutá. Nie je preto vylúčené, že mohla byť drenážnou cestou pre doplnenie zásob uhľovodíkov z priestoru sz. okraja panónskej panvy.

Panónska panva ako napäťovo odľahčená má z tektonického hľadiska priaznivé podmienky pre zachovanie uhľovodíkov. Existencia starých blokov spojených v panónsky megablok čiastočne diferencovala rozmiestnenie ložísk na kryhy, ktoré

v miocéne najviac poklesli. Ponúka sa preto vysvetlenie, že subsidencia bola príčinou vytlačania uhľovodíkov z hlbších obzorov a ich zachovania v pascách v menšej hĺbke. Z hľadiska typov kôry sa ložiská koncentrujú viac na bloky predneoidne konsolidované i neoidne regenerované (typ regenerovaných platforiem). Pokročilejšia konsolidácia obmedzila i intenzitu tektonickej segmentácie.

Medzi blokovou stavbou a distribúciou ložísk uhľovodíkov nie je teda zjavná korelácia. Existuje len paleogeograficky a tektonicky podmienená závislosť, že ložiská uhľovodíkov sa nevyskytujú v blokoch alebo kryhách, kde vznikli ložiská uhlia. Pokiaľ existujú výnimky, tak sú dané inverznými pohybmi príslušných kryh (Mátra, Bukové hory).

Pre distribúciu uhľovodíkov z hlbinných fenoménov mal asi najväčší význam vývoj panónskeho diapíru a ním vytvorené termálne pole na styku rigidného podložía sedimentárnych panví s ich výplňou. Ložiská zemného plynu sa koncentrujú skôr na krídlach apikálnych častí diapíru mimo oblastí najtenšej kôry. Tvar diapíru a heterogénna bloková stavba kôry modifikovali rozloženie napätia v kôre. Modelovo by mohla prichádzať do úvahy schéma, podľa ktorej vrcholová časť diapíru vyvoláva ťahové napätie, ktoré sa na krídlach diapíru v hrubšej kôre transformuje na tlakové pôsobenie. To umožňovalo migráciu uhľovodíkov a narastanie ložiskových tlakov. Nie je vylúčené, že i rôzna hĺbka produktívnych horizontov, nad diapírom menšia než pri okrajoch, bola podmienená napäťovým režimom s endogénnou príčinou.

Eliptické oblasti s najslabšou kôrou doprevádza najväčší tepelný tok. Ten, okrem predpokladanej existencie ťahového napäťového poľa mohol podmieniť vytvorenie bezložiskových oblastí v už spomenutej osnej časti panónskeho diapíru.

### Korelácia blokovej stavby s distribúciou uhoľných ložísk

Panónska panva je komplexnou palivovo-ložiskovou megaštruktúrou. Jej podložie tvorí heterogénna kôra primárne stenčená, rozčlenená hlbinnými zlomami na bloky. Smer blokov ukazuje na autonómne postavenie tejto štruktúry voči okolným orogénnym pásmam obopínajúcim panónsku panvu. Koncom terciéru došlo k integrácii blokov na panónsky megablok, novočlenený jednak starými zlomami, jednak systémom s.-j. zlomov dunajského a tiského smeru.

Na hranici miocén/pliocén došlo okrem štruktúrnej inverzie i k zmene v rýchlosti klesania periférnych panví a vnútra vlastnej panvy. Hlbinné príčiny tohto klesania vidíme vo vývoji plášťového panónskeho diapíru, ktorý sa tvoril za účasti pohybu hmôt v astenosfére z periférnej časti (veľké a rýchle klesanie v panvách v miocéne) pod centrum panónskeho segmentu kôry. Tu dochádzalo k stagnácii pohybuv. Pliocénny kolaps nasledujúci po vyprázdnení magmatických krbuv zmenil rozmiestnenie centier maximálnej subsidencie.

Výstup diapíru bol priaznivý pre stagnáciu v sedimentárnych panvách a pre tvorbu uhoľných ložísk. Ložiská sa tvorili najmä na tektonicky silne diferencovanej kôre, predterciérne suboceánskeho typu. Sializácia prebiehajúca intenzívnejšie už od konca paleogénu viedla v balatónskom bloku k narastaniu kontinentálnej kôry. Vznik uhoľných ložísk z obdobia sializácie je analogický vzniku vrchnokarbónskych



stredočeských uhoľných panví a má rovnaké historicko-tektonické postavenie vo vývoji kôry. Naproti tomu je vznik ložísk uhľovodíkov viazaný na mobilizáciu podložia panvy, spojenú pravdepodobne s bazifikáciou kôry.

Dobrá korelácia uhoľných ložísk s predneogénou blokovou stavbou chýba preto u ložísk uhľovodíkov. Ich akumulácia spadá do obdobia pliocénnej inverzie a prestavby blokov. Ložiská sa koncentrujú na poinverzne rýchle klesajúce veľké kryhy panónskeho megabloku. Kryhy nerešpektujú staršiu blokovú stavbu a podriaďujú sa novému štruktúrnemu plánu, ovplyvnenému hlavne dynamikou panónskeho diapíru v pliocéne.

Analýza hlbinej stavby panónskej panvy vedie k záveru, že vnútrokarpatské panvy podunajská, juhoslovenská a východoslovenská sú periférnymi časťami panónskej panvy, s ktorou prekonalí rovnaký vývoj podmienený rovnakým endogénnym procesom.

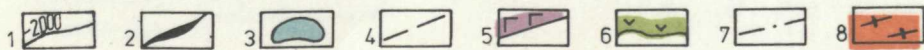
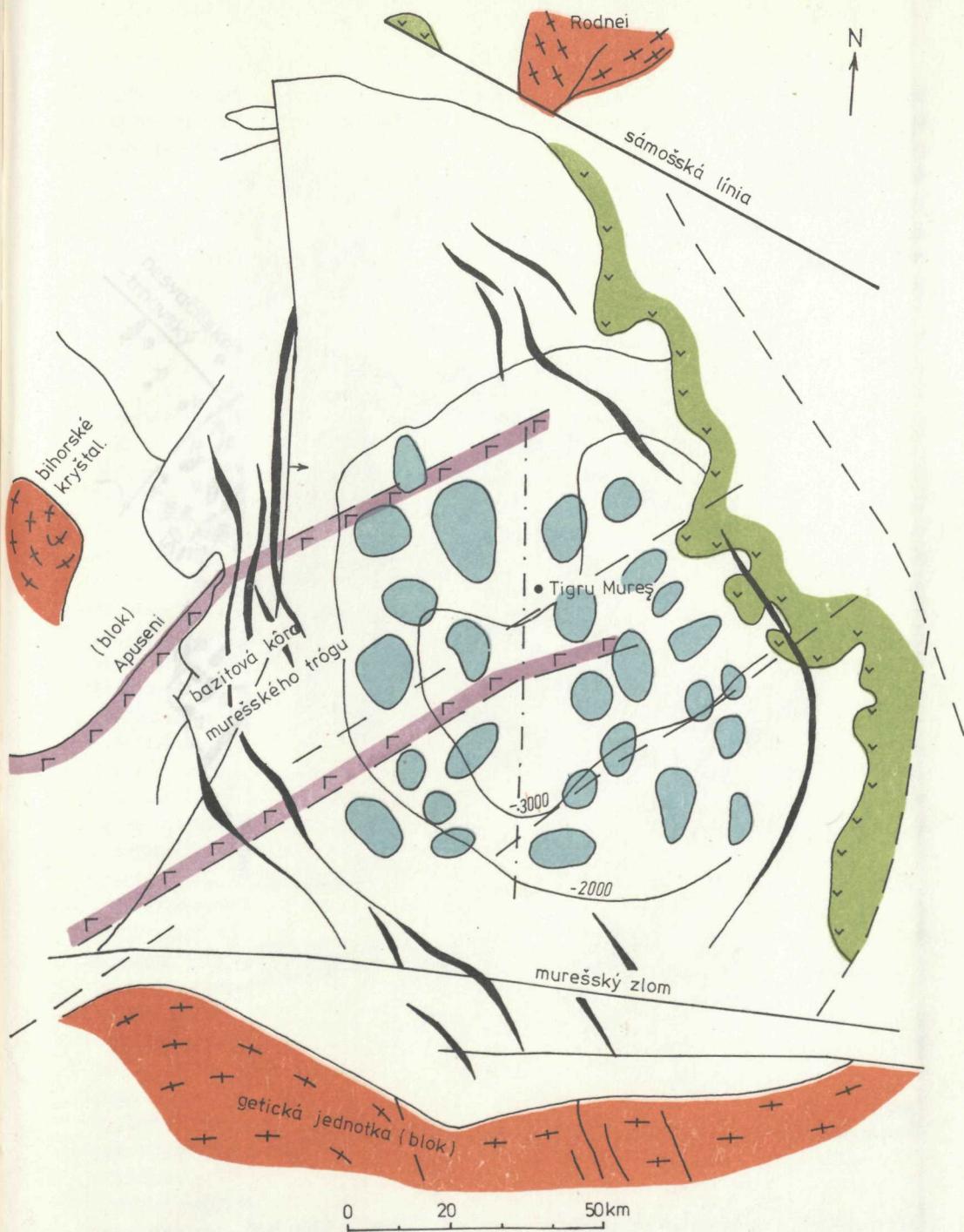
Z prognózneho hľadiska poznatky odvodené z hlbinej stavby sú v súlade s negatívnymi výsledkami vyhľadávania uhľovodíkov vo vnútrokarpatských panvách a v panve podunajskej a juhoslovenskej. Perspektívnejšie sa javí pásmo pozdĺž peripieninského lineamentu, ktoré má z oboch strán ekranačný charakter. Výskyt zemného plynu na vrte Lubina-1 potvrdzuje môj predpoklad o tom, že tektonická zóna peripieninského lineamentu, okrem toho, že má ekránové vlastnosti, môže byť i lokálnou štruktúrnou pascou pre ložiská uhľovodíkov.

### **Ložiská ropy a zemného plynu Západných Karpát**

Ložiská uhľovodíkov v Západných Karpatoch sú viazané na predhlbeň a na vnútorné pásmo Karpát. Najväčšie ložiská sú v medzihorských panvách – viedenskej a východoslovenskej.

#### **Ložiská v predhlbni**

Sú tu známe a ťažené ložiská zemného plynu v ostravskej časti karpatskej predhlbne. Ložiská sú viazané na bazálne klastiká bádenu a na štruktúrne elevácie karbónskeho skrytého pohoria. Boli zistené v predpolí beskydských príkrovov i pod nasunutými príkrovmi. Viazu sa na morfológické elevácie karbónu bez väzby na zlomovú tektoniku alebo hlbšiu stavbu. Genéza zemného plynu nie je zatiaľ objasnená. Okrem plynových akumulácií vytvorených prírodným odplyňovaním uhľonosného karbónu (Stonava, Mitrovice, Paskov, Příbor), sú známe malé výskyty zemného plynu i vo vnútri bádenských sedimentov v piesčitých obzoroch. Ich genéza sa vysvetľuje pôvodom z materských slienitých terciérnych hornín. Vznik ložísk podmieňovali tektonické pohyby pri klesaní predhlbne pod váhou nasunutých príkrovov. Úniku plynov zabránili nepriepustné ílovité horniny ležiace v nadloží piesčitých horizontov. Ložiská boli nájdené pri prieskume uhlia a v ich vyhľadávaní sa pokračuje.



Obr. 12 Tektonická mapa transylvánskej panvy

- 1 – izobaty pošvy bazálneho bádenského tufitu Dej (v m), 2 – antiklinálne pásma diapírových vrás, 3 – kopulovité štruktúry so zemným plynom, 4 – predpokladané skryté zlomy, 5 – okraj bazitovej kôry, 6 – okraj neovolkanitov, 7 – os symetrie rozloženia ložísk zemného plynu – os ohybu panvy, 8 – kryštalinikum, s použitím tektonickej mapy Rumunská (1970).

stredových úložných panví z úložných a tektonických pohľadov vo vývoji kory. Naproti tomu je v rámci úložných panví z pohľadu podlažia panvy, spravené s vývojom a štruktúrou kory.

Došlo k tomu, že v období predpokladanej blokovou stavbou slabá proto-panva úložných panví sa v akomkoľvek štádiu do obdobia pliocénnej inverzie a prestavy bali. Ložiská sa koncentrujú na pomerne rýchle klesajúce veľké kryhy panvy ako megablock. Kryhy majú svoju štruktúru a podlažia z novšieho štruktúrneho pohľadu vyúsťujú do dynamického panvačného diapázu a pliocénu.

Analýza hĺbkovej štruktúry panvy vedie k záveru, že vnutrokarpatské panvy podunajská, karpatovská a východoslovenská sú periférnymi časťami pásovej panvy, s ktorými prechádzajú rovnaký vývoj podmienený rovnakým endogénnym procesom.

Z prognostického pohľadu pokračujúceho vývoja panvy sa v súčasnosti a negatívny vývoj panvy vyvíja v rámci vlnitých úložných panvách a v zóne podunajských panv. V súčasnosti sa v rámci panvy nachádzajú veľké kryhy panvy ako megablock. Kryhy majú svoju štruktúru a podlažia z novšieho štruktúrneho pohľadu vyúsťujú do dynamického panvačného diapázu a pliocénu.

Ložiská v predtíhali. Sú tu zahrnuté a ložiská karpatovskej panvy a jej časť karpatovskej predtíhali. Ložiská sú v súčasnosti na území karpatovskej panvy a jej časť karpatovskej predtíhali. Sú tu zahrnuté a ložiská karpatovskej panvy a jej časť karpatovskej predtíhali.

Ložiská v predtíhali. Sú tu zahrnuté a ložiská karpatovskej panvy a jej časť karpatovskej predtíhali. Ložiská sú v súčasnosti na území karpatovskej panvy a jej časť karpatovskej predtíhali.

Ložiská v predtíhali. Sú tu zahrnuté a ložiská karpatovskej panvy a jej časť karpatovskej predtíhali. Ložiská sú v súčasnosti na území karpatovskej panvy a jej časť karpatovskej predtíhali.

Sú tu zahrnuté a ložiská karpatovskej panvy a jej časť karpatovskej predtíhali. Ložiská sú v súčasnosti na území karpatovskej panvy a jej časť karpatovskej predtíhali.

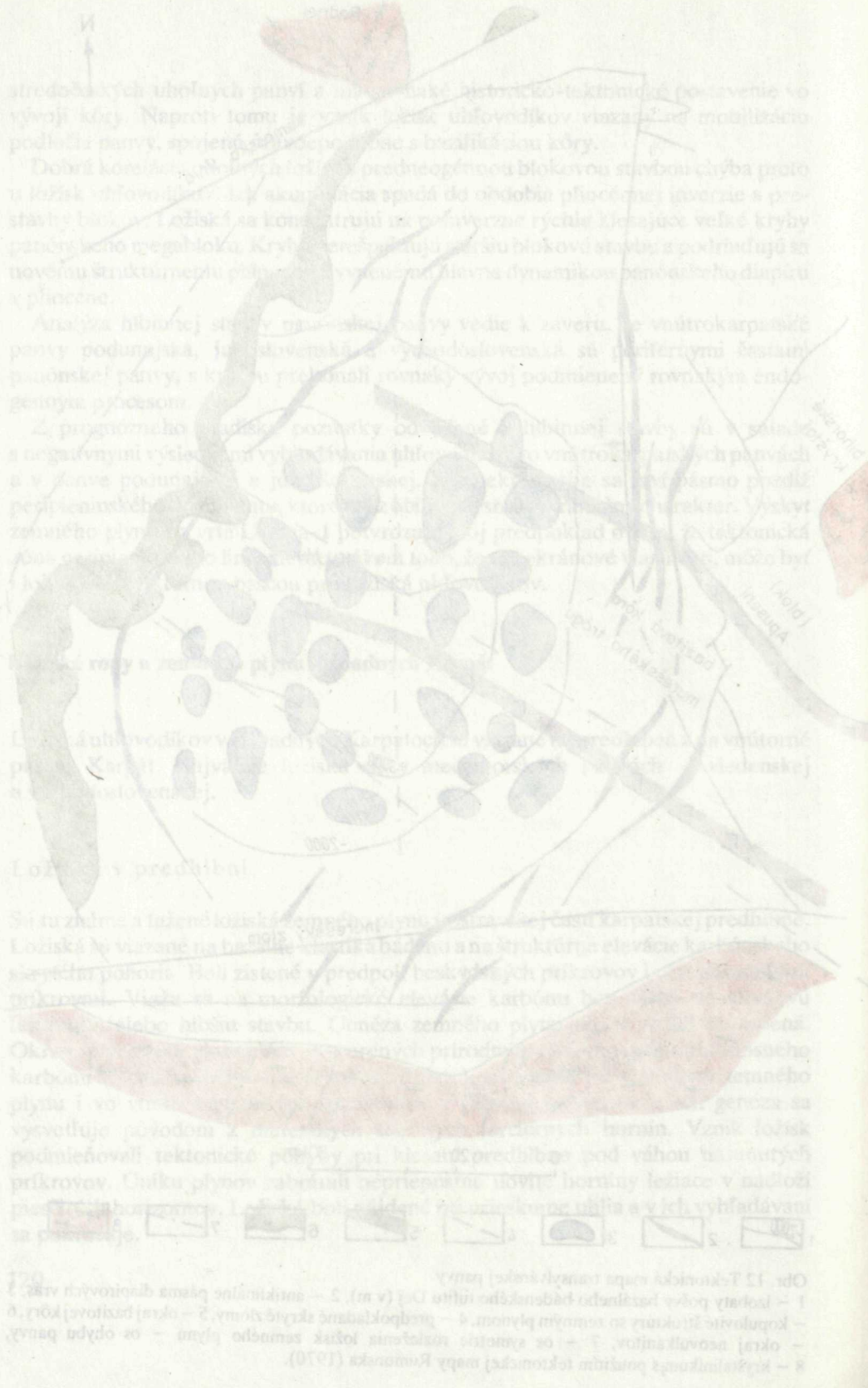
Ložiská v predtíhali. Sú tu zahrnuté a ložiská karpatovskej panvy a jej časť karpatovskej predtíhali. Ložiská sú v súčasnosti na území karpatovskej panvy a jej časť karpatovskej predtíhali.

Ložiská v predtíhali. Sú tu zahrnuté a ložiská karpatovskej panvy a jej časť karpatovskej predtíhali. Ložiská sú v súčasnosti na území karpatovskej panvy a jej časť karpatovskej predtíhali.

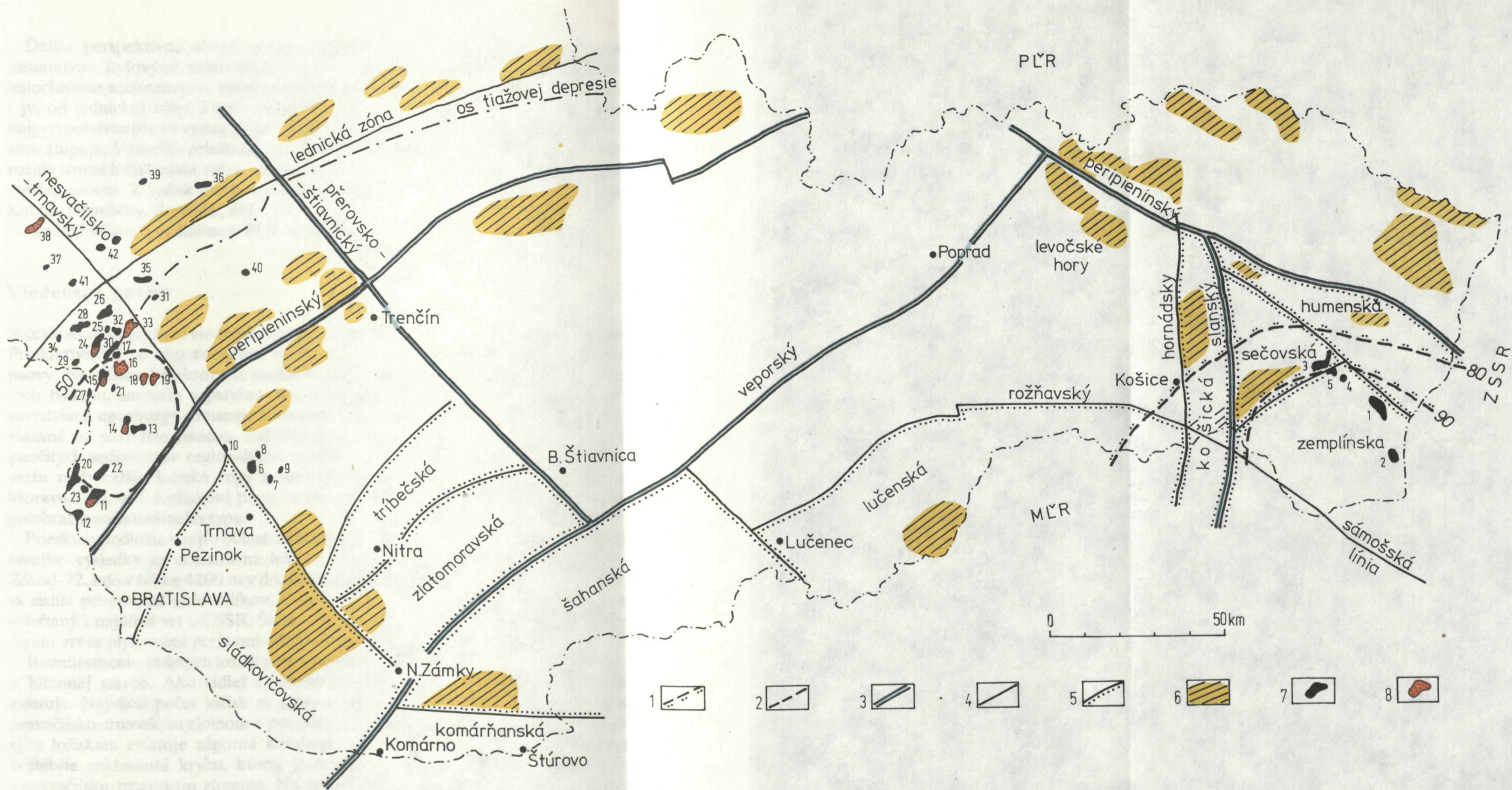
Ložiská v predtíhali. Sú tu zahrnuté a ložiská karpatovskej panvy a jej časť karpatovskej predtíhali. Ložiská sú v súčasnosti na území karpatovskej panvy a jej časť karpatovskej predtíhali.

Ložiská v predtíhali. Sú tu zahrnuté a ložiská karpatovskej panvy a jej časť karpatovskej predtíhali. Ložiská sú v súčasnosti na území karpatovskej panvy a jej časť karpatovskej predtíhali.

Ložiská v predtíhali. Sú tu zahrnuté a ložiská karpatovskej panvy a jej časť karpatovskej predtíhali. Ložiská sú v súčasnosti na území karpatovskej panvy a jej časť karpatovskej predtíhali.



Op. 12. Tektónická mapa (tlačivá) panvy. 1 - ložiská karpatovskej panvy, 2 - ložiská karpatovskej predtíhali, 3 - ložiská karpatovskej predtíhali, 4 - ložiská karpatovskej predtíhali, 5 - ložiská karpatovskej predtíhali, 6 - ložiská karpatovskej predtíhali, 7 - ložiská karpatovskej predtíhali, 8 - ložiská karpatovskej predtíhali. (1970)



Príl. 8 Vzťah ložísk ropy a zemného plynu k blokovej a kryhovej stavbe Západných Karpát.

1 – vysoký tepelný tok ( $v \text{ mWm}^{-2}$ ), 2 – nízky tepelný tok ( $v \text{ mWm}^{-2}$ ), 3 – hlbinné zlomy, 4 – regionálne zlomy, 5 – hranice kryh v podloží vnútorných panví, perspektívnych pre výskyt uhľovodíkov, 6 – prognózne oblasti, 7 – ložiská zemného plynu, 8 – ložiská ropy.

Ložiská ropy a zemného plynu:

- 1 – Stretava, 2 – Ptruksá, 3 – Trhovište–Pozdišovce, 4 – Lastomír, 5 – Bánovce n/Ond., 6 – Špačince, 7 – Trakovice, 8 – Nižná, 9 – Madunice, 10 – Krupá, 11 – Láb, 12 – Vysoká, 13 – Studienka, 14 – Závod, 15 – Brodské, 16 – Gbely, 17 – Cunín, 18 – Petrova Ves, 19 – Štefanov, 20 – Suchohrad-Gajary, 21 – Kúty, 22 – Malacky, 23 – Jakubov, 24 – Hrušky, 25 – Josefov, 26 – Poddvorov, 27 – Lanžhot, 28 – Bílvice-Podivín, 29 – Břeclav, 30 – Týnec, 31 – Ratiškovice, 32 – Lužice, 33 – Hodonín, 34 – Lednice, 35 – Vacenovice-Mutěnice, 36 – Lubná, 37 – Nikolčice, 38 – Měnin-Zatčany, 39 – Nítkovice, 40 – Hluk, 41 – Němčičky, 42 – Žarošice.

Ďalšia perspektívna oblasť sa nachádza v hlbších úrovniach predhlbne pod nasunutými flyšovými príkrovmi. Hlbokými vrtmi sa skúmajú v súčasnej dobe autochtónne sedimenty na slovensko-moravskom a slovensko-sliezskom bloku sz. i jv. od lednickej zóny. Podľa nepublikovaných údajov geologického prieskumu najperspektívnejšie sú vystupujúce kryhy, ktoré podľa merania recentných pohybov stále stúpajú. Výsledky prieskumu nie sú zatiaľ kompletne. Je pravdepodobné, že na rozmiestnení ložísk mala vplyv i hlbšia kryhová stavba, ktorá sa prekopírovala i do vyšších úrovní. Z ložísk možno spomenúť: Nikolčice, Měnin-Žatčany, Nitkovice, Lubna, Němčičky, Žarošice, atď.

Ostatné ložiská predhlbne v PLR sú uvedené v predchádzajúcej kapitole.

### Viedenská panva

V československej časti viedenskej panvy je známych 26 ropo-plynonosných ložísk. Produktívnymi sú ako neogénne sedimenty, tak i samotné podložie viedenskej panvy. Neogénne kolektory sa nachádzajú predovšetkým v terigénnych sedimentoch bádenu, sarmatu a panónu, v menšej miere tiež vo faciálne premenených súvrstviach egenburgu, otnangu a karpátu. Prevažná väčšina neogénnych ložísk je viazaná na súvrstvie bádenu. Zvláštne postavenie má vrchnobádenský komplex piesčitých sedimentov regionálneho rozšírenia, tzv. lábsky horizont, na ktorý sa viažu najbohatšie ložiská ropy a zemného plynu: Hrušky, Závod, Vysoká pri Morave, Láb, atď. Ložiskové pasce sa viažu na zlomové zóny i na lokálne elevácie polobrachyantiklinálneho typu.

Prieskum podložia v tejto oblasti sa orientoval na mezozoické jednotky. Najpriaznivejšie výsledky sa dosiahli na lokalite Závod. Bol tu vyhlbený pozitívny vrt Závod-72, kde v hĺbke 4200 m v dolomitoch vrchného triasu a tiež na báze neogénu sa zistila prítomnosť uhľovodíkov. V mezozoickom podloží viedenskej panvy bol odvrtný i najhlbší vrt v ČSSR, Šaštín-12, ktorý dosiahol konečnej hĺbky 6505 m. Tento vrt sa plynovými prejavmi od hĺbok asi 6300 m javí ako pozitívny.

Rozmiestnenie známych ložísk ropy a zemného plynu na prvý pohľad nejaví vzťah k hlbínnej stavbe. Ako vidieť z prílohy 8, vzťah k hlbšej zlomovej stavbe však existuje. Najväčší počet ložísk sa koncentruje do kryhy medzi lednicou líniou, nesvačisko-trnavským zlomom a peripieninským lineamentom. Vo vzťahu k uhoľným ložiskám existuje záporná korelácia – ložiská uhľovodíkov sú viazané na najhlbšie zaklesnutú kryhu, ktorej jz. hranicu tvorí podunajský zlom paralelný s nesvačisko-trnavským zlomom. Na tejto kryhe sa nachádza i najväčšie ložisko ropy Matzen v Rakúsku a najväčšie ložisko zemného plynu Vysoká-Zwerndorf. Ložiská sa primykajú k pozdĺžnym zlomom v panve, lábsko-šaštinskému a aderklaaskému zlomu. Oba patria k systému zlomov paralelných s peripieninským lineamentom.

Spomenutá kryha je vo viedenskej panve najproduktívnejšia a k zachovaniu ložísk pred tlakovou či tepelnou deštrukciou prispelo zaklesnutie kryhy, rigidita predkardomsky konsolidovaného podložia, ekránové vlastnosti peripieninského lineamentu a nízka hustota tepelného toku (okolo  $50 \text{ mWm}^{-2}$  – podľa V. Čermáka 1979).

Hustota tepelného toku narastá len miestne na lednickej línii ( $60 \text{ mWm}^{-2}$ ) v oblasti Žarošic a Němčiček, kde bol už zistený zemný plyn a jv. od peripieninského lineamentu, ktorý ekranuje viedenskú panvu i tepelne od termálnej panónskej oblasti. V oblastiach nízkeho tepelného toku sa vyskytujú ložiská ropy.

Štruktúrne najvyššie položené ložisko ropy pri Gbeloch sa nachádza na vyzdvihnutej kryhe sv. od nesvačisko-trnavského zlomu. Geofyzikálne je zaujímavé, že os maximálnej zápornej tiažovej anomálie v priestore viedenskej panvy je doprevádzaná koncentráciou výskytov a ložísk zemného plynu i ropy. Jej interpretácia sa potom môže dostať do nového svetla – vid' Č. Tomek (1979), ktorý interpretuje zdroj anomálie existenciou pórovitých sedimentov predhlbne, ktoré by mohli byť v priaznivých podmienkach eventuálnymi kolektormi uhľovodíkov.

Viedenská panva a oblasť vyhľadávania v predhlbni sv. od viedenskej panvy sú jedinými ložiskovými objektmi na vonkajšej strane peripieninského lineamentu. Z hľadiska hlbinného prístupu po zhodnotení poznatkov o vzťahu ložísk uhľovodíkov k blokovej stavbe sa perspektívnosť v slovensko-moravskom bloku, sv. od nesvačisko-trnavského zlomu zdá menšia než vo viedenskej panve. Priaznivejšie by mohlo byť pásmo okolo peripieninského lineamentu, pokiaľ má elevačný charakter a lineament nebude mať plochý úklon pod vnútorné Karpaty.

### Východoslovenská panva

Ložiská zemného plynu: Stretava, Ptrukša, Trhovište–Pozdišovce, Lastomír a Bánovce nad Bebravou sú viazané na východoslovenský blok jz. od peripieninského lineamentu, resp. na oblasť medzi slanským a sámošským hlbinným zlomom. Produktívne sú tu prevažne vrchnobádenské a spodnosarmatské piesky a pieskovce v hĺbke od 500 do 3000 m. V kryhovej stavbe je najproduktívnejšia kryha zemplínska a jej styk s kryhou sečovskou (príl. 8). Na ploche týchto kryh sa vyskytuje anomálne vysoký tepelný tok, najvyšší na Slovensku. Z toho dôvodu vo väčších hĺbkach sa nedajú očakávať ložiská ropy, ale ani väčšie akumulácie zemného plynu. Perspektívnymi sa z hľadiska hlbinej stavby zdajú okraje kryh, najmä hranice zemplínskej a sečovskej kryhy a styk sečovskej kryhy s košickou depresiou. V tejto oblasti by mohla prichádzať do úvahy pre výskyt ropy i severná časť košickej depresie, pravdepodobne však len s malými výskytmi uhľovodíkov.

### Korelácia panví s podobnými štruktúrami

Ako som už uviedol, obe panvy, viedenská a východoslovenská, sú panvy medzihorskej a medziblokovej s podobnými vlastnosťami aké má transylvánska panva. Táto panva leží tiež medzi sialickými blokmi a typom kôry sa blíži k viedenskej panve. I viedenská panva má pomerne veľkú hrúbku kôry a bola chránená od západu konsolidovaným Českým masívom. Naproti tomu východoslovenská panva má kôrové vlastnosti temer zhodné s panónskou panvou a má tiež vysoký tepelný tok. Z hľadiska plošnej koncentrácie ložísk uhľovodíkov na plochu panónskej panvy by

nebola perspektíva východoslovenskej panvy veľká. Z hľadiska produktívnosti na prvom mieste sa nachádza transylvánska a viedenská panva s veľkou ložiskovou koncentráciou na obmedzenej ploche. Na druhom mieste a ako menej perspektívne sú panvy „kvázi-océánskeho typu“ – panónska a východoslovenská. Tieto panvy sú tektonicky porušenejšie hlbinnými zlomami a majú premenlivý typ kôry. Obe sú však komplexnými ložiskovými štruktúrami s uhlím, ropou a zemným plynom v tom zmysle, že uhoľné ložiská sa podieľajú väčšou mierou na zásobách palivových surovín.

### Ostatné neogénne panvy a prognózne štruktúry

Výsledky doterajších prieskumov ukázali, že z ostatných neogénnych panví je na výskyty zemného plynu pozitívna len západná časť podunajskej panvy – lokality Špačince, Trakovice, Nižná, Madunice a Krupá. Akumulácie zemného plynu sú viazané na vyzdvihnutú kryhu sv. od nesvačisko-trnavského zlomu, a to na trnavskú depresiu. V ostatných panvách neboli zatiaľ dosiahnuté pozitívne výsledky. Navrátné výrony CO<sub>2</sub>, N, alebo He, však nevylučujú možnosť výskytu ďalších plynonosných obzorov, avšak malého rozsahu. V štruktúre panví chýbajú vhodné elevačné štruktúry. Ich reprezentantom môžu byť vyzdvihnuté alebo menej poklesnuté (stabilizované) kryhy.

V podunajskej panve je to zlatomoravecká kryha a jz. ponorená časť kryhy trbečskej u nesvačisko-trnavského zlomu. V tejto súvislosti by som chcel podotknúť, že paralelne s týmto zlomom, na JZ prebieha ďalší zlom jz. od Kolárova k Pezinku. Zatiaľ nie je preukázané, či táto línia pretína peripieninský lineament a vniká do viedenskej panvy. V oblasti Malaciek a Veľkých Levárov však existujú zlomy, ktoré by mohli byť ekvivalentom tejto línie, jednej zo systému zlomov smeru SZ–JV, podľa ktorých stupňovite klesá podložie podunajskej panvy smerom k Dunaju. Za predpokladu analogickej kryhy vo viedenskej panve by sa tu kumulovali početné ložiská zemného plynu i ropy, napr. Studienka, Závod, Brodské, Kúty a ďalšie. S ohľadom na určitú analógiu v produktívnosti kryhy sv. od nesvačisko-trnavského zlomu by som považoval i kryhu jz. od tohoto zlomu ako prognóznú. Ide o strednú časť sládkovičovskej kryhy okolo Galanty a maximálne sv. od Dunajskej Stredy. Rozhodne nepovažujem za perspektívnu oblasť gabčíkovej depresie.

Malé výskyty zemného plynu by mohli byť i v šahanskej kryhe východne od Nových Zámkov (príl. 8). Naproti tomu komárňanskú kryhu nepovažujem za perspektívnu. Dunajské zlomové pásmo (centrálneokarpatský lineament), prognóznym na ložiská uhlia, považujem za celkom bezperspektívny na výskyty ložísk uhľovodíkov.

Vo východoslovenskej panve je z hľadiska hlbinej blokovej stavby perspektívna košická depresia a sečovská kryha, najmä jej styk s kryhou zemplínskou.

Ostáva ešte problém plynonosnosti sámošskej línie. Táto štruktúra nie je zatiaľ známa, ale leží jz. od peripieninského lineamentu, ktorý v sv. výbežku panónskej panvy nie je čo do perspektívy docenený. Po sámošskej línii vystúpili neovulkanity,

ktoré prípadne staršie akumulácie uhľovodíkov vytlačili. Sámoošská línia mohla však byť vhodným pórovitým obzorom a komunikačnou cestou pre migrujúci plyn. Zemný plyn zostal vo vulkanicky menej postihnutých depresiách jz. od peripieninského lineamentu. Po sámooškej línii mohol podloží východoslovenskej panvy migrovať i do južnej časti košickej depresie (najperspektívnejšia oblasť) a po slanskom a hornádskom zlome i ďalej na SZ do priestoru Levočského pohoria. V tejto oblasti by z hľadiska môjho modelu mohli existovať puklinové kolektory v podloží flyšu, prípadne akumulácie v antiklinálach pri báze flyšu.

Pre československé ložiská uhľovodíkov platí rovnaká závislosť veľkosti štruktúr na množstvo akumulácie surovín, ako u iných druhov surovín. Veľké štruktúry produkujú veľké ložiská. Malé rozmery panví i štruktúr v Západných Karpatoch nedávajú perspektívu na objav veľkých ložísk zemného plynu alebo ropy. Ani viedenská a východoslovenská panva nedosahujú rozmerov veľkých geosynklinálnych jednotiek kumulujúcich veľký objem organickej hmoty. Podľa H. D. Kle m m a (1978) najproduktívnejšie sú vnútrokontinentálne štruktúry, ktoré sú nositeľkami 75 % svetových gigantických ložísk uhľovodíkov. Ak medzi vnútrokontinentálne panvy zahrnieme naše medziblokové panvy – viedenskú a východoslovenskú – potom vzhľadom k ich malým rozmerom môžu sa považovať za ekvivalenty ložiskových gigantov v našich malorozmerných jednotkách.

V oboch našich panvách však chýba regionálna elevácia ako štruktúrno-litologická pasca, koncentrujúca migrované uhľovodíky. Také štruktúry sú podmienkou vzniku veľkých ložísk, až 75 % z celkových zásob panvy (H. D. Kle m m, l. c). Pokiaľ zberná štruktúra chýba, ložiská sú dispergované, čo je tiež prípad našich panví. Naproti tomu východokarpatské panvy podobné štruktúry majú. Tiež transylvánska panva je husto prestúpená elevačnými štruktúrami. Malé štruktúrno-litologické pasce zhromažďujú maximálne 10 % cekových zásob panvy (H. D. Kle m m 1978). Ak vyjdeme z týchto empiricky zistených vzťahov, potom pre stanovenie prognóz stačí spočítať rozdiel medzi známymi zásobami v jednotlivých obzorochoch a kapacitným produkčným potenciálom panvy (s odpočítaním odhadnutých odmigrovaných uhľovodíkov).

Poznatky vyplývajúce z analýzy hlbinej stavby panví ukazujú, že naše najväčšie panvy ležia na hraniciach blokov či megablokov. Z tejto tektonickej pozície vyplýva i ich perspektívnosť, pretože 60 % svetových zásob uhľovodíkov je v panvách pozdĺž okrajov litosferických platní. Z uvedených záverečných poznámok vyplýva význam prevedeného štúdia hlbinej stavby panví a ich vzťahu k blokovej stavbe. Možno konštatovať, že prakticky všetky známe priemyslové zásoby uhľovodíkov v ČSSR sa nachádzajú v panvách medzi blokmi alebo megablokmi a že teda tieto štruktúrne hranice sú najperspektívnejšie pre ďalšiu prospekciu uhľovodíkov v ČSSR.

## Záver

Zhrnutie a zhodnotenie teoretických názorov na genézu panví, regionálnych geofyzikálnych údajov o hlbinej stavbe karpatského oblúku a panónskej panvy a ich



korelácia s geologickými údajmi o stavbe a vývoji panví, ako i zhodnotenie ložísk uhlia, ropy a zemného plynu, priniesli nové poznatky a zákonitosti o vzťahoch týchto ložísk k hlbinej stavbe kôry v podloží panví. Zo zistených zákonitostí boli odvodené i prognózne kritériá doplnené regionálnymi prognózami. Tieto prognózy sú však len súčasťou komplexu ďalších kritérií, s ktorými musia byť korelované. Uvedené prognózy si preto nečinia nárok na rozhodujúceho činiteľa, ale majú slúžiť ako korekcia alebo doplnok prognóz vypracovaných na základe iných metodických postupov.

Súborné zhodnotenie poznatkov o hlbinej stavbe bolo prevedené po prvý raz v komplexe dostupných údajov a kvalitatívne bolo postavené na nový základ, vychádzajúci z hodnotenia typov kôry podľa látkových a tektonických prejavov. V tomto smere považujem prínos globálnej tektoniky za vysoko progresívny. Otázka dynamických interpretácií zostáva na poli diskusií a v práci prijaté dynamické závery vychádzajú z kritického rozboru reálnosti geologických a geofyzikálnych údajov.

Podobne ako v iných regiónoch i v Karpatoch sa rozlišujú panvy ensialického a ensimatického typu, líšiace sa vývojom, plošnou rozlohou a subsidenčnou mobilitou.

1. Terciérne ensialické panvy, nachádzajúce sa na predneoidne a paleoalpínsky konsolidovanej kontinentálnej kôre, sú geneticky spojené s jej segmentáciou a diferencovanou mobilizáciou počas pokračujúcej tektogenézy v okolí panví, najmä s vrásnením na vonkajšom predpolí panvových pásiem (vonkajšie Karpaty). Panvy sú typickými vnútrohorskými jednotkami s obmedzenou životnosťou sedimentácie a obmedzeným plošným rozsahom. Súvisia so zlomami prebiehajúcimi smerne s vrásovými megaštruktúrami, pričom najväčšie klesanie nastávalo v mieste kríženia alebo styku týchto zlomov so zlomami priečnymi. Z hľadiska blokovej stavby sa viažu na okraje blokov členiacich už skôr zvrásnené jednotky vnútorných Karpát. V súlade s klasifikáciou T. Budaya (1961), štruktúrne patria k dedičným štruktúram, ale z hľadiska typu kôry a dosiahnutého vývoja k štruktúram superponovaným, ktoré dedia len mobilitu jednotlivých zlomov v úzkych pásmach. Proces sedimentácie je prvkom naloženým (superponovaným) na docielené štádium vývoja kôry bez toho, aby znamenal ukončenie jej vývoja. Vznik sedimentácie v mobilnej panve je z tohto hľadiska prvkom nevyhnutným.

K ensialickým panvám patrí i karpatská predhlbeň, kde sa obnovila mobilita kôry už skôr konsolidovanej. Rozmiestnenie čiastkových depresí bolo podmienené zlomovým členením podložnej platformy a jej blokovou a kryhovou stavbou. V západokarpatskej predhlbni je členenie v smere SZ–JV, vo východokarpatskej vetve SV–JZ. Na oživenie zlomov mal nesporný vplyv tlak vrásnených a nasunovaných Karpát. V severnej časti západokarpatského oblúka sa uplatnili smery Z–V. Juhokarpatská vetva predhlbne bola ovplyvnená štruktúrami okrajov moesijskej platformy, čo dáva predhlbni špecifické črty jej vývoja, odlišné od ostatných predhlbní.

Predhlbeň Karpát má najväčšie plošné rozšírenie – najväčšiu šírku v oblastiach styku megablokov (platní): východoeurópskej a západoeurópskej platformy, východoeurópskej a moesijskej platformy. Tu tiež došlo k najväčšej koncentrácii ložísk uhľovodíkov.

2. Medzihorské panvy majú veľký plošný rozsah. Vznikali na heterogénnej kôre, kde slabo konsolidovaná kontinentálna kôra uzatvára zvyšky simatickej kôry suboceánskeho typu. Táto kôra má trend k opakovanej subsidenčnej mobilite, objavujúcej sa výrazne v terciéri. Hrúbka tejto kôry je menšia než hrúbka typickej kontinentálnej kôry (okolo 24–30 km), pričom hrúbka pred sedimentáciou dosahovala 20–24 km. Kôra nebola postihnutá rozsiahlejšou granitizáciou. Panvy môžeme súborne zaradiť k ensimatickým dedeným panvám, t. j. dediacim mobilitu spojenú s oslabenou tenkou kôrou a aktívnym plášťom ležiacim pod touto kôrou. Rozsah panví určoval rozsah simatických blokov a kryh. Rozsah ensimatických panví je väčší než rozsah ensialických panví. Ensimatické panvy prevládajú na okrajoch vnútorých Karpát a vo vnútri karpatského oblúka.

Delenie na superponované a dedené panvy s ohľadom na typ kôry sa líši od delenia Budaya, ktorý nepoznal kritérium typu kôry.

Špecifické postavenie majú medziblokové panvy nachádzajúce sa na hraniciach troch megablokov (platní): viedenská panva na styku Českého masívu, Východných Álp a Západných Karpát a východoslovenská panva na styku Západných Karpát, Východných Karpát a panónskeho megabloku. Na umiestnenie a obmedzenie panví mal veľký vplyv peripieninský lineament a miesta jeho prechodu alebo styku s megablokmi. Vo vnútornej stavbe oboch panví sa uplatňuje veľký počet zlomov rôznych smerov, paralelných so zlomami hlbinnými. Vo viedenskej panve členenie ovplyvnili i nasunuté príkrovy.

3. Panónska panva leží na heterogénnej kôre s blokovou stavbou formovanou od paleozoika. Táto bola koncom terciéru integrovaná v jeden megablok (F. Čech – J. Zeman 1980). V tomto megabloku došlo k zotreniu rozdielov medzi simatickými a sialickými blokmi a k vytrateniu dedičnosti mobility v bázitových pásmach. Ich existencia, podmieňujúca klesanie panví i v paleogéne dokazuje regionálnu nedokončenosť sializácie kôry.

Integrácia blokov bola spojená so štruktúrnou prestavbou a rozvinutím nových smerov zlomových štruktúr, hlavne S–J.

Kôra v podloží panónskej panvy bola vplyvom rôzne intenzívnej sializácie nerovnomerne konsolidovaná. Sializácia tu nedosiahla stupňa sializácie v kryštalických eleváciách a bola i celkove slabšia. Historické rozdiely rešpektuje i nové vymedzenie blokov. Geofyzikálne interpretovaná granitová vrstva teda zahrňuje rôzne typy kôry a nemožno ju stotožňovať s typickou kontinentálnou kôrou. Pôvodne prevažovala suboceánska až oceánska kôra, komunikujúca na J a JZ s rovnakou kôrou dinaridnou a mediteránnou.

V hlbinej stavbe mal dominantné postavenie panónsky plášťový diapír, ktorého horizontálny rozsah kladiem až k peripieninskému lineamentu. Diapír diferencovane aktivizoval kôru a uplatnil sa i rôznou dynamikou. Najväčšia mobilita sa uplatnila v pásmach (blokoch) tenkej suboceánskej kôry, kde panvy mali riftový charakter. Začiatok diapirizmu mohol nastať už v kriede (banatity). Dynamický vývoj možno rekonštruovať len v hrubých obrysoch. Účinky na vonkajšie strany diapíru nie sú zatiaľ jasné a sú často rozporné s tektonickým vývojom a stavbou panví v tejto oblasti (vnútrohorské panvy). Veľká subsidencia v pliocéne sa obvykle spája s kolapsom

diapíru. Tieto účinky však boli modifikované staršími zlomami. Tieto tiež ovplyvnili diferenciáciu diapíru na čiastkové diapíry, zasahujúce i na perifériu centrálného telesa. Existujú indicie na čiastkový diapír pod východoslovenskou panvou. Nejasná je úloha diapirizmu pod transylvánskou panvou, i keď v obmedzenom rozsahu diapirizmus tu nie je vylúčený, rovnako ako pod moesijskou platformou. Tu by však kolapsné účinky boli predpliocénne. Za najpokročilejšie štádium už skončeného vývoja diapíru považujem Čierne more. Proces subkrustálnej erózie, hojne propagovaný, považujem za druhoradý, ak nie vylúčený. Stenčenie, resp. látková zmena kôry zblížujúca jej spodnú časť fyzikálne s plášťom, je skôr charakteru bazifikácie s. l.

Plášťový diapirizmus v severnom perimediteránnom pásme má pravdepodobne väčšie rozšírenie a rozdielne fázy vývoja a aktivity.

4. Peripieninský lineament je tangenciálne orientovaný k okraju panónskeho diapíru. Má charakter strižnej zóny zapadajúcej pod okraj diapíru. Táto zóna obmedzila horizontálnu expanziu diapíru. Pozícia, tektonofyzikálny charakter a seizmicita lineamentu a s ním spojených paralelných zón (väčší počet zlomov nad periférnou časťou diapíru) je v súlade s poznatkami o vzťahu seizmoaktívnych strižných zón k hlbinným eleváciám v analogických panvách (Great Basin) alebo riftoch (Červené more) a dobre korelujú i s modelovo vytvorenými štruktúrami analogickými diapíru. V jz. časti diapíru má k nemu tangenciálny vzťah línia Sávy a Drávy. V severnej časti panónskej panvy funkciu strižných zlomov preberajú úseky rábskej a sámošskej línie prepojené pravdepodobne mladou líniou hurbanovskou a rožňavskou. U niektorých sovietskych geológov vznikajú preto predstavy o peripanónskom lineamente.

5. Rozbor petrografických a geofyzikálnych údajov v podunajskej, juhoslovenskej a východoslovenskej panve indikuje slabo konsolidovanú kôru simatického typu, náchylnú k subsidencii a tvorbe paleodepresii (metapelity s metabazitmi). Severne od týchto panví už vystupuje typická granitová vrstva s elevačnou tendenciou. Prechody oboch typov kôry doprevádza v panvách redukcia hrúbky sedimentov.

Na styku oboch typov kôry v panónskej panve (okrem flyšového pásma) a pri jej okrajoch, ako i pri okrajoch depresii narastala vplyvom neovulkanizmu terciérna granitová vrstva. Proces narastania kôry bol doprevádzaný integráciou blokov na panónsky megablok za súčasného vzniku zlomov s.-j. smeru. Tento proces možno spojiť s reorientáciou napätia nad diapírom. Z týchto hľadísk treba pristupovať k riešeniu dynamiky kôry pri nedostatku dôkazov i nepriamych pre hypotetické subdukcie v panónskej megaštruktúre. Miesto kompresných zón tu prevláda dilatácia. To potvrdzuje i riftový charakter depresii, pripomínajúci typ nerozvinutého oceánu.

6. Panvy Západných Karpát na československom území sú spojené so zlomami a blokmi – kryhami, dotvorenými v bádene. Viazu sa na hustotne ťažšiu tenkú kôru prejavujúcu sa tiažovo rozsiahlym kladným poľom. Panvy ležiace na periférii panónskeho diapíru majú k nemu úzke genetické vzťahy. Tieto panvy ležia na blokoch kôry. Medziblokovú pozíciu má východoslovenská panva, ktorá mala tiež

veľkú mobilitu. Táto panva spolu s vienskou panvou má i po ložiskovej stránke špecifické črty – obe sú komplexnými ložiskovými panvami s ložiskami uhlia a uhľovodíkov.

V hlbinej stavbe má vienská panva integrujúce prvky s panvou podunajskou. Obe sú rozdelené nesvačisko-trnavským zlomom na sv. stabilnejšie a jz. mobilnejšie kryhy. Podložie panvy je rozdelené peripienickým lineamentom doprevádzaným elevačným pásmom prognóznym na ložiská palív. Hlbinné členenie tak integruje dve geneticky i pozične odlišné panvy.

Vznik panví spájam s endogénnymi subkrustálnymi procesmi. Vplyv zataženia sedimentmi na zvýšenie mobility vyvracajú napr. niektoré vnútrohorské panvy, ktorých výplň tvoria ťažké horniny zaklesnutých príkrovov, bez toho, aby došlo k zväčšeniu klesania v tejto oblasti.

Doterajšie názory T. B u d a y a (1961) o spojitosti vzniku panví s vrásnením, resp. periodami ťahových napätí medzi vrásniacimi fázami, boli doplnené:

- o vzťah panví k typu kôry a jej mobilite;
- o skutočnosť, že medzihorské panvy sa vyvíjali i v dobe vrásnenia vonkajších Karpát;
- o zistenie, že hlbinné zlomy neprebiehajú pod osami panví, ale panvy plošne obmedzujú a tvoria ich okraje v súlade s okrajmi blokov.

Vnútoraná diferenciácia panví bola podmienená zlomami nehlbinného charakteru.

Migrácia panví prebiehla po periférii panónskeho diapíru od Z na V a opačne ako vrásnenie – od vonkajšieho okraja smerom do vnútra panónskej panvy (od paleogénu do pliocénu).

7. Ložiská uhlia v Karpatoch a panónskej panve dobre korelujú s blokovou stavbou. Najviac ložísk sa koncentruje na okraje kontrastne sa pohybujúcich blokov. Ložiská uhlia tvoria štyri uhľonosné pásy na vnútornej strane Karpát. Špecifickou štruktúrou, novo definovanou, je vardarsko-krajštidný uhľonosný lineament, na ktorom sa koncentruje 47 ekonomicky významných ložísk uhlia, ktoré vznikli počas 200–230 mil. rokov. Podobné znaky, ale v menšom rozsahu má dunajské zlomové pásmo. Najproduktívnejší je blok balatónsky, na ktorý sa viažu najväčšie uhoľné zásoby panónskej panvy.

Boli zistené všeobecné vzťahy simatickej kôry k optimálnemu rozvoju ložísk, pokiaľ existovali vhodné (nemarinné) paleogeografické podmienky. Typickým príkladom je ofiolitové pásmo Dinaríd, alebo už spomenutý simatický balatónsky blok.

Z hľadiska zlomového členenia sa toto uplatňuje dvojakým spôsobom:

- slabé členenie umožňuje vznik veľkoplošných uhoľných slojov, hlavne na platforme v predpolí Karpát,
- silné členenie, najmä na striedaní elevácií a depresí, umožnilo vznik väčšieho počtu uhoľných slojov, avšak plošne obmedzených.

Na ložiská uhlia je najchudobnejšia predhlbeň, hlavne v Západných Karpatoch. Bohatšie sú vnútorné Karpaty a v nich potom medzihorské panvy.

V panónskej panve sú na ložiská uhlia najbohatšie periférne časti a produktívnymi sa ukázali tiež k panónskemu diapíru tangenciálne orientované periférne zlomy. Z ďalších štruktúr sú priaznivé okrajové zlomy Apusén a okraje sialických masívov,

hlavne severná časť vardarsko-krajštidnej zóny. Rovnaké vzťahy vyplývajú i z rozmiestnenia endogénnych rudných ložísk a preto vardarsko-krajštidnú zónu možno označiť ako komplexný ložiskonosný lineament. Analogické črty má i centrálnokarpatský lineament (dunajské pásmo) v Západných Karpatoch.

Špecifické podmienky boli v pohorí Mecsek. Rozbor vývoja uhľonosných vrstiev potvrdzuje južnú sialickú kôru obmedzenú na severe suboceánskou kôrou. Spojenie sialickej kôry so srbsko-macedónskym masívom, na S obmedzeným murešským zlomom, je pravdepodobné.

Stupeň preuhoľnenia je diferencovaný. Existujú doklady o termálnom ovplyvnení panónskym diapírom. Rozdiely v preuhoľnení a slabé preuhoľnenie pliocénnych ložísk možno vysvetliť alebo poklesom tepelného toku, alebo skôr izolačnými vlastnosťami pliocénnych sedimentov.

8. Ložiská ropy a zemného plynu nekorelujú s blokovou stavbou podložia panónskej panvy. Ich rozmiestnenie súvisí so štruktúrnou prestavbou, ktorá vyvolala i migráciu uhľovodíkov. V rozmiestnení ložísk uhľovodíkov je korelácia s hrubšou kôrou a s nižším tepelným tokom. Vysoký tepelný tok podmienil deštrukciu ropy. Pre akumulácie uhľovodíkov pozitívnu úlohu mali hlbinné zlomy orientované tangenciálne k okrajom panónskej panvy a plášťového diapíru. V miestach vzniku okrajových depresíí, pri týchto zlomoch sa akumulovali ložiská uhľovodíkov. Prognózne sú okraje týchto depresíí na styku s elevačným pásmom pri týchto zlomoch. Na našom území ide o východné okraje viedenskej panvy a autochtónne podložie pozdĺž peripieninského lineamentu.

Zo vzťahu ložísk na vyššie kryhy pri okrajoch hlbinných zlomov usudzujem, že geofyzikálne zistené štruktúry pozdĺž lednickej zóny môžu byť prognóznymi pre výskyt uhľovodíkov.

Podobnú úlohu môžu mať i sprievodné zlomy pri peripieninskom lineamente vo východoslovenskej oblasti. Úvahy opierajúce sa o analýzu hlbínnej stavby sú vo väčšine prípadov v súlade s prognóznymi závermi pracovníkov GÚDŠ, ÚÚG a ČND, ktoré vychádzajú z väčšieho komplexu prognostických kritérií.

Maximálna koncentrácia ložísk uhľovodíkov je v predhlbni, najmä v pásme styku západo- a východoeurópskej platformy v podloží predhlbne. Najproduktívnejšími sú oblasti hlbínne viazané na medziblokové panvy, pokiaľ tu existujú priaznivé elevačné pasce.

Vo vzťahu k distribúcii uhoľných ložísk bola zistená záporná korelácia.

Na území ČSSR zhodne s touto pozíciou sú relatívne najbohatšie panvy viedenská a východoslovenská, komplexné ložiskové štruktúry.

Z rozboru hlbínnej stavby vyplývajú prognózne závery, ktoré pre naše územie nevyznievajú priaznivo. Perspektívne jednotky a štruktúry majú malé rozmery, a preto sa nedá očakávať objav veľkých ložísk (gigantov) uhľovodíkov. Za perspektívny bol označený i peripieninský lineament a sz. pokračovanie samošskej línie.

Neogénne panvy na juhu SSR sa ukázali byť vhodné na vybudovanie podzemných zásobníkov plyných i kvapalných látok.

## LITERATÚRA

- ADAMS, J. E. et al. 1951: Starved Pennsylvanian Midland Basin (Texas). *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 35, Tulsa.
- ARIC, K.–GUTDEUTSCH, R. 1975: First results taken from the East Alpine earth-quake station network. *Proc. 14<sup>th</sup> Gener. Assembly ESC, Trieste 1974*, Berlin.
- BANKOVITZ, P.–FRISCHBUTTER, A.–BANKOVITZ, H. 1977: Stroenie i tektoničeskoje razvítie zony Elby. *Tektonika variscid srednej Jevropy i SSSR*. Nauka, Moskva.
- BELJAJEVSKIJ, N. A. 1974: Zemnaja kora v predelach territorii SSSR. Nedra, Moskva.
- BELOUSOV, V. V. 1954: Osnovnye voprosy geotektoniki. Moskva.
- BELOUSOV, V. V. 1962: Basic problems in geotectonics. Mc Graw–Hill. New York.
- BELOUSOV, V. V. 1969: Continental rifts. In: *The Earth's crust and upper mantle*. Geophys. Monograph. 13, Washington D. C.
- BELOUSOV, V. V. 1973: Tektonosfera Zemli: idei i dejstviteľnosť. *Probl. glob. tektoniki*. Moskva.
- BEMMELEN, R. W. VAN 1972: Geodynamic models – Development in Geotectonics, 2, Elsevier, Amsterdam–London–New York.
- BERÁNEK, B. 1978: Výzkum stavby zemské kúry na území ČSSR metodami explozivní seizmologie a transformovaných tlíhových polí. Doktor. dizert. práca. Geofyzika, n. p., Brno.
- BERÁNEK, B. 1979: Použití transformovaných polí při výzkumu stavby zemské kúry. *Problémy současné gravimetrie*. Sbor. res., Brno.
- BERÁNEK, B. et al. 1972: Czechoslovakia. The crustal structure of Central and Southeastern Europe based on the results of explosion seismology. *Geofyz. Közlem., spec. edit.*, Budapest.
- BIELA, A. 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. I., II. *Reg. geol. Západ. Karpát*, 10, 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BIRCH, F. 1969: Density and composition of the upper mantle: First approximation as an olivine layer. *The Earth's crust and upper mantle*. Geofyz. Monograph., 13, Washington.
- BOCCALETTI, M.–HORVÁTH, F.–LODDO, M.–MONGELLI, F.–STEGENA, L. 1976: The Tyrrhenian and Pannonian basins: a comparison of two Mediterranean interarc basins. *Tectonophysics*, 35, Amsterdam.
- BOLDIZSÁR, T. 1964: Heat flow in the Hungarian basin. *Nature*, 202, London.
- BOLDIZSÁR, T. 1968: Geothermal data from the Vienna Basin. *Geophys. Res.*, 73, 2, Richmond.
- BONČEV, E. 1971: Problemi na blgarskata geotektonika. *Technika*, Sofia.
- BONČEV, E. 1976: Lineament – Geosynclinal zones – zones of impermanent riftogenesis. *Geologica Balcanica*, 6, 1, Sofia.
- BONČEV, E. 1978: Geotectonic position of the Balkanides. *Geol. Balcan.*, 8, 1, Sofia.
- BOTT, M. H. P.–BROWITT, C. W. A.–STACEY, A. P. 1971: The deep structure of the Iceland – Faeroe Ridge, *Marine Geophys. Researches*, 1, New York.
- BUBNOFF, S. V. 1956: Grundprobleme der Geologie. Akademie–Verlag Berlin.
- BUDAY, T. 1961: Der tektonische Werdegang der Neogenbecken der Westkarpaten und ihr Baustil. *Geol. Práce, Zošit 60*, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BUDAY, T.–SENEŠ, J. 1967: Karpatské neogénne panvy. *Regionálna geologie ČSSR, díl II. Záp. Karpaty*. Akademie, Praha.
- BUDAY, T.–ŠPIČKA, V. 1964: Geologická stavba a reliéf podloží Podunajské pánve. *Geofond Praha a Bratislava*.
- BUGAJEVSKIJ, G. N. 1977: Bajkaľskij rift kak častnoe projavlenie svjazij pověrchnostnyh struktur s osobennostjami stroenija mantii Zemli. – *Rof riftogeneza v geologoistorii Zemli*, Novosibirsk.
- CAREY, S. W. 1976: The expanding Earth. *Development in geotectonics*, 10, Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York.
- COLEMAN, R. G. 1977: *Ophiolites*. Springer Verl., Berlin, Heidelberg, New York.
- CONEY, P. J. 1970: The geotectonic cycle and the new global tectonics. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 81, 3, New York.
- CONSTANTINESCU, L.–CONSTANTINESCU, P.–CORNEA, I.–LĂZĂRESCU, V. 1975: Recent seismic information on the lithosphere in Roumania. – *XIV<sup>th</sup> Gener. Assem. ESC, Trieste 1974*, Berlin.

- CURRAY, J. R. 1978: Morské osadki, geosinklinali i orogenija. In: A. G. FISCHER a S. JUDSON: Neftegazonosnost i globalnaja tektonika (ruský predklad). Nedra, Moskva.
- ČECH, F. 1980a: Relation of coal deposits of the West Carpathians to the deep structure. *Geol. Zbor. Geologica carpath.*, 31, 3, Bratislava.
- ČECH, F. 1980: Deep structure of the Wiena and Danubian basins in relation to the crust type. *Geol. Zbor. Geologica carpath.*, 31, 4, Bratislava.
- ČECH, F.—ZEMAN, J. 1980: Relation of fuels deposits to the deep structure and development of the Pannonian basin. *Mineralia slovaca*, 12, 5, Bratislava.
- ČECH, F.—ZEMAN, J. 1982: Development of block structure of crust below the Pannonian basin. *Geol. Rdsch.* 71, 2, Stuttgart.
- ČERMÁK, V. 1975: Temperature — depth in Czechoslovakia and some adjacent areas derived from heat — flow measurements, deep seismic sounding and other geophysical data. *Tectonophysics*, 26, Amsterdam.
- ČERMÁK, V. 1979: Heat flow-map of Europe. Geodynamic investing in Czechoslovakia. Veda, Bratislava.
- DAČEV, K.—PETKOV, I.—VELČEV, T.—ANDRONOVÁ, E.—MICHAILOV, S. 1972: Bulgaria. The crustal structure of Central an Southeastern Europe based on the results of explosion seismology. *Geofiz. Közlem.*, spec. edit., Budapest.
- DANK, V.—BODZAY, I. 1970: Potencialnyje zapasy uglevodorodov Vengrii na fone geoistoričeskogo razvitija jejo territorii. Budapest.
- DEBELMAS, J. 1980: Alpine Europe. Episodes, IUGC, spec. ISSUE, 1, Ottawa.
- DOLENKO, G. N. 1962: Geologija nefti i gaza Karpat. Izd. AN USSR, Kyjev.
- DUDEK, A.—ŠPIČKA, V. 1975: Geologie krystalinika v podloží karpatské předhlubně a flyšových příkrovů na jižní Moravě. *Sbor. geol. Věd*, 6, 27, Ústí. Úst. geol., Praha.
- DUMITRESCU, I.—SÂNDULESCU, M. 1970: România—Härtä tectonică 1: 1 000 000. *Inst. Geol., Bucuresti*.
- DUNNING, F. W. 1977: Caledonian-variscan relations in north-west Europe. *La chaine varisq. Europe moyen. occid.*, Coll. Inter. CNRS Reunes 1974, Paris.
- ĐURICA, D.—FALC, M.—SUK, M. 1979: Recent metamorphism in Neogene sediments of eastern Slovakia. *Věst. Ústí. Úst. geol.*, 54, 4, Praha.
- FIALA, F. 1977: Proterozoický vulkanizmus Barrandienu a problematika spilitů. *Sbor. geol. Věd*; 30, Ústí. Úst. geol., Praha.
- FISCHER, A. G. 1978: Genezis i istorija razvitija bassejnov. In: A. G. FISCHER a S. JUDSON: Neftegazonosnost i globalnaja tektonika (ruský preklad). Nedra, Moskva.
- FLORENISOV, N. A. 1977: Roľ riftogeneza v geologičeskoj istorii Zemli. *Nauka, sib. odd.*, Novosibirsk.
- FUSÁN, O.—IBRMAJER, J.—PLANČÁR, J.—SLÁVIK, J.—SMÍŠEK, M. 1977: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. *Záp. Karpaty, ZK 15, Zbor. geol. Vied, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- FUSÁN, O.—IBRMAJER, J.—PLANČÁR, J. 1979: Neotectonic block of the West Carpathians. Geodynamic investigations in Czechoslovakia. Veda, Bratislava.
- GAŠPARIK, J. 1978: Niektoré problémy paleogeografie neogénu Západných Karpát. *Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- GORGELČEV, V. N.—PETKOV, I. N.—PANOV, G. B.—JOSIFOV, D. S. 1977: Obščaja geologo-geofizičeskaja i metallogeničeskaja charakteristika riftovych zon Balkanskogo polyostrova (Bolgarija). *Roľ riftogeneza v geologičeskoj istoriji Zemli. — Nauka, Novosibirsk*.
- GILLULY, J. 1955: Geological contrasts between continents and ocean basins. In: *Crust of the Earth (A. Poldervaart ed.)*. *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, 62, New York.
- GLUŠKO, V. V. 1968: Tektonika i neftegazonosnost Karpat i prilagajuščich progibov. Nedra, Moskva.
- GOČEV, P. 1976: L' évolution géotectonique du mégabloc bulgare pendant le Trias et le Jurassique. *Bull. Soc. géol. France*, 7, 18, Paris.
- GRECULA, P.—KALIČIAK, M.—VARGA, I. 1977: Hornádský zlomový systém a jeho problémy. *Mineralia slovaca*, 9, 6, Bratislava.
- GRECULA, P.—ROTH, Z. 1978: Kinematic model of the West Carpathians. *Sb. geol. věd, ser. Geol.*, 32, Ústí. Úst. geol., Praha.

- GRECULA, P.–VARGA, I. 1979: Main discontinuity belts on the inner side of the Western Carpathians. *Mineralia slovacica*, 11, 5, Bratislava.
- GREEN, D. H.–RINGWOOD, A. E. 1969: The origin of basalt magmas. The Earth's crust and upper mantle. *Geophys. Monograph.*, 13, Washington.
- GROSS, P. 1978: Paleogén pod stredoslovenskými neovulkanitmi. Paleogeografický vývoj Západných Karpát. *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- GZOVSKIJ, M. V. 1960: Modelirovanije tektoničeskich processov. *Problemy tektonofiziki*, Gosgeoltekhizdat., Moskva.
- HAVLENA, V. 1964: Geologie uhelných ložisek, 2. Nakl. ČSAV, Praha.
- HERZ, N.–SAVU, H. 1974: Plate tectonics history of Romania. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, New York.
- HOVORKA, D. 1978a: Uzavreniny spinelových peridotitov v bazanite pri Maškovej – rezídium vrchného pláštá (?). *Mineralia slovacica*, 10, 2, Bratislava.
- HOVORKA, D. 1978b: Čadiče (bazalty) – ich typy a geotektonické postavenie. *Mineralia slovacica*, 10, 3, Bratislava.
- HUTCHINSON, W. W.–ENGEL, G. G. 1972: Tectonic evolution in the southern Red Sea and its possible significance to older rifted continental margins. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83, New York.
- CHAIN, V. E.–SLAVIN, V. I. 1972: An outline tectonic description of Central and South-eastern Europe. *Geofiz. Közlem., spec. edit.*, Budapest.
- CHMELÍK, F. 1971: Geologie zdounecké jednotky a její postavení v alpsko-karpatské soustavě. *Sbor. geol. Věd*, G, 19, Ústř. Úst. geol., Praha.
- CHURCH, W. R.–STEVENS, R. K. 1971: Early Paleozoic ophiolite complexes of the Newfoundland Appalachian as mantle oceanic crust sequences. *J. geophys. Res.*, 75, 5, Richmond.
- IBRMAJER, J. 1978: Tíhové mapy ČSSR a jejich geologická interpretace. *Doktor. disert. práce. geofyzika*, n. p., Brno.
- ILAVSKÝ, J. et al. 1979: Metallogenese de l' Europe Alpine centrale et du sud-est. *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- ILLIES, J. H. 1970: Graben tectonics as related to crust-mantle interaction. *Graben problems (J. H. ILLIES and S. MUELLER ed.)*. Schweizerbart. Verlag, Stuttgart.
- JÄEGER, E. 1977: The evolution of the Central and West European continent. *La chaîne varisq. Europe moyen. occid.*, Coll. intern. CNRS, Rennes 1974, Paris.
- JANÁČEK, J. 1976: Příspěvek k problematice průzkumu živic v předmiocenním podkladu jihozápadní části Vídeňské pánve. *Západné Karpaty, sér. geológia*, 1, *Geol. Úst. d. Štúra*, Bratislava.
- JANTSKY, B. 1976: Geologische Entwicklungsgeschichte des präkambrischen und paleozoischen Untergrundes im pannonischen Becken. *Nova Acta leopol.*, 45, 224, Halle.
- JAROŠ, J. 1975: Structural Record of the Neodic Tectogenesis in the South American Cordilleras. *Rozpravy ČSAV, ř. mat.-přir. věd*, 85, Praha.
- KÁRNÍK, V. 1975: Earthquake belts as assumed plate boundaries in the Balkan region. *Proc. 14<sup>th</sup> General Assembly ESC, Trieste 1974*, Berlin.
- KAROLUS, K. 1978: K otázke veku vulkanických prejavov v stredoslovenskej oblasti. *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*, *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- KERTAÍ, G. 1968: Geology of the Pannonicum. *Guide to excursions 42 C, Hungary*, *Int. geol. congr.*, 23<sup>rd</sup> sess., Budapest.
- KINSMAN, D. J. J. 1978: Bassejny riftovogo tipa i osobennosti osadkonakoplenija v uslovijach provisajščich okrajn kontinentov. In: A. G. Fischer a S. Judson: *Neftegazonosnost i globalnaja tektonika (ruský preklad)*. Nedra, Moskva.
- KLEMM, H. D. 1978: Geotermičeskije gradienty, teplovyje potoki i neftegazonosnost. In: A. G. Fischer a S. Judson: *Neftegazonosnost i globalnaja tektonika (ruský preklad)*. Nedra, Moskva.
- KRÁUTNER, H. G.–SAVU, H. 1978: Precambrian of Romania. *Materials to IGCP Project, 22: Precambrian in younger fold belts*. Praha.
- KREBS, W.–WACHENDORF, H. 1973: Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of Central Europe. *Bull. geol. Soc. Am.*, 84, New York.
- KRS, M.–ROTH, Z. 1979: The insubric Carpathian tertiary block system: its origin and disintegration. *Geol. Zbor. Geologica carpath.*, 30, 1, Bratislava.
- KUBÍNÝ, D. 1962: Geologická pozícia starohorského kryštalinika. *Geol. Práce, Zošit 62*, *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.



- KUKAL, Z. 1973: Vznik pevnin a oceánů. Academia, Praha.
- KVITKOVIČ, J.–PLANČÁR, J. 1975: Analýza morfoštruktúr z hľadiska súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbinej geologickej stavbe Západných Karpát. Geogr. Čas., 27, 4, Bratislava.
- KVITKOVIČ, J.–PLANČÁR, J.–VYSKOČIL, V. 1976: The isostatic conditions in relation to the recent vertical movements of the Earth's crust in the West Carpathians. Geol. Čas., 28, 2, Bratislava.
- KVITKOVIČ, J.–PLANČÁR, J. 1979: Recent vertical movement tendencies of the earth's crust in the West Carpathians. Geodynamic investigations in Czechoslovakia, Bratislava.
- LEXA, J.–KONEČNÝ, V. 1974: The Carpathian volcanic arc: A discussion. Acta geol. Acad. Sci. Hungar., 18, 3–4, Budapest.
- LEXA, J.–KONEČNÝ, V. 1979: Relationship of the Carpathian volcanic arc to the geodynamic evolution of the Pannonian basin. Geodynamic investigations in Czechoslovakia, Veda, Bratislava.
- LOWELL, J. D. et al. 1978: Neftegazonosnosť i tektonika plit južnej časti Krasnogo morja. – In. A. G. FISCHER a S. JUDSON: Neftegazonosnosť i globalnaja tektonika (ruský preklad). Nedra, Moskva.
- LUTC, B. G. 1975: Chimičeskij sostav kontinentaľnoj kory i verchnej mántii Zemli. Nauka, Moskva.
- MAC DONALD, W. D. 1972: Continental crust, crustal evolution and the Carribbeu. In: Studies in Earth and Space sciences (R. Shagam ed.). Geol. Soc. Amer. Mem. 132, New York.
- MAHEL, M. 1971: Vrásnivé procesy v Alpidách. Geol. Práce, Správy 57, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. 1971b: K zlomovej tektonike západných vnútorných Karpát. Geol. práce, Správy 57, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. 1978a: Model vývoja Západných Karpát. Mineralia slovaca, 10, 1, Bratislava.
- MAHEL, M. 1978b: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. Západné Karpaty, sér. geológia, 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MARTIN, R. 1972: Sixty years of global tectonics-pros and cons of some modern concepts. Rep. 24<sup>th</sup> Int. Geol. Congr., Sec. 3, Tectonics, Montreal.
- MARUŠIAK, I.–LIZOŇ, I. 1975: Výsledky geotermického výskumu v československej časti Viedenskej panvy. – Geol. Práce, Správy 63, Geol. úst. D. Štúra, Bratislava.
- MARUŠIAK, I.–LIZOŇ, I. 1976: Geotermické pole Západných Karpát. – Západné Karpaty, sér. geológia, 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MÁŠKA, M.–ZOUBEK, V. 1961: Tektonický vývoj Československa. Nakl. ČSAV, Praha.
- MATVEJEV, A. K. 1966: Ugoľnye mestoroždenija zarubežnych stran. Nedra, Moskva.
- MATVEJEV, A. K. 1975: Karta ugoľnych mestoroždenij zarubežnych stran. Nedra, Moskva.
- MCCALL, G. J. H. 1977: The Archean – search for the beginning. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. Pennsylvania.
- MILANOVSKIJ, E. E. 1977: Riftovye zony geologičeskogo prošlogo i evolucija riftogeneza istorii Zemli. Roľ riftogeneza v geol. istorii Zemli, Novosibirsk.
- MITUCH, E.–POSGAY, K. 1972: Hungary. The crustal structure of Central and Southeastern Europe based on the results of explosion seismology. Geofiz. Közlem., spec. edit., Budapest.
- MIYASHIRO, A. 1973: The Troodos ophiolitic complex was probably formed in a island arc. Earth Planet. Sci. Letters, 19, Amsterdam.
- MOCK, R. 1978: Nové poznatky o južných častiach Západných Karpát. Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- NĚMEC, F.–KOCÁK, A. 1976: Předneogenné podloží slovenské časti Vídeňské pánve. Mineralia slovaca, 8, 6, Spišská Nová Ves.
- ONCESCU, N. 1959: Geologia Republici Populare Romine. Editura Technică, Bucuresti.
- PEARCE, J. A. 1975: Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. Tectonophysics, 25, Amsterdam.
- PEJVE, A. V.–PERFILEV, A. S.–RUŽENCEV, S. V. 1972: Problems of intracontinental geosynclines. Rep. 24<sup>th</sup> Int. Geol. Congr., Sec. 3-Tectonics, Montreal.
- POSPÍŠIL, L. 1980: Interpretácia tiažového poľa v oblasti východoslovenského neogénu. Sbor. ref. z odb. semin. Výzkum hlbinné geologickej stavby Československa v Bibličích. Brno.
- RAMBERG, H. 1967: Gravity, deformation and the Earth's crust as studied by centrifuged models. Acad. Press, London.

- REZANOV, I. A. 1977: Mechanizm obrazovanija vpadin bajkaľskogo tipa. — Roľ riftogeneza v geologiĉeskoj istorii Zemli. Novosibirsk.
- ROTH, Z. 1962: Vysvĕtľivky ke geol. generál. mapĕ, list Ostrava. Geofond, Praha.
- SEMENENKO, N. P. 1977: Geochronologiĉeskaja karta fundamenta Karpat i Balkana 1 : 2 500 000. GUGK, Moskva.
- SEMENOVICĚ, V. V. et al. 1977: Karta neftegazonosnych bassejnov socialistiĉeskych stran Evropy. Komisia pre geol. RVHP, Moskva.
- SEMENOVICĚ, V. V. et al. 1981: Neftegazonosnyje bassejny socialistiĉeskich stran Evropy a Respubliky Kuba. Komisia pre geol. RVHP, Moskva.
- SCHOLZ, Ch. H.—BARAZANGI, M.—SBAR, M. L. 1971: Late Cenozoic evolution of the Great Basin, Western United States, as an ensialic Interarc basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, New York.
- SIKOŠEK, B. 1976: Der tektonische Werdegang eines Teiles des Innerdinarischen Grenzgebietes. *Nova Acta leopold.*, 45, 224, Halle.
- SLAVIK, J. 1974: Volcanism, tectonics and raw materials of the Neogene of Eastern Slovakia and the position of this area in Neoeurope. Doktor. dizert. práca. Geofond, Bratislava.
- SONDER, R. A. 1956: *Mechanik der Erde*. Schweitzerbart. Verlag, Stuttgart.
- STEGENA, L. 1972: Geothermal map of Eastern Europe. *Geothermics*, 1, 4, Amsterdam.
- STEGENA, L.—GĚCZY, B.—HORVÁTH, F. 1975: Late Cenozoic evolution of the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 26, Amsterdam.
- STILLE, H. 1924: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. *Verl. Gebr. Borntraeger*, Berlin.
- STILLE, H. 1951: Das mitteleuropäische varisqische Grundgebirge im Bilde des Gesamteuropäischen. *Geol. Jb. Beihefte*, 2, Hannover.
- STILLE, H. 1953: Der geotektonische Werdegang des Karpathenbogens. *Geol. Jb. Beihefte*, 8, Hannover.
- SUBBOTIN, S. I.—SOLLOGUB, V. B.—KHAIN, V. Ye.—SLAVIN, V. I.—CHEKUNOV, A. V. 1972: Some remarks concerning the structure and evolution of the Earth's crust. *Geofiz. Közlem., Spec. ed.*, Budapest.
- SVIRIDENKO, V. G. 1976: Geological structure of the Pre-Neogene substratum of the Transcarpathian depression. *Mineralia slovaca*, 8, Bratislava.
- ŠIMEČEK, M. 1979: Vplyv prírodných faktorov z hľadiska komplexnej mechanizácie stenových porubov. *Uhlí*, 27, 7, Praha.
- ŠKVOR, V.—ZEMAN, J. 1976: *Vnitřní dynamika Země*. Academia, Praha.
- ŠTOHL, J. 1976: Zrudnenie stredoslovenských neovulkanitov spojené s centrálnokarpatským lineamentom. *Západné Karpaty, sér. min., petrogr., geochemie, lož.*, 2, *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- TOMEK, Č. 1979: Plate tectonics and Neogene development of the Carpathians — a review. *Czechoslovak Geology and global Tectonics*, Veda, Bratislava.
- TRUNKÓ, L. 1977: Karpathenbecken und Plattentektonik. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 153, 2, Stuttgart.
- VARGA, I. 1978: Palealpine geodynamics of the Western Carpathians. *Mineralia slovaca*, 10, 5, Bratislava.
- VASS, D. 1979: Genesis of inner-molasse basin in West Carpathians in light of leading function of mantle in Earth's crust development. *Czechosl. Geology and global tectonics*. Veda, Bratislava.
- VASS, D.—KONEČNÝ V.—ŠEFARA, J. et al. 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- VINNIK, L. P.—LUKK, A. A.—LENARTOVICH, E. 1975: Lateral inhomogeneities' in the uppermost mantle and tectonics of the Pamirs-Hindu Kush and of the Carpathians. *Proc. 14<sup>th</sup> General Assembly ESC*, Trieste 1974, Berlin.
- VOGT, P. R.—SCHNEIDER, E. D.—JOHNSON, G. L. 1969: The crust and upper mantle beneath the sea. *The Earth's crust and upper mantle*, *Geophys. Monograph.*, 13, Washington.
- VYSOCKIJ, V. I.—GUSEVA, A. H. 1977: Nefti i gazy mestoroždenij zarubežnych stran. *Nedra*, Moskva.
- WEIN, G. 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. *Acta geol. Acad. Sci. Hungar.*, 13, Budapest.
- WEISS, J. 1977: Fundament moravského bloku ve stavbě evropské platformy. *Folia*, XVIII, 13, *Univ. J. E. Purkyně*, Brno.

- WINDLEY, B. F. 1977: The evolving continents. J. Wiley and son, London—New York—Sydney—Toronto.
- ZÁTOPEK, A.—BERÁNEK, B. 1974: Correlation of geophysical data with structural phenomena of central Europe. Sbor. geol. věd, G, 26, Praha.
- ZBOŘIL, L.—KONEČNÝ, V.—FILO, M. 1971: Príspevok geofyziky k riešeniu vzťahov medzi tektonikou a vulkanizmom v centrálnej časti Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 57, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ZEMAN, J. 1977: Tektonická kritéria stanovení ložiskových prognóz uhlonosných oblastí ČSSR. Geol. Průzk. 10, Praha.
- ZEMAN, J. 1978: Deep-seated fault structures in the Bohemian Massif. Sbor. geol. Věd, G, 31, Ústř. Úst. geol., Praha.
- ZEMAN, J. 1979a: Die Krustentwicklung im voralpinen mobilen Raum südwestl. vom Rand der Osteuropäischen Plattform. Sbor. geol. věd, G, 35, Ústř. Úst. geol., Praha.
- ZEMAN, J. 1979b: The influence of paleorifts on the development of Continental crust in the Bohemian Massif. Czechosl. Geology and global tectonics, Veda, Bratislava.
- ZEMAN, J. 1980: Problems of Continental Crust Development in Alpine Europe. Geol. Zbor. Geologica carpath. 31, 4, Bratislava.
- ZONENSHAIN, L. P. 1972: Similarities in the evolution of geosynclines of different types. Rep. 24<sup>th</sup> Int. Geol. Congr., Sec. 3-Tectonics, Montreal.

František Čech

### **Relationship between fuel deposits and deep structure of the Pannonian Basin and of the Carpathian Arc**

#### **Summary**

The author deals with deep structure and geological history of Tertiary sedimentary basins inside the Carpathian arc. The basins are economically significant in respect of coal, oil and earth gas deposits. According to modern criteria also the genesis of the basins is evaluated and their new tectonic classification is presented.

The genesis of postorogenic basins with sedimentary deposits of mineral resources was related to tectonic deformation of the crust, intensity of movements in the foreland or hinterland of the orogen, and to subcrustal processes. S. I. Subbotin et al. (1972) defined a new evolutionary line of basins on the ground of geophysical data and of correlation of data about the crust thickness with geological data. The authors undervalued the type of crust which has great influence on mobility. Generally most mobile basins are connected with the type of oceanic crust which is altered by granitization into continental crust (A. V. Pejve et al. 1972). Postorogenic basins are associated with remobilization of platform (a conception of H. Stille 1924) or with residuous crust of (sub) oceanic type. From the view of dynamic it may be sialized or non-sialized crust, a newly formed basite crust of rifts or oceanic crust reduced by subduction. Basification may be less extensive (R. W. van Bemmelen 1972) than presumed by V. V. Belousov (1962). Basification comprises many processes of physical, physical — chemical and purely chemical — material character. So the magmatic phase difference may be explained by changing conditions and by density difference caused by crustal differentiation.

According to crustal types, ensialic and ensimatic basins may be distinguished. Because of high mobility they are frequently uncompensated with sediments.

In historical analysis it is difficult to identify fossil oceanic crust because of the lack of criteria. And also

petrographical criteria are polyvariant (for example D. Hovorka 1978). This is why interpretation of crustal types is still based on geological characters, types of magmatism and sedimentation. The geological – tectonical approach was successfully applied in regional extent by M. MaheI (1978).

The present state of crustal types may be examined by deep seismic sounding, complemented by areal gravimetric maps. The interpretation of data is, however, variable.

The genesis of the basins is partly affected with the weight of sediments which may affect the subsidence rate according to A. G. Fischer (1978). For the mobility decisive are subcrustal movements, mostly mantle activity. The Pannonian mantle diapir genetically controlling the formation of the Pannonian Basin, particularly in the final phase of the collapse (Pliocene subsidence), is now also used for the explanation of other geological processes, like intensive heat flow (L. Stegena et al. 1975) volcanism (J. Lexa – V. Konečný 1979) and of intramontane basins – except the Pannonian Basin (D. Vass 1979). Its origin may be presumed as early as the Upper Cretaceous time (L. Trunkó 1977).

The role of subcrustal erosion in the elevation of the diapir is discussible. Tectonic reduction of crust thickness under the influence of tension above the elevation (R. W. van Bemmelen 1972, N. A. Florensov 1977) may be more significant. High temperature controlling material changes in crust and differentiation of mobility (H. D. Klemm 1978) is very important. The mobility increases particularly in the segments with thin crust situated in an island arc (intra-arc and hinter-arc basins), or in residuous suboceanic crust inside continental crust with variable dynamic that conditioned its occurrence (e. g. A. G. Fischer 1978, B. F. Windley 1977, G. J. H. Mc Call 1977, J. R. Curray 1978). Mobility is limited by sialization of crust, which may – in case of quick growth of the granite bed – lead to inversion of movements. In the intensity of crust thickening is an evolutionary line with variable content and mobility of basins. Examples from the Carpathian-Balkan region are quoted by M. MaheI (1978). The greatest dynamic contrasts are on the boundary of the oceanic and continental crust (B. F. Windley 1977). The evolution of ensialic basins (B. F. Windley 1977). The evolution of ensialic basins (B. F. Windley 1977) in an advanced stage was described by S. I. Subbotin et al. (1972). The authors emphasized necessity and role of riftogenesis which was the commencement of the destruction of continental crust.

Considerable attention is paid to basins above the mantle diapir (Ch. H. Scholz et al. 1971, L. Stegena et al. 1975, M. Boccaletti et al. 1976). A comparison with rifts (J. D. Lowell et al. 1978) shows that the margins of mantle elevations are affected by shear fault tectonics in the overjacent crust and there the shear tension is concentrated in contrast to the top parts with tension predominant. This also affects dynamic of hydrocarbons during the evolution of the basin – the mantle diapir. There is a good agreement in the distribution of tension and faults between structures checked by geophysics and models simulating the tension above the diapir.

The basinal structures are elliptical and circular: Pannonian, Tyrrhenian, Black Sea. Basins with reduced crust (to 10 km at the Tyrrhenian Sea – M. Boccaletti et al. 1976) are separated by orogenic active thick crust, and fringed with orogenic belts on the outer side.

The Carpathian-Balkan region is comparatively well investigated by geophysics but the deep research is not accomplished. In the Pannonian basin is a good correlation between the positive gravity field and small, even less than 24 km crust thickness (E. Mituch – K. Poszgay 1972). The crust thickness increases toward the margin of the Pannonian mantle diapir fringed with the orogenic ring. Its existence is proved by regional and residual negative zonal gravity anomalies. Seismic data (L. Stegena et al. 1975) show that the mantle density below the Pannonian Basin is smaller than below the orogen and the platform in the foreland. There is an elevation of asthenosphere to the depth of 80–60 km in the mantle. The mantle elevations extend also beneath the South- and East- Slovakian Basins with high heat flow (90–110 mWm<sup>-2</sup>, V. Čermák 1979). Along the margin of the Pannonian diapir, tangential faults with frequent seismic activity are running, according to O. Fusán et al. (1979) and V. Kárník (1975). There is a tangential southwestern extension of the Peripieninian lineament on the line between Semmering and Verona (A. Zátpek – B. Beránek 1974). The basement of the basins is most thoroughly investigated in the Pannonian Basin. M. MaheI (1978) proved that the areas of slight Hercynian consolidation subsided since the Mesozoic time. The subsidence was partly connected with basic volcanism whereas the zones with granitoid rocks were more stable. The basement is dissected by NE–SW striking deep faults with the dominant Balaton and Záhreb–Kulcs lines (G. Wein 1969), separating the highly mobile area northwest of the more stable area on the southeast.

In the basement of the Pannonian Basin, blocks with different crust types were distinguished, namely blocks of sialic and simatic nature with different degree of Hercynian consolidation of crust. The Neogene

evolution resulted in re-build of blocks particularly of the new distinguished Paleopannonian block. The Balaton block is a representative mobile block of the conservative type.

In the West-Carpathian unit the types of block crust were precised, namely of the Danubian, South-Slovakian and East-Slovakian blocks. There the blocks of higher mobility show indications of simatic crust in the basement.

The re-build of blocks was associated with changing dynamic function of deeper and deep faults. Pre-Neogene active, structurally dominant NE-SW faults inside the Pannonian Basin lost the depth connection by the end of the Miocene time. Only peripheral faults – the Ráb line and the Darnó line – preserved it. Regarding the structural aspect, the N-S faults both in the Western and Eastern Carpathians were dominant. The NE-SW faults preserved their activity and function of the marginal faults of the blocks.

For the development of Neogene basins inside the Carpathian Arc the following events were significant:

a) Differentiation of sialic and simatic crust into mobile belts (Paleozoic), divided, perhaps by Hercynian tectonics into blocks.

b) Repeated mobility in belts – units or in zones of Hercynian consolidation with suboceanic crust.

c) Tertiary, mostly Neogene structural re-build with preferable subsidence on the simatic crust.

Significant dynamic phenomena revealed by the study of deep structure:

a) Concentration of shear faults on the margins of the Pannonian Basin – the periphery of the Pannonian mantle diapir.

b) The existence of double structural plan: the Paleozoic-Mesozoic and the Tertiary, mostly post-Miocene plan, reflecting the development of the Pannonian diapir, particularly the collapse stage at the end of the Tertiary. The collapse might have been caused by the expansion of diapir to the outer side (e. g. the East-Slovakian Basin) and emptying of magma chambers after volcanism. The explanation of the collapse by cooling is denied by the permanent anomalously high heat flow.

c) The seismoactive faults are indicative of movements in peripheral parts of the Pannonian diapir. The basement of the central part of the basin is almost seismic and in accordance with that the uplift movements concentrated in the orogenic ring of the Pannonian Basin.

Many troughs existing prior to the origin of the Pannonian Basin, their connection with the simatic crust (even oceanic crust according to M. Mahef 1978), poor Hercynian consolidation and basic volcanism may indicate that the crust of the Pannonian segment was reduced, had a tendency to oceanic mobility (Paleotethys) and was thin already before the elevation of the Pannonian mantle diapir. The present small thickness of the crust is a consequence of not only deep erosion or basification. In my opinion the diapir formed in the Upper Cretaceous and was associated with banatite volcanism. The diapir contributed to formation and re-build of block structure. Geological data show that in the Tertiary time the main events in crustal history were associated with the dynamic of the diapir. In the Eocene – Oligocene times a partial expansion – satellite activity of volcanism due perhaps to formation of partial diapirs in Central Slovakia, and in Mátta Mts., took place. The dynamic of the diapir culminated in the Pliocene time when the maximal subsidence in the Pannonian Basin and stagnation of movements in peripheral basins with pre-Pliocene maximal subsidence, took place.

The era of volcanism brought further accretion of continental crust and formation of the Pannonian megablock which did not acquire the character of an orogenic area, not even after the accretion. The orogenic belt around the Pannonian Basin is on the contact with thin crust associated with a zone of shear seismoactive faults represented by the Peripienian lineament. Tangential orientation of faults to the Pannonian diapir is correlated to regional – geological and geophysical data on other analogous structures and to tectono-physical data resulting from experiments and models.

Some structural elements of the Pannonian Basin are also in the Transylvanian Basin. It has, however, a different style of structure of sedimentary filling (diapirs dominant) and a low heat flow. On the ground of correlation of data on the deep structure, physical data on the basins inside the Carpathian Arc, the Black Sea region and the Mediterranean region an evolutionary line of basins was defined according to intensity of endogenic activity, crustal types, and heat flow values. If volcanically active depressions with mantle diapir are regarded as dynamically most active, and basins with low heat flow – as mature, inactive types (Black Sea), then the following evolutionary line of basins may be formed: the Tyrrhenian and the Aegean Seas, the Pannonian Basin, the Transylvanian Basin, the Black Sea, and the South-Caspian Depression.

The relation of the Neogene Basins in the West Carpathians to the deep, particularly block structure was studied in detail. According to geophysical data the South-Slovakian basins are connected in depth with the Pannonian basin. The boundary of the positive and negative gravity fields of the West Carpathians is correlated with the different crust type and with boundaries of various crustal blocks (O. Fušán et al. 1979). Detail interpretation of geophysical data in respect of crust types facilitated partial precision of the existing interpretations of the distribution of granitoid rocks in the basement of sedimentary basins. On the ground of reconstruction of the character of basal basement, the sialic crustal zones divided by zones of more mobile simatic crust were distinguished in accordance with data from deep drilling.

The description of block structure is taken over from O. Fušán et al. (1971, 1979) since it is in accordance with information on the character and evolution of the basins. The basins are in intra-block and inter-block positions to the block structure. They have a similar relation to megablocks (Bohemian Massif, platform a. o.).

Intramontane basins inside the megablock of the West Carpathians differ in their size and structure of the filling from the inter-block basins comprising the Vienna Basin (on the contact of the Bohemian Massif with the West Carpathians), the East-Slovakian Basin (on the contact of the West Carpathians, East Carpathians with the Pannonian megablock). The inter-block basins are highly mobile for a long time and also differ in the values of recent movements from the intra-block basins.

In deep structure of the basement of the Vienna and the Danube Basins are integral elements connecting the deep structure and mobility of both geologically different basins. There is a large fault, namely the Nesvačily–Trnava fault dividing the SW mobile part from the NE stable part (F. Čech 1980).

Structurally, paleogeographically, and economically significant is the Peripieninian lineament dividing the two basins. For its elevation character it is favourable for accumulation also in mobile deep blocks of both basins.

The basement of the Danube Basin is interpreted again to correct former interpretations by O. Fušán et al. (1971). Now there is a conception of the extension of hidden granitoid bodies, with preferable existence of smaller bodies and dominant metabasites in accordance with presumable suboceanic crust in the basement of the basin (F. Čech 1980). Presumed is the existence of pre-metamorphic depressions (Sereď–Sládkovičovo, Levice–Šurany) reflecting the poor crust consolidation and its pre-Hercynian mobility. It is also likely, that the partial depressions filled with heavy nappes did not result from the load of the nappes but formed earlier as mobile zones on the mobile crust without large granitoid bodies. The basins on the mobile simatic crust inherit not only the fault dissection and movements but also crustal mobility. They represent a new category of hereditary basins, different from T. Buday's (1961). Hereditary basins in this sense comprise also superposed basins of Buday. A good example is the Danube basin superposed on faults of variable strikes and inheriting the mobility of thin heavy crust.

Also the South-Slovakian basin is associated with the Pannonian diapir and simatic crust, but since the Badenian time its development was different from that of the Pannonian Basin.

The East-Slovakian Basin is a typical one inheriting the mobility of simatic crust including intense fault dissection. Partial mantle diapir indicated by geophysical data (L. Pospíšil 1980) is in accordance with deep structure, inter-block position and other phenomena indicative of deep activity. Local mobility is increased there by segments of crossings of deep faults. In the geologic past it was also affected by emptied partial magma chambers. A specific feature of this basin among Slovak basins of such areal extension is the association of volcanism with sedimentation.

The study of Neogene Basins in relation to deep structure resulted in new genetical aspects and impulses for the classification of basins.

Hereditary basins should be distinguished according to types of crust. Ensialic basins inherit structural strikes of the basement. Ensimatic basins may be of equal type but they may also be superposed on basement structures and inherit only regional mobility. The basins may be large, the first type basins are small (intramontane basins). Their basement may consist of an entire block of simatic crust.

Superposed basins in the sense of T. Buday (1961) are now only ensialic basins. Their development was independent from the intensity of folding because it proceeded out of the basin margins.

Migration of basins proceeded generally from W to E with the tendency to revival of mobility in radial sense – from the outer part to the inner – the Pannonian basin. There are indications of correlation with migration of volcanism, and vague correlation with advancing folding – the basins do not migrate outwards with the folding advancing to the front of the Carpathians. The extent of mobility in basins is

independent of the folding but depends on the type of crust, position in block structure and finally on the fault structure of the basement. All factors together (the basin is on the boundary of blocks) indicate intense subsidence (the Vienna Basin, the East-Slovakian Basin).

The study of the genesis of basins in respect of deep geology revealed new structural elements common to the Vienna and the Danube Basins, genetically and tectonically different units, autonomous elements like the connection with the crossing of deep faults and boundaries of various types of crust in the basement of the East-Slovakian Basin.

The relation of coal deposits to the structure of the Pannonian Basin and of the Carpathian Region is similar to that crust types, and especially to the contact between the continental and suboceanic crust in the pre-coal history of the region. These lines are associated with the most abundant deposits or with the most mobile basins. In a larger region the following coal-forming belts were distinguished: the Balaton, Apuseni-Transylvanian and East-Carpathian belts. The Vardar-Kraistide coal-forming lineament has a specific position. It is a tectonically pre-disposed zone of different crust types with repeated coal-forming sedimentation since the Carboniferous to the Neogene. Besides many coal occurrences, there are 47 economically significant deposits with the reserves of 40–450 mil. tons of coal in individual deposits. None of the lineaments in Central Europe was productive for 200 m. y. Favourable conditions were represented by differentiated, oscillating, uplifting and collapsing movements showed in the time of accumulation of organic matter. In the course of the development of the coal-forming lineament the spatial migration of coal-forming conditions took place, and fix migration was only characteristic of deposits from the Carboniferous to the Jurassic on the line Lupac (Roumania) – Pirot (Bulgaria). Independence upon the folding of surrounding units is emphasized by the autonomy of lineament and of formation of coal.

Oriental correlation of tectonic position of coal deposits in the Variscan and West-Carpathian Foredeep was made. Whereas the Hercynian Foredeep was highly productive in coal, the Neogene Carpathian Foredeep is almost sterile. In both cases the coal reserves are positively affected by mobile blocks, most likely with thin granite beds. The coal reserves are greater in the East-Carpathian Foredeep but the coal seams are folded there. The coal deposits in the Foredeep are usually associated with places of partially or totally reduced width of the Foredeep. It is likely to have been positively affected by the close margin of the platform in the foreland, controlling stabilization of subsidence at formation of coal seams. Because of quick migration of the basin on the foreland the Foredeep was an unfavourable megastructure in respect of formation of coal.

In the zone of the Outer Flysch Carpathians the coal deposits are generally scarce. There are frequent coal fragments in the Flysch or thin seams of limited extension.

The greatest coal accumulation is in the Pannonian Basin, and particularly in peripheral units. In respect of the deep structure the deposits concentrate in the marginal parts of the basin to the following structures:

- a) to the Peripienian lineament on the contact with the Eastern Alps,
- b) to the zone of mobile suboceanic crust of the Balaton block,
- c) to the Peripienian lineament on the contact with its East-Carpathian branch,
- d) to the Insubric line – Periadriatic lineament
- e) to the periphery of the Apuseni Mts.,
- f) to the Vardar-Kraistide lineament, mainly on the margins of the Serbian-Macedonian Massif.

The basins on the Balaton block belong to the Balaton coal-forming belt. Formation of coal began already in the Cretaceous time (Ajka) and ended in the Pliocene. Its association with volcanism and connection with the dividing system of the mobile Balaton block reminds of the rift position of coal deposits in the North-Bohemian brown-coal Basin. In relation to volcanism as a phenomenon of formation of the granite bed the position of coal basins in formation of the crust is identical with the position of the Central-Bohemian Permo-Carboniferous basins. With the Balaton block the greatest coal reserves of Hungary are associated. Along the eastern branch of the Peripienian lineament the basins are on the inner side of the lineament but on the outer side of volcanic mountain ranges. There are also the Subviorlat basin and Rumanian deposits. The lineament is likely to have had a function of the boundary between the stable and mobile crust. Along the western branch of the lineament are isolated coal deposits of Austria. In both cases the Neogene deposits emphasize the economical significance of the zone on the inner side of the lineament.

Tectonic position of the basins along the Insubric line is analogous to that of the preceding ones. The

basins are along the margins of suboceanic crust and have therefore a greater areal extension than the basins of the Peripieninian lineament. Along the Insubric line are coal seams ranging to 25 m in thickness, and in places – owing to folding – even to 40 m. Positive elements are related to the mobile crust.

The crust in the basement of basins in the Apuseni block is continental. The basins have the character of Inner – Carpathian basins.

The Mecsek Basin has a specific position. The northward increase of thickness of coal-bearing sediments, with coal seams wedging out, is associated with the mobile crust passing into the Szolnok flysch trough where M. MaheI (1978) presumes the oceanic crust. According to paleogeographical data, on the southwest the continental crust may be presumed approximately in the continuation of the continental crust of the Serbian-Macedonian Massif. Tectonic detachment of the two types of crust is proved by the fault structure, striking changes in thickness and in the development of coal-bearing beds and by changes in the style of tectonic deformation gets more conspicuous northeastward into the mobile crust.

The content of coal in seams is variable. Deep-seated seams at the margin of diapir contain little coal and there is much coal in Eocene seams near the diapir centre. Thermal effects may be explained by diapir, and their regulation – by sedimentary mantle – an isolator.

The data on the development of Neogene sedimentary basins in relation to the mantle diapir when applied to regularities in the development of coal basins, confirm the diapir conception. Tertiary coal deposits of the West Carpathian are generally smaller than those on the platform in the Carpathian foreland. Even the simple comparison shows the significant role of the intensity of tectonic movements and of tectonic dissection of the basins basement in the amount of coal reserves and their areal extension. So the position of coal-bearing basins in tectogen may be one of the criteria for estimation of prospectiveness of basins and for possible prognostication of new hidden coal deposits.

Geological and geophysical definitions of neotectonic block structure and of principal deep-seated faults were presented by O. Fusán et al. (1976), J. Kvitkovič and J. Plančár (1975), J. Kvitkovič et al. (1976). This work is based on their division into blocks with the respective denotation.

The relation of the Inner-Carpathian basins to deep structure is double:

1. Basins on the contact between the Fabric-Tatric block and the Peripannonian blocks (the Danube block and the South-Slovakian block) are numerous but their areal extension is small.

2. Basins on blocks with thin crust: the Danube block, the South-Slovakian and the East-Slovakian Basins extend on large areas and are highly mobile.

Correlation of coal occurrences and coal basins to the deep block structure shows, that:

a) Economical concentrations of coal are on margins of blocks included in the block structure having acquired its present form at the end of the Miocene time.

b) The greatest coal reserves concentrate to the Vienna B. and to the East-Slovakian Basin, having a position of intra-block basins on the contact of two megablocks: the Bohemian Massif and the West and East Carpathians. Both basins, formerly ranged among intramontane basins are actually intermontane basins in respect of deep structure.

c) The position of coal deposits in the South-Slovakian Basin resting on thin crust with poor pre-neoid consolidation is similar. The crust is a part of the Pannonian megablock, namely of its northern Balaton block. Coal deposits are on the transition from the thin to the thick continental crust of the Inner Carpathians. So they are between two different crustal segments.

d) The Inner-Carpathian coal deposits belonging to intramontane basins resting on typical continental crust are dynamically joined with the margins of blocks and deep structures.

e) The role of the N-S fault zone, which is the upper crustal product of a lineament formed in the Neogene and developing further, in the distribution of coal deposits has been undervalued so far. The lineament shows the characters of a coal-bearing lineament like the Vardar zone (F. Čech – J. Zeman 1980).

f) In respect of deep structure the margins of blocks with variable movement tendency (nearness of source area), tectonic dissection differentiating the paleogeographical conditions, slow subsidence predisposed by thin crust without Paleozoic and Mesozoic consolidation, are favourable for the genesis of coal deposits.

Intensive tectonic deformation and quick changes in positive and negative movements, low tectonic dissection of mobile (poorly consolidated) crust are factors unfavourable for formation of more extensive coal reserves.

Coal deposits in the Pannonian Basin and in the Carpathians correlate well with the block structure and



concentrate mostly along margins of blocks with contrast mobility, whereas in hydrocarbon deposits the correlation with the block structure is missing. Their distribution is in connexion with structural re-build which also caused migration of hydrocarbons. The distribution of hydrocarbon deposits correlates with a thicker crust and with a low heat flow. A high heat flow caused destruction of oil. Deep faults tangential to the margins of the Pannonian Basin and to mantle diapir were favourable for hydrocarbon accumulations. In places of origin of marginal depressions the hydrocarbon deposits accumulated near the faults. Margins of the depressions on the contact with the elevation zone along the faults are prospective. In our region prospective are the eastern margins of the Vienna Basin and the autochthonous basemen. along the Peripienian lineament.

The relation of deposits to higher blocks along the margins of deep faults shows that geophysically revealed structures along the Lednice zone may possibly be promising in hydrocarbon occurrences.

The same may concern the associated faults along the Peripienian lineament in the East-Slovakian region.

Maximal concentrations of hydrocarbon deposits are in the Foredeep particularly on the contact between the West and East-Slovakian platforms, in the basement of the Foredeep. Most productive are areas joined in depth to interblock basins – if there are favourable elevation traps.

Regarding the position, the Vienna Basin and the East-Slovakian Basin – complex deposit structures – are richest in coal deposits.

The analysis of deep structure resulted in rather unfavourable prognostic data on our territory. Prospective units and structures are small, so we cannot expect discoveries of large (giant) hydrocarbon deposits. The Peripienian lineament and the NW extension of the Számos line are also ranged among prospective structures and units.

The earth gas deposits dominant in quantity over oil deposits in the Pannonian Basin, are associated with structures in the basement of the Neogene and with porous Neogene horizons (Gy. Kertai 1968). In respect of deep structure we can distinguish hydrocarbon deposits associated with the peripheral part of the Pannonian Basin along the Peripienian lineament, and deposits associated with the central part of the Basin.

Deposits in the Vienna Basin and those on the Soprony block may also be ranged to peripheral structure along the Peripienian lineament. Deposits of the Dráva and Sáva Depressions concentrate along the Insubric line.

Most deposits are in the central part of the Pannonian Basin deposits are structurally associated with the Balaton block east of the Danube fault. There are more deposits in the foreland of the contact between the Balaton block and the Dinarides. The greatest areal concentration is on the Paleopannonian block east of the Danube block, particularly in the area of the mobile Paleopannonian block. The parts without deposits correlate well with the areas of the thinnest crust and of the greatest elevation of the Pannonian diapir. These are areas of the highest heat flow – as showed by data of L. Stegena et al. (1975). Regarding migration of hydrocarbons the area is unfavourable when compared to areas of the greatest accumulation of deposits.

Tectonic lines increasing porosity of the massif were favourable for migration so far as they were diagonal or perpendicular to the presumable W-E direction of the advance of tension from the apical part of the spreading diapir (the Dráva or the Szolnok line). On the other hand – the Kulcs and Ráb lines at the Pliocene inversion prevented the migration of hydrocarbons to the stabilized Balaton block. (Besides that there was also negative influence of the fading-out volcanism). The dynamic role of the Peripienian lineament is also unclear. The distribution of earth gas deposits indicates, however, that the shear movements and compressions limited the migration of hydrocarbons across the lineament. In the case of formation of favourable structural traps the lineament can, though, accumulate the hydrocarbons. It is likely that in the case of the Vienna Basin the Peripienian lineament was a barrier preventing the compression effects from the inner side of the Carpathians. Favourable was the area SW of the Nesvačily–Trnava line (F. Čech 1980). This area out of reach of the Flysch nappes was only partly affected by the compressions.

The Pannonian Basin devoid of compressions in its southeastern part is tectonically favourable for preservation of hydrocarbons. Owing to existence of ancient blocks forming the Pannonian megablock the distribution of deposits was partly differentiated on blocks with the maximal subsidence in the Pliocene. So the subsidence might have caused pressing out of hydrocarbons and their preservation in traps. Regarding the type of crust – it seems nondecisive – deposits concentrate both to blocks with pre-neoid

consolidation, with neoid regeneration (the type of regenerated platforms) and to poorly consolidated crust. Advanced consolidation was positive in limiting the intensity of tectonic dissection. So there is no evident correlation between the block structure and distribution of hydrocarbon deposits. There are only paleogeographical and tectonical relations: hydrocarbon deposits in the Pannonian Basin concentrate mainly in blocks without greater concentrations of coal deposits. Exceptions are due to inversion movements of blocks (Mátra, Bükk Mts.).

For the distribution of hydrocarbons from deep structures, most important was the Pannonian diapir and the resulting thermal field on the contact between the rigid basement of sedimentary basins and their filling. The earth gas deposits concentrate rather on the wings of the apical parts of diapir out of the area of the thinnest crust. The form of diapir and heterogeneous block structure of the crust modified the distribution of tension in the crust.

A scheme with the apical part of diapir causing tension transforming to compression on the wings of diapir in a thicker crust should be considered a model. It supported migration of hydrocarbons and increase of pressures in deposits. Perhaps variable depth of productive horizons – smaller above diapir than at its margins – was conditioned by tension regime caused by endogenic factors.

Elliptical areas with the thinnest crust are associated with the highest heat flow. Besides the presumable tension field the heat flow might have caused formation of the areas without deposits in the axial part of the Pannonian diapir.

At present the explanation of the formation of Neogene basins by deep phenomena is best reasoned. Deep – geological and geophysical data show that Neogene basins of the Inner West Carpathians are on deep structures and that there were common factors in their development, whose causes cannot be in surficial phenomena. Such phenomenon is, however, folding as a deformation event which does not reach the deep structure. But the folding is caused by deep processes. It is proved by correlation researches in sedimentary basins, the relations between their formation, the periods of intensive subsidence on the other. The formation of basins, volcanism, and other geological processes are only different forms of endogenic processes. According to the present geophysical information the causes of the processes are in asthenosphere.

The model of mantle diapir, formerly indicated by geophysical data, now also by geological information, particularly by the results of deep structure analysis, is now the best reasoned model in accordance with modern approaches to deep geology. The deep geology revealed new elements common to basins or to couples of basins (Vienna B. – Danube B.) and separated specific – autonomous elements (East-Slovakian Basin).

A complex evaluation of available data on deep structure has been performed for the first time on a new qualitative base of evaluation of crust types in respect of material and tectonical phenomena. In this sense the plate tectonics is highly progressive. Dynamical interpretations remain discussible, and those accepted here resulted from critical analysis of the reliability of geological and geophysical data.

There was a general relation between simatic crust and optimal development of deposits as far as there were favourable (nonmarine) paleogeographical conditions. Typical examples are the Dinaride ophiolite belt and the simatic Balaton block.

The fault dissection has a double influence, namely:

- poor dissection supports formation of extensive coal seams, mainly on the platform in the Carpathian foreland;

- intense dissection, especially on the alternation of elevations and depressions supported formation of many coal seams of smaller areal extension.

The Foredeep, mainly in the West Carpathians is poorest in coal deposits. There are more deposits in the Inner Carpathians and in the intermontane depressions.

In the Pannonian Basin most deposits are in peripheral parts. Peripheral faults, tangential to the Pannonian diapir are also productive. Among other favourable structures are peripheral faults of the Apuseni Mts. and the margins of the sialic massifs, mainly the northern part of the Vardar–Kraštide zone.

The carbonization is differentiated. There are proofs of thermal effects of the Pannonian diapir. Differences in carbonization and low carbonization in Pliocene deposits may be due to the decrease of heat flow or to isolating properties of Pliocene sediments.

Translation: E. Jassingerová.

## Illustrations

1. Geological-seismical cross section through Dinarides–Pannonia–West Carpathians. Cross section III–V (Dubrovnik–Szeged–Warszawa) SSW–NNE. According to J. Ilavský et al. (1979), modified. Legend: 1 – Precambrian, 2 – Mohorovičič discontinuity, 3 – Paleozoic, 4 – Conrad discontinuity, 5 – Mesozoic, 6 – deep transcrustal faults, 7 – Paleogene (Flysch), 8 – regional crustal faults, 9 – Neogene o Quaternary, 10 – neovolcanic rocks (andesites – basalts), 11 – ultrabasic igneous rocks, 12 – granitoid rocks, 13 – basalt bed, 14 – vergency of structures and nappes

2. Longitudinal geological-seismical profile VI, VI A (Brno–Budapest–Bucharest). According to J. Ilavský et al. (1979), modified.

Legend: 1 – Mohorovičič discontinuity, 2 – Paleozoic and crystalline complexes, 3 – Conrad discontinuity, 4 – Mesozoic, 5 – deep transcrustal faults, 6 – Paleogene (Flysch), 7 – regional crustal faults, 8 – Neogene–Quaternary, 9 – neovolcanic rocks (andesites–basalts), 10 – ultrabasic rocks, 11 – granitoid rocks, 12 – basalt bed

3. Relation between Slovak Inner-Carpathian basins and deep structure of their basement

Basins: 1 – Vienna, 2 – Trenčín, 3 – Ilava, 4 – Handlová, 5 – Horná Nitra, 6 – Turiec, 7 – Žiar, 8 – Zvolen, 9 – Banská Bystrica, 10 – Brezno, 11 – Rožňava, 12 – Danube, 13 – South-Slovakia B., 14 – Turňa, 15 – East-Slovakian B.

Explanations: 1 – deep faults, 2 – seismoactive faults, 3 – zero isoline separating positive and negative regional gravity anomalies at the depth of 12 km (according to O. Fusán et al. 1971), 4 – basinal margins, 5 – areas of abundant Paleozoic basic rock occurrences.

Deep faults and their seismicity according to O. Fusán et al. (1979).

4. Tectonical sketch of the most mobile parts of the Vienna and the Danube Basins

Explanations: 1 – depth of Neogene base (modified – without faults – according to F. Němec–G. Kocák 1976, and O. Fusán et al. 1971), 2 – depth of Mohorovič discontinuity in km (modified according to B. Beránek 1978), 3 – profile DSS VI, 4 – faults.

5. Relation between fuel deposits and structure of Pannonian Basin. Coal basins and smaller deposits:

1 – North-eastern b. (Nógrád, Borsodnádasd, Mátravidék), 2 – north-western b., 3 – Ajka, 4 – Várpalota, 5 – Szentgál, 6 – Hodonín, Dubňany, 7 – Handlová–Nováky b., 8 – Torony–Szombathely, 9 – Tauchen, 10 – Brennberg, 11 – Wiener Neustadt, 12 – Ilz, 13 – Köflach–Voitsberg, 14 – Lavanttal b., 15 – Wiess, 16 – Zasavski b., 17 – Velenje b., 18 – Hrvatsko–Zagorje b., 19 – Ludberg–Kopřivnice b., 20 – Krško Polje, 21 – Pokupsko–vukomerički b., 22 – Posavski b., 23 – Bilogorsko–podravski b., 24 – Mecsek b., 25 – Hidas, 26 – Kolubarski b., 27 – Mlavsko–pečki b., Podunavski b., 28 – Lupac, Secul, Doman, 29 – Rusca–Montană, 30 – Anina, 31 – Rudária, Mehadia, 32 – Subcarpatii, 33 – Petroșani b., 34 – Codlea, Cristian, 35 – Brad, 36 – Ip–Zăuani, 37 – Almașului b., 38 – Săemășag, 39 – Bicsad, 40 – Popești, 41 – Vrdnički b., 42 – Bratca, 43 – Podvihorlatská b., 44 – Nagyszál, 45 – Modrokamenská b., 46 – Kúty–Gbely.

Explanations: 1 – Inner Carpathians boundary, 2 – neovolcanic rocks, 3 – deep faults, lineaments and faults, 4 – Pannonian Basin boundary, 5 – coal basins and smaller deposits, 6 – earth gas deposits, 7 – oil deposits, 8 – oil and gas deposits

6. Coal occurrences and coal basins of Slovakia in relation to deep structure

Deep faults: 1 – Peripieninian lineament, 2 – Vepor, 3 – Slánske vrchy deep fault, 4 – Píferov–Štiavnica, a – Nesvačily–Trnava, b – Central-Carpathian deep fault. c – Hornád

Blocks: A – Danube, B – South-Slovakian, C – East-Slovakian, D – Fatran–Tatran, E – Slovakian–Moravian, F – Slovakian–Silesian, G – Beskydy–Bukovec

Coal occurrences and coal basins: 1 – Lower and Middle Eocene coal occurrences, 2 – Upper Eocene and Lower Oligocene occurrences, 3 – Upper Oligocene coal occurrences, 4 – Burdigalian (Eggenburgian) coal occurrences, 5 – Helvetian (Carpathian) coal occurrences, 6 – Tortonian (Badenian) coal occurrences, 7 – Sarmatian coal occurrences, 8 – Lower Pontian coal occurrences, 9 – Upper Pontian coal occurrences, 10 – deep faults

7. Schematic map of hydrocarbon deposits in the Carpathian-Balkan region (according to V. Semenovich et al. 1977; modified)

I – Northern Fore-Carpathian Oil-Gas-bearing Basin

A – dominantly gas-bearing area of the outer unfolded part of the foredeep, B – dominantly oil-bearing area of the inner folded part of the foredeep

II – Carpathian oil- and gas-bearing basin

III – Viennese-Moravian oil- and gas-bearing basin

IV – Pannonian oil- and gas-bearing basin

A – Little-Hungarian–Danubian gas-bearing area, B – Midmountain–Igal–Bükk oil- and gas-bearing area, C – Savian–Dravian oil- and gas-bearing area, D – Alföld–Banát–Bács oil- and gas-bearing area,

E – Transcarpathian, mostly gas-bearing area

V – Transylvanian gas-bearing basin

VI – Fore-Carpathian-Balkan oil- and gas-bearing basin

A – oil- and gas-bearing area of Carpathian Foredeep, B – gas-bearing area of Moldavian platform,

C – oil- and gas-bearing area of Northern Dobrudja, D – oil- and gas-bearing area of the Moesian platform, E – oil- and gas-bearing area of Fore-Balkan

VII – Northern Black-Sea oil- and gas-bearing basin

VIII – Western Black-Sea oil- and gas-bearing basin

IX – Adriatic oil- and gas-bearing basin

Explanations: 1 – oil deposits, 2 – gas deposits, 3 – oil and gas deposits, 4 – deposits of gas condensates, 5 – boundaries of oil-bearing basins, 6 – boundaries of oil-bearing basins beneath overthrust Carpathians Mts., 7 – boundaries of oil-bearing basins beneath Neogene volcanic rocks, 8 – boundaries of oil-bearing areas

8. Relation of oil and gas deposits to block structure of West Carpathians

Explanations: 1 – high heat flow (in  $\text{mWm}^{-2}$ ), 2 – low heat flow (in  $\text{mWm}^{-2}$ ), 3 – deep faults, 4 – regional faults, 5 – block boundaries in the basement of inner basins prospective for hydrocarbons, 6 – prognostic areas, 7 – gas deposits, 8 – oil deposits

Oil and gas deposits: 1 – Stretava, 2 – Ptrukša, 3 – Trhovište–Pozdišovce, 4 – Lastomír, 5 – Bánovce n/Ond., 6 – Špačince, 7 – Trakovice, 8 – Nižná, 9 – Madunice, 10 – Krupá, 11 – Láb, 12 – Vysoká, 13 – Studienka, 14 – Závod, 15 – Brodské, 16 – Gbely, 17 – Cunín, 18 – Petrova Ves, 19 – Štefanov, 20 – Suchohrad–Gajary, 21 – Kúty, 22 – Malacky, 23 – Jakubov, 24 – Hrušky, 25 – Josefov, 26 – Poddvorov, 27 – Lanžhot, 28 – Bílovice–Podivín, 29 – Břeclav, 30 – Týnec, 31 – Ratiškovice, 32 – Lužice, 33 – Hodonín, 34 – Lednice, 35 – Vacenovice–Mutěnice, 36 – Lubná, 37 – Nikolčice, 38 – Měnin–Žatčany, 39 – Nítkovice, 40 – Hluk, 41 – Němčíčky, 42 – Žarošice

## Explanations of the figures

Fig. 1: Principal theoretical types of basin formation mechanism; a – basal disequilibrium, b – deep erosion, c – phase changes, d – effects of volcanism, e – tectonic spreading, f – changes in asthenosphere, g – general model. 1 – continental crust, 2 – oceanic crust, 3 – mantle, 4 – differentiates, 5 – granitoides, 6 – sediments.

Fig. 2a: Effects of subduction on contamination of asthenosphere and on formation of basins on margins of two lithospheric platforms (according to A. G. Fischer 1978) or of two megablocks.

Fig. 2b: Evolution of faults in the Read Sea rift (simplified according to J. D. Lowell et al. 1978).

Fig. 2c: Distribution of stress above the diapir body – modelled after M. V. Gzovski (1960).

Fig. 3: Extent of Carpathian-Balkan region disturbed by positive gravity in relation to Inner-Carpathian Neogene basins. 1 – zero isoanomaly  $\mu\text{ms}^{-2}$  confines positive plane to negative isoanomaly (accord. to J. Ibrmajer 1978, modified), 2 – periphery of Neogene-Quaternary basins, 3 – neovolcanic rocks, 4 – anomalies above + 300  $\mu\text{ms}^{-2}$ ; P – Pannonian Basin, T – Transylvanian B, M – Moesian platform.

Fig. 4: Crust thickness, positive gravity field, extent of Neogene Inner-Carpathian basins (of Carpathian-Balkan region) 1 – seismoactive lineaments (PL – Peripieninian lineament, IZ – Insubric, Va – Vardar zone), 2 – isolines of crust thickness in km (according to B. Beránek 1978; modified), 3 – zero isoanomaly  $\mu\text{ms}^{-2}$  confines positive plane to negative anomalies (according to J. Ibrmajer 1978; modified), 4 – periphery of Neogene-Quaternary basins (P – Pannonian B., T – Transylvanian B., M – Moesian platform).

Fig. 5: Scheme of principal deep tectonic units of Carpathian-Balkan region (according to maps by M. Mahef 1978b and V. E. Khain – V. I. Slavin 1972)

1 – emerged inner massifs, 2 – principal deep faults, 3 – international DSS profiles, 4 – periphery of sedimentary basins, 5 – margins of tectonic units

Inner massifs: P – Pannonian, T – Transylvanian, SM – Serbian-Macedonian, R – Rhodop Mts., PB – Fore-Balkan, S – Srednegorie and Stara Planina.

Forelands: ČM – Bohemian Massif, V – Vardar zone, ZK – West Carpathians (V – outer, vn – inner), VK – East Carpathians (v – outer, vn – inner), JK – South Carpathians, VA – East Alps, MA – Muntii Apușeni, Muresh trough, M – Moesian trough

Deep faults: 1 – Peripieninian lineament, 2 – Sámos line, 3 – Ráb line, 4 – Insubric line, 5 – Vardar line, 6 – Láb lineament, 7 – Balaton line, 8 – Záhreb-Kulcsa line, 9 – N-S Danube line, 10 – N-S Hornád line, 11 – Hurbanovo fault, 12 – Darnó line

Fig. 6: W-E section through Central Nevada across Great Basin (modified according to Ch. H. Cholze et al. 1971)

Fig. 7: Principal deep faults and recent seismicity in Pannonian Basin

Explanations: 1 – deep faults, 2 – deep faults with neotectonic activity, 3 – upper crustal faults, 4 – areas of higher seismic activity (according to V. Kárník 1975), simplified

Deep faults and lineaments: 1 – Peripieninian, 2 – Sámos, 3 – Ráb, 4 – Periadriatic (Insubric), 5 – Vardar, 6 – Hurbanovo, 7 – Balaton, 8 – Zagreb-Kulcsa, 9 – Danube, 10 – Hornád, t – Tisa, d – Darnó

Fig. 8: Block structure of Pannonian Basin

Deep faults and lineaments: 1 – Peripieninian, 2 – Ráb + Vepor, 3 – Balaton (3a – Darnó), 4 – Zagreb-Kulcsa, 5 – Szolnok, 6 – Periadriatic (Insubric), 7 – Danube (Central-Carpathian), 8 – Dravian, 9 – Savian (Peridinarian), 10 – Muresh, 11 – Vardar, 12 – Nesvačily–Trnava, 13 – Sámos.

Blocks: A – Sopron, Danube, B – Balaton, C – Paleopannonian s. s., D – Tisa (C+D Paleopannonian s. l.), E – Apușeni, F – Transylvanian, G – Serbian-Macedonian, H – Foredinarian, I – East-Carpathian.

Explanations: 1 – Sialic blocks, zones of Variscan consolidation and sialization, 2 – Simatic blocks consolidated at the end of Cretaceous time and in the Tertiary, 3 – boundaries of Pannonian Basin, 4 – main deep faults and lineaments.

Fig. 9: Relation between more intensely and less intensely granitized crust in the basement of the Pannonian Basin, and Neogene sedimentation (the degree of granitization – variable crust consolidation is given in the sense of M. Mahef 1978b; areas of maximal subsidence in the Neogene – according to L. Stegena et al. 1975)

Explanations: 1 – intense Paleozoic granitization (continental crust), 2 – weak or absent Paleozoic granitization (suboceanic crust), 3 – intense Miocene subsidence (more than 1500 m), 4 – intense Pliocene subsidence (more than 2500 m).

Fig. 10: Deep structure of East-Slovakian Basin

1 – confinement of negative residual anomaly at the depth of 12 km, 2 – regional anomaly at the depth of 8 km (boundary of positive and negative anomalies), 3 – deep faults (according to O. Fušán et al. 1979), 4 – seismoactive faults (according to O. Fušán et al. 1979), 5 – isohypses of basin basement in m.

Fig. 11: Reconstruction of crust types in crystalline basement of Danube Basin (a model)  
 Explanations: 1 - periphery of Neogene basin, continental crust, 2 - granitoid rocks on surface, 3 - granitoid rocks in depth (presumable extent), suboceanic crust, 4 - drilled amphibolites, 5 - depression zones, 6 - hypothetical Neogene intrusion, 7 - pre-Neogene depressions filled with overthrusts, 8 - main drill holes, 9 - Presumable boundary of continental and suboceanic crusts prior to Variscan metamorphism.

Fig. 12: Tectonic map of Transylvanian Basin  
 Explanations: 1 - isobaths of the bottom of basal Badenian tuffite Dej (in m), 2 - anticlinal zones of diapir folds, 3 - domal structures with earth gas, 4 - presumable concealed faults, 5 - margin of basite crust, 6 - margin of neovolcanic rocks, 7 - symmetry axis of distribution of gas deposits - axis of basin curve, 8 - crystalline complexes; based on tectonic map of Rumania (1970).

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

*geológia 8*

---

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1982.

Vedecký redaktor: RNDr. Anton Biely, CSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková

Jazyková redaktorka: Slavena Smolíková

Technická redaktorka: Gabriela Šipošová

Vytlačili ZT, n. p., závod Svornosť ofsetom, v roku 1982. 1. vyd., náklad 800 ks, tem. skup. 03/9. Povol. SÚKK 1197/I-1981. Rozsah AH 13,54, VH 13,96. Cena.viaz. Kčs 30,—.

