

Deformácia a kinematika miocénnej strižnej zóny severnej časti Malých Karpát (Bukovská brázda, hrabnícke súvrstvie)

FRANTIŠEK MARKO¹, MICHAL KOVÁČ¹, LÁSZLÓ FODOR², KATARÍNA ŠÚTOVSKÁ³

¹ Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

² Eötvös Loránd Tudomány Egyetem, Múzeum Krt. 4. Budapest

³ Katedra základnej geológie a paleontológie PFUK, Mlynská dolina 6, 842 14 Bratislava

(Doručené 19. 8. 1989, revidovaná verzia doručená 6. 6. 1990)

Deformations and kinematics of a Miocene shear zone in the northern part of the Little Carpathians (Buková Furrow, Hrabník Formation)

In the northern Little Carpathians and in the southern part of the Buková Furrow, three compressive and a youngest extensive stage have been discerned in Post-oligocene tectogenesis. Age relations of single stages are derived from coincidences of paleostress directions in the Buková Furrow with that of known paleostress directions in the southwestern part of the West Carpathians. During the oldest Lower Miocene stage the structures developed due to NW-SE compression. The direction of compression changed to N-S during the Karpatian-Badenian stage and to NE-SW during the Upper Miocene. Beginning from the Pannonian, the area occurred in extensional stress regime with extension orientated to NW-SE. Strongest influences were induced during the Lower Miocene stage when even Oligocene sediments became folded and Palealpine structures in the northern Little Carpathians have pronouncedly been reworked. The Buková Paleogene partly together with its Mesozoic basement has tectonically been included into the Little Carpathian structures along reverse faults of NE-SW strike within a dextral shear zone of ENE-WSW orientation. Similar structures are present also in Mesozoic rocks of the northern part of the Little Carpathians which may be the product of the same tectonic stage. During subsequent stages of tectonic development these structures underwent further complications into their recent state reflecting dynamics of the Pieniny Klippen Belt and the Peri-Klippen Zone.

Úvod

Používanie moderných metód paleonapätovej a deformačnej analýzy otvára nové možnosti pri riešení geologickej stavby zložitých území, ako aj pri zostavovaní paleogeografických a geodynamických rekonštrukcií. Prvé výsledky z jz. časti Západných Karpát priniesli práce Kováč et al., 1988 a, 1989; Nemčok et al., 1989, ktoré poukázali na rotáciu maximálneho kompresného napätia zo smeru SZ–JV do smeru SV–JZ počas neogénu.

Bukovská brázda

V areáli jz. časti Západných Karpát sa nachádza i Bukovská brázda, vyplnená paleogénnymi sedimentami. V klasickom ponímaní sa považovala za synklinálny pruh vnútrokarpatského paleogénu (Andrusov, 1965; Buday et al., 1962), ktorý leží transgresívne na mezozoických príkrovoch Malých Karpát. Už v tomto období sa poukazuje na zložitú tektonickú poruchu (Matějka in Buday et al., 1967), ktoré bolo potvrdené systematickejším výskumom výplne Bukovskej brázdy v 80. rokoch (Köhler, 1985; Gross et al., 1986), ktorí ju definujú ako priekopovú prepádlinu, postihnutú germanotypnou zlomovou tektonikou. Tá rozbila horninové celky na rad krýh so vzájomnými vertikálnymi i horizontálnymi posunmi (Gross et al., 1986). Tieto práce prinášajú množ-

stvo prekvapujúcich poznatkov o stavbe, ktoré indikujú podstatne dynamickejšie procesy, než sme doposiaľ v súvislosti s Bukovskou brázdou predpokladali. Nápadné sú najmä sklony vrstiev bazálneho paleogénu v blízkosti zlomov (50 až 70° a viac podľa Köhlera, 1985) a ich smery paralelné so zlomami. Tiež detailné zvrásnenie vrstiev paleogénu v blízkosti porúch poukazuje na intenzívne pohyby pozdĺž zlomov obmedzujúcich depresiu (Gross et al., 1986). Výrazné popaleogénne pohyby tiež indikujú veľké bloky sedimentov bazálneho paleogénu v nadložných neogénnych sedimentoch (Köhler, 1985). Zo západu je Bukovská brázda ohraničená výrazným sv.–jz. zlomom, ktorý bol už v minulosti definovaný ako spätný prešmyk mezozoických jednotiek na paleogénnu výplň s úklonom na SZ (Chmelík in Buday et al., 1967). Matějka (in Buday et al., 1967) uvádza spätné prešmyky mezozoických jednotiek smerom na JV pri sz. okraji Bukovskej brázdy v štajerskej fáze. Interpretácia tejto poruchy ako prešmyku umožňuje vysvetliť faciálne rozdiely medzi východným a západným pruhom sedimentov bazálneho paleogénu, ktoré depresiu lemujú. V prípade spätného prešmyku sa blízke susedstvo týchto odlišných facií dá vysvetliť skrátením priestoru, teda tektonickým zblížením. Napriek týmto argumentom sa Gross et al. (1986) prikláňajú k názoru o poklesovom charaktere tohto zlomu so strmým úklonom na JV, čo je v súlade s ich koncepciou priekopovej prepádliny. V každom prí-

pade uvažujú o strmom úklone porúch, ktorých vergenciu nemohli vierohodne posúdiť pre nedostatok údajov.

Z výsledkov faciálneho štúdia paleogénnej výplne Bukovskej brázdy vyplýva, že v súčasnosti predstavuje len tektonické a denudačné torzo pôvodných sedimentárnych priestorov.

Bazálny vývoj zlepcov, pieskovcov, detritických a rifových vápencov (paleocén – spodný eocén) obsahuje faunu, ktorá sa líši od paleogénnej fauny v oblasti centrálnych Západných Karpát aj flyšových príkrovov a ktorú môžeme porovnávať s faunou južnejších oblastí, napr. waschberskou zónou (Köhler, 1985). Gross et al. (1986) preto dokonca pripúšťajú možnosť vysunutia bloku Malých Karpát z alpskej oblasti do dnešnej pozície, keďže paleogénne sedimenty považujú za ich autochtónny pokryv. (Autochtónnosť sedimentov paleogénu dokladajú výskytmi ich denudačných zvyškov a neptunických dajok v mezozoických príkrovoch Malých Karpát i za tektonickým ohraničením Bukovskej brázdy.)

Štúdiom drobných štruktúr sme získali ďalšie poznatky, ktoré stavajú problematiku stavby Bukovskej brázdy do nového svetla.

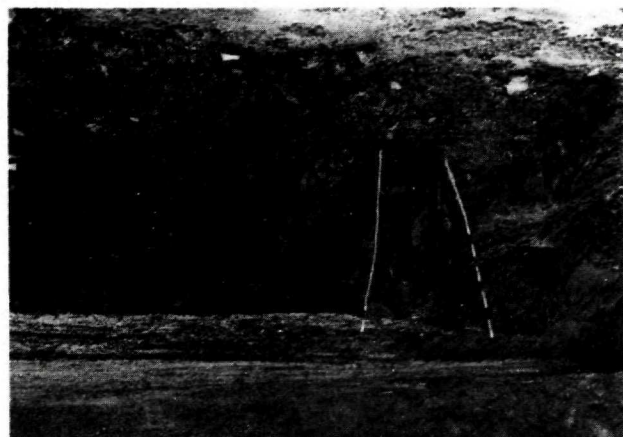
Metodika

Vychádzali sme z drobnoštruktúrnej analýzy centimetrových až dekametrových, teda mezoskopických tektonických štruktúr, ktoré sme na odkryvoch pozorovali. Cieľom analýzy bolo určiť orientáciu napätového tenzora, počas ktorého tieto štruktúry vznikli. Pri analýze boli využité informácie o napätovom stave kôry, ktorého odrazom sú najmä disjunktívne štruktúry nižších rádo, na odkryvoch bežne rozšírené. Ide predovšetkým o tektonické zrkadlá s ryhovaním, pukliny, trhliny. Vychádzame z predpokladu, že tieto štruktúry boli generované pri regionálnom napätovom poli, a z princípu, podľa ktorého majú presne definovaný priestorový a kinematický vzťah k hlavným napätiam (Anderson, 1951). Z toho vyplýva, že okrem registrácie geometrických parametrov porúch je veľmi dôležité určiť aj ich kinematický typ, t. j. zmysel pohybu na tektonických zrkadlách. Napriek množstvu prác venujúcich sa tejto problematike (Dzulinski a Kotlarczyk, 1965; Hancock, 1985; Means, 1987; Petit, 1987; Rascvetajev, 1987, . . .) je to náročná úloha, ktorá si vyžaduje značné terénne skúsenosti. Od správneho rozlíšenia kinematického typu porúch závisí tiež správnosť určenia osí hlavných napätí. Tie sme pre jednotlivé odkryvy určili buď deskriptívnymi metódami (Guščenko, 1973; Gzovskij, 1954; Price, 1981), alebo boli namerané údaje spracované grafickou metódou Angeliera a Mechlera (1977). Po určení kvalitatívnych parametrov polí napätí (najmä smeru σ_1) analýzou drobných štruktúr bolo možné odvodiť kinematický režim a funkciu veľkých porúch danej oblasti. Sukcesia jednotlivých etáp (obr. 10, 13, 14) vyplynula jednak z veku deformovaných hornín, jednak z koincidencie smerov nami zistených hlavných napätí so smermi regionálnych

napätí v neogéne, ktoré už boli pre jz. časť Západných Karpát dešifrované.

Lokalita Hrabník

Ťažobná jama Hrabník leží asi 500 m jjz. od obce Sološnica. Pozdĺž zlomovej poruchy smeru VSV–ZJZ ($60\text{--}240^\circ$), ktorú sme nazvali dúbravská porucha (obr. 10) je tu odkrytý tektonický styk zvrásneného oligocénneho flyša Bukovskej brázdy a panónskych sedimentov viedenskej panvy. Výplň poruchy tvorí subvertikálna, priemerne 1,5 m hrubá poloha čierneho tektonického ílu, z oboch strán ohraničená diskretnými zlomovými plochami (obr. 1). Íl je silne tektonizovaný, vyšmýkaný, s množstvom lesklých plôch (zrkadiel). Obteká šošovky rozložených pieskovcov bielej farby, čo vytvára dojem dobre prepracovanej tektonickej brekie (obr. 3). Väčšie úlomky a šošovky pieskovcov majú dlhé osi zhruba paralelné so smerom poruchy. Veľkosť úlomkov sa pohybuje od cm do 1 m. Na dynamiku poruchy okrem mo-



Obr. 1. Pričný rez dúbravskou poruchou.

Fig. 1. Transversal section of the Dúbrava dislocation.



Obr. 2. Strmo sa ukláňajúce vrstvy panónskych sedimentov v blízkosti dúbravskej poruchy.

Fig. 2. Pannonian strata steeply dipping near the Dúbrava dislocation.



Obr. 3. Detail výplne hrabníckej poruchy, čierny íl obteká rozložené úlomky pieskvcov.

Fig. 3. Detail of the filling of the Hrabník dislocation. Black clay "flowing" around sandstone fragments.



Obr. 4. Hrabnícke súvrstvie – striedanie pieskovcových lavíc a ílovcov.

Fig. 4. The Hrabník Formation represented by alternating sandstone banks and claystone levels.

hutnosti výplne poukazuje aj porušenie sedimentárnych súborov po jej oboch stranách. Severne od poruchy sú panónske sedimenty – íly, piesky a štrky, ktorých vrstvy v blízkosti poruchy sú takmer vertikálne a smerovo s poruchou paralelné (obr. 2). Na rozhraní ílov a pieskov sú stopy po subhorizontálnych posunoch. So vzdalovaním sa od poruchy sa úklon panónskych vrstiev zmiernuje na 35–40° s úklonom na SZ do viedenskej panvy (obr. 8). Zároveň sa vrstvy stáčajú do smeru SZ–JV, ktorému zodpovedá 3 % maximum v treťom kvadrante stereogramu pólov vrstiev (obr. 5). Toto vejárovité stáčanie panónskych vrstiev interpretujeme ako dôsledok lavostranného horizontálneho posunu na dúbavskej poruche. Ostatné maximá v diagrame č. 3 tvoria póly vrstiev flyšového súvrstvia z jv. okraja poruchy. Jeho vrstvy sú tiež v blízkosti poruchy vztýčené, subparalelné s poruchou. Súvrstvie je intenzívne zvrásnené, čo nemá v Bukovskej brázde obdobu. Bolo petrograficky, stratigraficky aj tektonicky definované a nazvané hrabnícke súvrstvie (Kováč et al., 1988b). V nadloží zvrásneného flyšového súvrstvia s výraznou uhlovou diskordanciou nasadajú íly a piesky obsahujúce zmiešané spodnomio-

cénne spoločenstvo foraminifer (karpát, Gašparíková, 1988; tab. 1). Flyšové súvrstvie má charakteristické znaky turbiditových sedimentov. Tvoria ho striedajúce sa vrstvy pieskvcov a ílovcov (obr. 4), pričom sú pozorovateľné všetky intervaly Boumovej sekvencie, časté sú mechanoglyfy na spodnej vrstvej ploche pieskvcov (obr. 6). Ílovce prevládajú nad pieskvcami.

Ílovce usadené z turbiditného prúdu obsahujú bohaté diverzifikované spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu, typické pre hranicu stredný/vrchný eocén, prislúchajúce biochrónu NP 16–17, indikujúce hlbšiu časť okrajového mora s normálnou salinitou a pomerne teplou klímou. Okrem toho sa tu vyskytujú redepozície kriedových a paleogénnych druhov (NP 9, tanet; tab. 2). V tanatocenózach foraminifer prevládajú planktonické druhy vrchnej časti stredného eocénu. Bentózne foraminifery vyskytujúce sa v niektorých vzorkách indikujú ako hlbokovodné, tak plytšie vodné prostredie. Predpokladáme, že fauna foraminifer je redeponovaná (tab. 3). V hemipelagickej medzivrstve Boumovej sekvencie sa okrem redepozícií sporadicky vyskytuje chudobné spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu biochrónu NP 22 až NP

TAB. 1

Biostratigraficky významné foraminifery (Gašparíková, 1988, podľa Cícha et al., 1982)

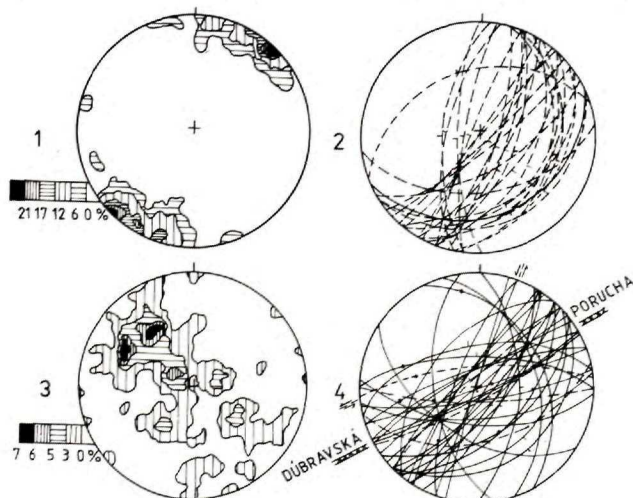
Foraminifers important for biostratigraphy (Gašparíková, 1988 according to Cícha et al., 1982)

	EGER	EGEN- BURG	OT- NANG	KAR- PAT	MORAV	
Uvigerina cf. banoniensis Fornasini						
U. farinosa Hantken						
U. ex gr. graciliformis Papp et Turn.						
U. parviformis Papp						redep.
U. posthantkeni Papp						redep.
Globigerina cf. brevispira Subb.						redep.
G. dubia Egger						redep.
G. aff. bolli lentiana Rögl						
G. ex gr. bulloides Orb.						
Globigerinoides trilobus trilobus /Rss./						

23 (výsledky Šútovskej sú v zhode s výsledkami Nagymarosya, 1989), poukazujúce na šíromorské prostredie, v ktorom pôsobili stresové podmienky pre rozvoj nanoplanktónu. V súlade s tým je aj častá neprítomnosť foraminifer vo vzorkách. Podobné ochudobnené spoločenstvá nanoplanktónu sú opísané z oligocénu vonkajšieho flyša na Morave, v Poľsku, Rumunsku, ako aj v bavorskej molase (Stráňik et al., in Bubík, 1987). Predpokladáme, že ochudobnené spoločenstvá z oblasti Hrabníka by mohli predstavovať časový ekvivalent týchto tanatocenóz, a považujeme ich za autochtónne. Hrabnícke súvrstvie zaraďujeme do oligocénu, kišcelu (NP 22).

Deformácia hrabníckeho súvrstvia

Hrabnícke súvrstvie je porušené disjunktívnymi, ale aj vrásovými deformáciami. Zlomy sú buď o niečo mladšie ako vrásová deformácia, alebo sú syngenetické. Dokazovala by to skutočnosť, že osi drobných vlečných vrások pri zlomoch sú paralelné s ostatnými vrásami. Zlomy



Obr. 5. Stereogramy štruktúrnych prvkov na lokalite Hrabník. 1 – vrásové osi, 2 – osové roviny vrás, 3 – póly vrstiev, 4 – stopy porúch a smery ryhovaní.

Fig. 5. Stereograms of structural elements in Hrabník locality. 1 – fold axes, 2 – fold axial planes, 3 – bedding poles, 4 – dislocation traces and strain orientation.



Obr. 6. Mechanoglyfy na spodnej vrstvej ploche pieskovcov v hrabníckom súvrství.

Fig. 6. Mechanoglyphs on lower bedding surface in sandstone of the Hrabník Formation.



Obr. 7. Zvrásnené hrabnícke súvrstvie.

Fig. 7. The folded Hrabník Formation.

majú generálne smer SV-JZ s úklonmi na JZ aj SV (obr. 5). Pozdĺž niektorých sú panónske piesky zakles-

TAB. 2

Nanoplanktón hrabnického súvrstvia (Šútovská a Nagymarosy, 1989, podľa Perch-Nielsenovej, 1986)
 Nannoplankton of the Hrabník Formation (Šútovská and Nagymarosy, 1989 according to Perch-Nielsen, 1986)

	KRIEDA		TANET	YPRES					LUTET		BARTON		PRIABON		KIŠCEL		EGER	
	NP 8	NP 9	NP 10	NP 11	NP 12	NP 13	NP 14	NP 15	NP 16	NP 17	NP 18	NP 19	NP 20	NP 21	NP 22	NP 23	NP 24	
Arkhangelskiella sp.																		KRIEDA
Micula sp.																		REDEPOZÍCIE
Watznaueria sp.																		PALEOGEN, NP9-10
Discoaster multiradiatus Bramlette et Riedel																		REDEPOZÍCIE
Fasciculithus richardii Perch-Nielsen																		REDEPOZÍCIE
Cribocentrum reticulatum/Gartner et Smith/Roth et Thierstein																		STREDNÝ /
Discoaster barbadiensis Tan																		VRCHNÝ
D. saipanensis Bramlette et Riedel																		EOCÉN
D. tani nodifer Bramlette et Riedel																		REDEPOZÍCIE
Chiasmolithus grandis/Bramlette et Riedel/Hay, Mohler et Wade																		REDEPOZÍCIE
C. solitus Bramlette et Sullivan																		NP 16
Ericsonia formosa/Kampfner/Hag																		NP 17
Reticulofenestra callida																		
Sphenolithus radians Deflandre																		
S. cf. spiniger Bukry																		
Transversopontis pulcheroides Sullivan/Báldi-Béke/																		
Blackithes spinosus Perch Nielsen																		
Coronocyclus nitescens/Kampfner/Bramlette et Wilcoxon																		
Pontosphaera multipora / Kampfner/Roth																		
Thoracosphaera sp.																		
Zygrhablithus bijugatus Deflandrei																		
Discoaster deflandrei Bramlette et Riedel																		
Coccolithus pelagicus/Walich/Schiller																		
C. eopelagicus/Bramlette et Riedel/Bramlette et Sullivan																		
Helicosphaera bramlettei Müller																		
Reticulofenestra bisecta Hay, Mohler et Way																		
Reticulofenestra umbilica/Levin/Martini et Ritzkowski																		
R. sp.																		
Sphenolithus moriformis/Bronnimann et Stradner/Bramlette																		
Helicosphaera reticulata Bramlette et Wilcoxon																		
Reticulofenestra cf. lockeri Müller																		
Cyclicargolithus floridanus/Roth et Hay/Bukry																		

TAB. 3

Redepovaná foraminiferová fauna hrabnického súvrstvia (Šútovská, 1989, podľa Toumarkine a Luterbachera, 1986)

Redeposited foraminifers of the Hrabník Formation (Šútovská, 1989, according to Toumarkine and Luterbacher, 1986)

DRUHY	STUPNE		LUTET		BARTON		PRIABON	
	NANOPLANKTÓNOVÉ BIOZÓNY PL. FORAMINIFER	NP 9	NP 10	NP 11	NP 12	NP 13	NP 14	NP 15
Globigerina eocena Guembel								
G. linaperta Finlay								
G. venezuelana Cushman								
Acarinina spinuloinflata /Bandy/								
A. spinulosa Cushman								
*Hasterigerina cf. bolivariana Petters								
Globigerinotrocha subconglobata Chailov								
Trichamminoides sp.								
Haplophagmoides sp.								
Plectofrondicularia sp.								
Stillosomella sp.								
Rotalia sp.								
Gyroidina sp.								
Cibicides sp.								

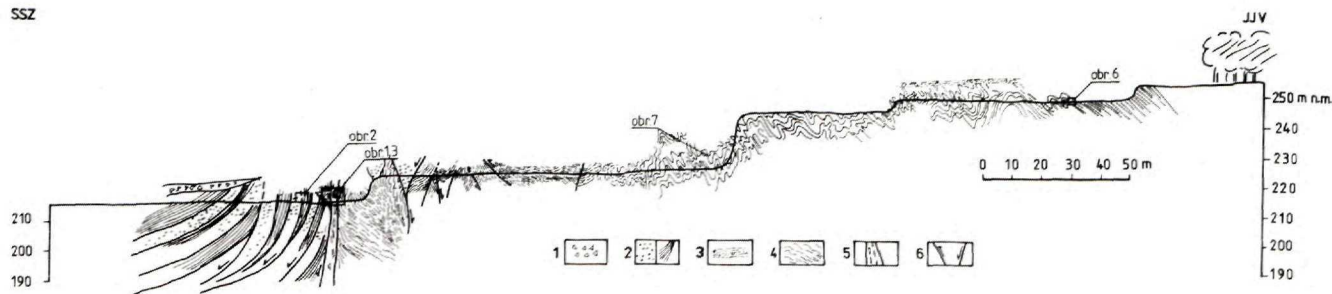
nuté do flyšového súvrstvia, iné sú prešmykmi vo flyši (obr. 8). Poruchy teda časom menili svoj kinematický režim. V hrabnickom súvrství sme zistili aj smerné posuny, ktoré vytvárajú párový systém zodpovedajúci pôsobeniu hlavného kompresného napätia v smere SZ-JV.

Typickými štruktúrami v zóne lemujucej dúbavskou poruchu vo flyšovom súbore je budináš kompetentných pieskovcových lavíc. Budiny pieskovcov majú väčšinou rombický tvar. Vznikli plastickým roztekáním nekompe-

tentných flocov, sú často rotované. Predpokladáme, že v zóne susediacej s dúbavskou poruchou vznikli rozbitím ramien a zámok vrás, ktoré sú ďalej od poruchy zachované. Nedá sa jednoznačne rozhodnúť, či je budináš tektonickým fenoménom, alebo ide o štruktúru gravitačného sklzu. Budináš môže totiž v takom kontrastnom materiáli vzniknúť tak stláčaním, ako aj sklzávaním.

Vrásové deformácie flyšového súvrstvia na lokalite Hrabník naznačujú značné skrátenie priestoru (viac ako 60 %). Deformácia súvrstvia bola kontrolovaná kompetentnými vrstvami pieskovca. Ide o systém paralelných vrás, ktoré sú typické pre súbory s veľkými viskóznymi kontrastmi. Vo vrásach je zachovaná hrúbka vrstiev, v pieskovcových laviciach nedošlo k stenčeniu ramien a k zhrubnutiu zámok vnútorným tokom materiálu (obr. 7). Vrásové osi sú subhorizontálne a vytvárajú výrazné maximum smeru SSV-JJZ až SV-JZ (obr. 5).

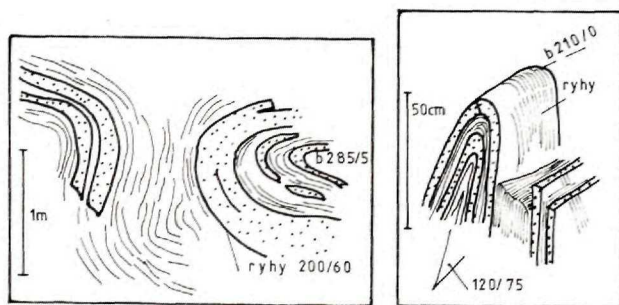
Z morfológického hľadiska je vrásový komplex silne heterogénny. Vrásy sú angulárne, pomerne otvorené, ďalej tesné až izoklinálne, zriedkavo koncentrické. Ich tvar je funkciou hrúbky kompetentných pieskovcov. Čím sú pieskovce hrubšie, tým majú vrásy menšiu amplitúdu a sú otvorenejšie. Aj úklony osových rovín vrás sú variabilné (vztyčené, šikmé, prevrátené až ležaté vrásy; obr. 5). Vrásy sú asymetrické. Osové roviny sú uklopené prevažne na VJV. Vrásy dosahujú veľkosť v rozpätí od niekoľkých cm do niekoľkých metrov. Predpokladáme,



Obr. 8. Schematický rez štruktúrami na lokalite Hrabník (Marko, 1988). 1 – náplavový kužeľ (kvartér), 2 – piesky, íly (panón) – viedenská panva, 3 – íly, piesky (karpat) – Bukovská brázda, 4 – flyšové súvrstvie pieskocov a ílovcov (oligocén) – Bukovská brázda, 5 – dúbavská porucha, 6 – zlomy.

Fig. 8. Schematic profile of structures in Hrabník locality (Marko, 1988). 1 – fluvial cone, Quarternary, 2 – sand and clay, Pannonian of the Vienna basin, 3 – clay and sand, Karpatian of the Buková Furrow, 4 – flysch sandstone and claystone, Oligocene of the Buková Furrow, 5 – Dúbrava dislocation, 6 – other faults.

že takáto heterogenita typov vznikla naložením viacerých morfológicky odlišných vrásových generácií toho istého smeru, komplikovaná reologickými odlišnosťami vrásnených vrstiev. Mechanizmus vzniku niektorých vrás dokumentujú šmykové lineácie (ryhovania) na vrstevných plochách pieskocov v zámkoch vrás, ktoré sú kolmé na b osi vrás (obr. 9). Spolu so strižnými a tenznými puklinami v ramenách vrás dokladajú mechanizmus ohybového sklzu. Ako strižné plochy boli v ňom použité medzivrstevné rozhrania. V kompetentných vrstvách pieskocov bol tento mechanizmus kombinovaný jednoduchým ohybom, čo indikuje množstvo žiliek žltého kalcitu, ktorý vyplňa drobné pukliny a strihy v zámkoch a ramenách vrás. Tento kalcit bol redeponovaný zo stlačených jadier vrás ako prebytočný materiál. Nekompetentné ílovce boli zvrásnené plastickým tokom. Preto majú vrásy pieskocových lavíc často potrhane ramená.



Obr. 9. Vrásy ohybového sklzu v hrabníckom súvrství so striáciami kolmými na b osi vrás.

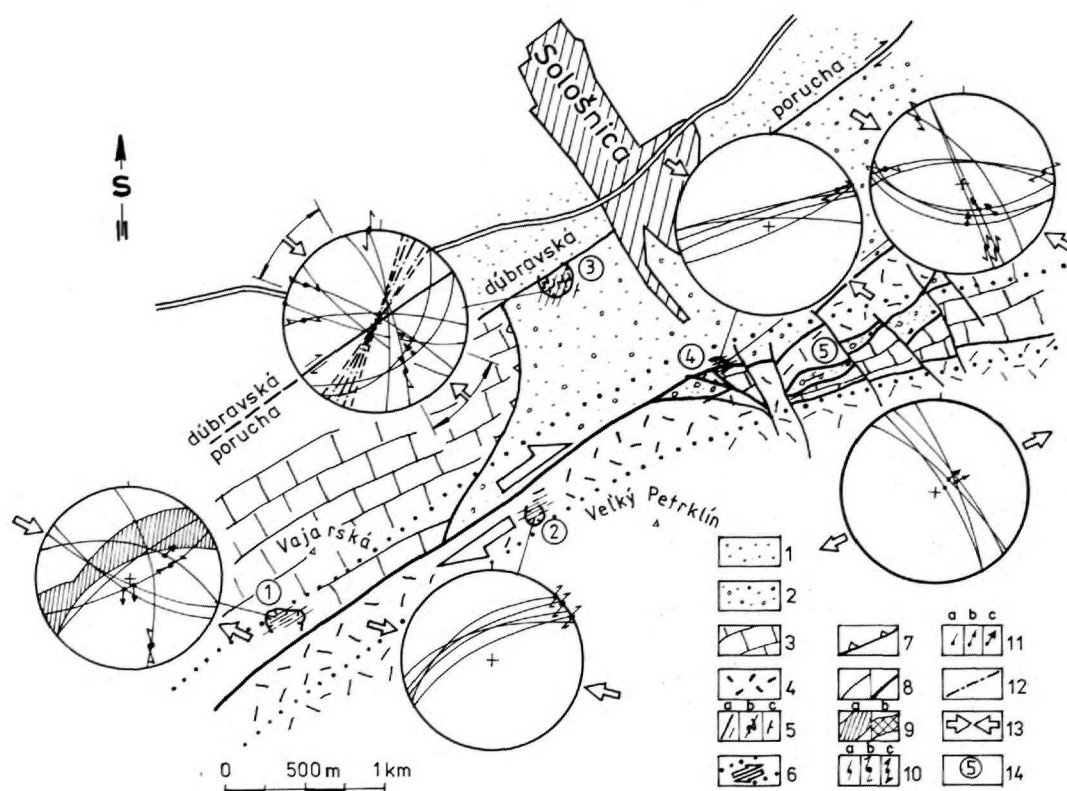
Fig. 9. Flexural slip folds in the Hrabník Formation with striae normal to the b-axes of folds.

Interpretácia štruktúrnych meraní

Okrem lokality Hrabník sme analyzovali aj štruktúry na ďalších lokalitách v areáli a okolí Bukovskej brázdy (obr. 10), čo nám umožnilo vyčleniť niekoľko etáp vývoja oblasti Bukovskej brázdy v neogéne.

Na lokalite Peterklín, ktorá sa nachádza v melafýroch blízko styku s vyššími príkrovmi, sme zistili výrazný systém porúch VSV–ZJZ, strmo upadajúcich k severu, na ktorých sú stopy pravostranných horizontálnych pohybov. Tieto štruktúry považujeme za prejavy zlomu, resp. zlomovej zóny, ktorá lemuje severný okraj chočskej jednotky. Stopy takýchto pohybov sme zaregistrovali aj v lome pri Sološnici a na Vajarskej, kde je výrazný strižný systém porúch smeru VSV–ZJZ. Predpokladáme, že dúbavská porucha ohraničujúca Bukovskú brázdou zo severozápadu sa vplyvom sz.–jv. kompresie aktivizovala tiež ako pravostranný smerný posun smeru VSV–ZJZ. Vrásové štruktúry na lokalite Hrabník potom interpretujeme ako vrásy typu en-echelon, ktoré vznikli v transpresnej zóne medzi dúbavskou poruchou a tektonickým stykom chočskej jednotky s vyššími príkrovmi pri pravostranných smerných posunoch (obr. 11). Počas tejto etapy boli generované spätné (juhovýchodovergentné) prešmyky sv.–jz. smeru zistené v hrabníckom súvrství, ktoré sa v regionálnom rozsahu uplatnili pri formovaní Bukovskej brázdy a celej severnej časti Malých Karpát. Zlomové ohraničenie bukovského paleogénu sv.–jz. smeru, ale aj sv.–jz. ohraničenie mezozoických jednotiek sa v tejto etape vývoja formovalo na spätných prešmykoch s úklonmi k SZ. Ich význam pre stavbu severnej časti Malých Karpát bol zdôrazňovaný už v minulosti (Maheľ et al., 1967), neskôr boli opísané ako prešmyky sávsko-štajerského veku (Michalík, 1984), čo je v dobrej zhode s našimi výsledkami. Predtým problematické interpretácie zlomových okrajov Bukovskej brázdy ako spätných prešmykov považujeme preto za pravdepodobné. Podľa tohto modelu bukovský paleogén predstavuje spätnými prešmykmi ohraničenú šupinu, resp. torzo paleogénneho bazénu (obr. 12).

Význam spätných prešmykov v stavbe Západných Karpát potvrdila aj interpretácia reflexne seizmického profilu 2T (Tomek et al., 1989), kde je opísaná výrazná, až 55 km široká zóna spätných prešmykov, ktoré postihujú jednotky vonkajších aj vnútorných Karpát. Autori túto zónu interpretujú ako zónu skrátenia vrchnej kôry v období vrchného oligocénu – spodného miocénu, ale



Obr. 10. Orientácia maximálnej kompresnej zložky hlavného napätia a štruktúry ním generované v období spodného miocénu. 1 – viedenská panva, 2 – výplň Bukovskej brázdy, 3 – havranická jednotka, 4 – chočská jednotka, 5 – tektonické prvky: a – zlomy, b – vrásové osi, c – vrstevnatosti, 6 – vymedzenie strižnej zóny s vyjadrením zmyslu pohybu, 7 – prešmyky, 8 až 13 – vysvetlivky k diagramom (stereografická projekcia, spodná hemisféra): 8 – stopa zrkadla, poruchy, 9 – pole stop puklín: a – strižné, b – tenzné, 10 – stopa ryhovania s vyjadrením zmyslu pohybu na smerných posunoch: a – predpokladaného, b – pravdepodobného, c – overeného, 11 – stopa ryhovania s vyjadrením zmyslu pohybu nadložnej kryhy pozdĺž prešmykov a poklesov: a – predpokladaného, b – pravdepodobného, c – overeného, 12 – smer vrásových osí, 13 – smer maximálnej kompresnej zložky hlavného napätia, 14 – lokality využité pri drobnoštruktúrnej analýze: 1 – lom Vajarská (karbonáty triasu), 2 – lom Peterklín (melafýry), 3 – ťažobná jama Hrabník (ilovce a pieskovce oligocénu, íly, piesky panónu), 4 – lom Sološnica (sedimenty eocénu, karbonáty triasu), 5 – Malé Paseky (bazálny paleogén).

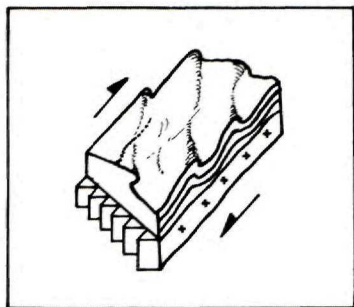
Fig. 10. Orientation of the maximum compressive component of the principal stress tensor and structures generated in Lower Miocene time. 1 – the Vienna basin, 2 – filling in the Buková Furrow, 3 – Havranica unit, 4 – Choč unit, 5 – tectonic elements: a – fault, b – fold axis, c – bedding, 6 – limits of the shear zone and direction of movement, 7 – reverse faults; 8–13 explanations to structural diagrams (stereographic projection, lower hemisphere): 8 – trace of fault, 9 – field of joint traces: a – shear, b – tensional, 10 – striae trace with the sense of movement on strike slips: a – presumed, b – probable, c – known, 11 – striae trace with the sense of movement of the hanging tectonic block along reverse and normal faults: a – presumed, b – probable, c – known, 12 – fold axis orientation, 13 – orientation of the maximum compressive component of the principal stress, 14 – locality where structural investigation was realized: 1 – Vajarská quarry (Triassic carbonate), 2 – Peterklín quarry (melaphyre), 3 – Hrabník trench quarry (Oligocene claystone and sandstone, Pannonian clay and sand), 4 – Sološnica quarry (Eocene sediment, Triassic carbonate), 5 – Malé Paseky (Paleogene basal sequence).

v transpresnom režime ľavostrannej strižnej zóny bradlového pásma. My považujeme spätné prešmyky Malých Karpát za produkt transpresného režimu pozdĺž pravostrannej strižnej zóny smeru VSV–ZJZ – hrónského systému (v zmysle Pospíšila et al., 1986).

Za najstaršiu etapu považujeme obdobie, keď pôsobil maximálne hlavné kompresné napätie (σ_1) v smere SZ–JV. Štruktúry generované týmto napätím boli zistené na všetkých lokalitách (obr. 10) a sú veľmi výrazné, čo dokazuje intenzitu tejto etapy. Napätie pritom smerovo zodpovedá regionálnej kompresii SZ–JV, zistenej pre západnú časť Karpát (Kováč et al., 1989). Časový rozsah jeho pôsobenia je oligocén – spodný miocén (deformuje oligocénne hrabnícke súvrstvie).

Štruktúry generované v napäťovom režime sj. kompresie sme zaregistrovali najmä na lokalite Vajarská, kde je výrazný systém sj. poklesových a tenzných porúch (obr. 13). Na lokalite Hrabník je sj. napätie indikované strižnými poruchami, podobne na Malých Pasekách. Táto kompresná etapa je menej výrazná, nezanechala toľko stop ako predchádzajúca. Analogicky podľa časovej korelácie s regionálnymi napätiami jej vek považujeme za karpatsko-spodnobádenský. V dôsledku rotácie hlavného kompresného napätia v tomto období sa mení aj kinematický režim dúbravského zlomu, ktorý sa aktivoval ako ľavostranný horizontálny posun.

Od stredného bádenu sme zistili rotáciu hlavného kompresného napätia do smeru SV–JZ (obr. 14). Obdo-



Obr. 11. Mechanizmus vzniku en-echelon vrás v pravostrannej strižnej zóne (podľa Nicolasa, 1984).

Fig. 11. Mechanism of en-echelon fold origin in a dextral shear zone (after Nicolas, 1984).

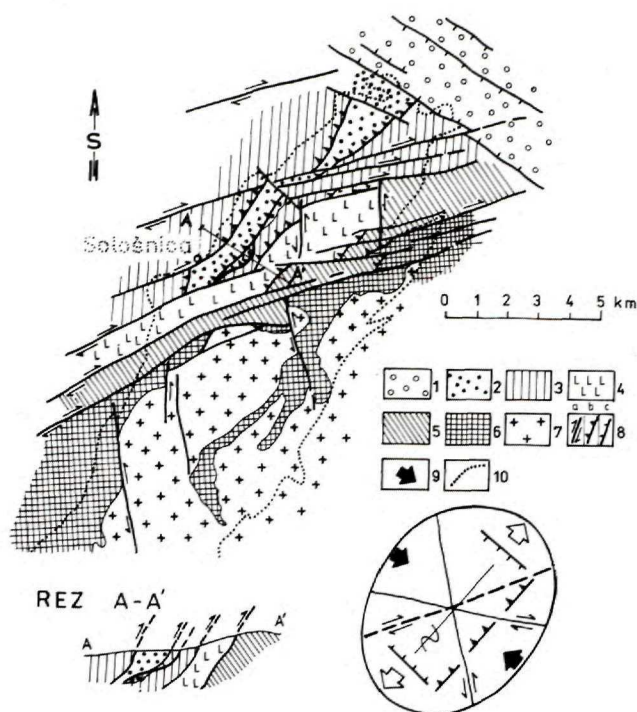
bie sv.-jz. kompresie zanechalo výrazné stopy na lokalitách, čo dokazuje jej intenzitu. Na lokalite Vajarská okrem výrazného strižného systému porúch smeru S-J do tejto etapy zaraďujeme aj tenzné poruchy smeru VSV-ZJZ, ktoré sa uplatnili a vznikali aj pri zmene kompresie do smeru VSV-ZJZ, resp. pri sz.-jv. extenzii. Najvýraznejším prejavom pôsobenia sv.-jz. kompresie je vejárovité ohnutie panónskych vrstiev viedenskej panvy pozdĺž dúbavskej poruchy, ktoré sme zaregistrovali na lokalite Hrabník. V závere tejto etapy, vo vrchnom miocéne, pokračovala rotácia napätia v smere hodinových ručičiek, až došlo k zmene kompresného režimu na režim sz.-jv. extenzie. V tomto období fungujú sv.-jz. a vsv.-zjz. poruchy ako dilatácie šikmé poklesy (v zmysle Mandla, 1989), resp. poklesové zlomy. Pozdĺž dúbavskej poruchy tak došlo k výraznému poklesu sedimentárnej výplne viedenskej panvy voči bukovskému paleogénu a Malým Karpátom.

Diskusia

Vrásové štruktúry

Na lokalite Hrabník, ktorá je oporným bodom našej analýzy, sme vrásky interpretovali ako tektonické štruktúry, ktoré vznikli v dôsledku kompresie sz.-jv. smeru. Rozpoznanie pôvodu (genézy) vrás, ale aj iných štruktúr je zložitým problémom. Existuje totiž pozvoľný prechod medzi deformáciami čerstvo uložených nespevnených sedimentov gravitačnými sklzmi a deformáciami litifikovaných sedimentov tektonickými silami (Elliott a Williams, 1988). V záujme objektivity a v súlade so súčasným trendom viacvariantnosti riešenia uvádzame aj ďalšie alternatívy pôvodu vrás, o ktorých sme uvažovali.

1. Vrásky sú tektonického pôvodu, vznikli kompresiou smeru SZ-JV, a to: a) v transpresnej zóne medzi tektonickým okrajom chočskej jednotky a dúbavskou poruchou ako vrásky typu en-echelon v dôsledku pravostranných smerných posunov na týchto poruchách a s nimi paralelnými v podloží depresie (obr. 11), b) vysunutím



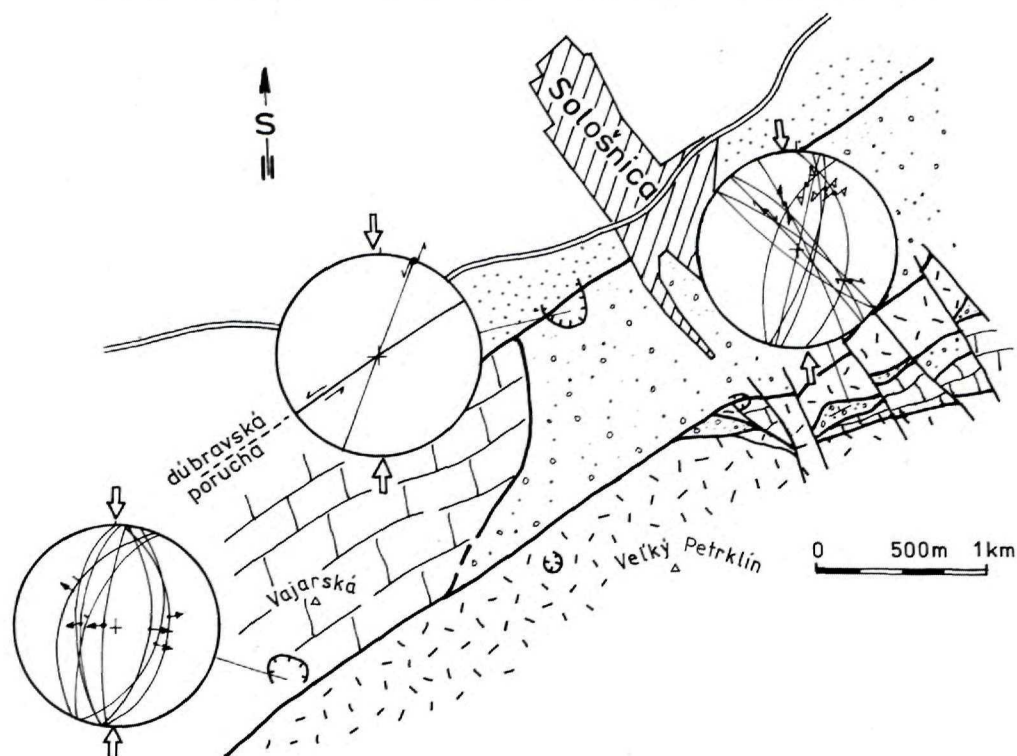
Obr. 12. Schéma formovania severnej časti Malých Karpát počas spodnomiocénnej kompresie. 1 – egenburské sedimenty, dobrovodska depresia, 2 – sedimenty bukovského paleogénu, 3 – vyššie subatranské príkrovy, 4 – chočská jednotka, 5 – križňanská jednotka, 6 – obalová jednotka, 7 – kryštalické jadro, 8 – zlomy: a – smerné posuny, b – prešmyky, c – poklesy, 9 – smer kompresie, 10 – dnešné obrysy Malých Karpát.

Fig. 12. Scheme of the northern part of the Malé Karpaty Mts. in the time of Lower Miocene compression. 1 – Eggenburgian sediments in the Dobrá Voda depression, 2 – sediments of the Buková Paleogene, 3 – higher subatrac nappes, 4 – Choč unit, 5 – Križna unit, 6 – cover unit, 7 – crystalline basement, 8 – faults: a – strike-slip, b – reverse, c – normal, 9 – orientation of compression, 10 – recent limit of the Malé Karpaty Mts.

bloku Vajarská na sv. v strižnej zóne smeru VSV-ZJZ a jeho nasunutím na paleogénnu výplň Bukovskej brázdy, c) klasickým spôsobom kolmo na smer maximálnej kompresie, d) násunom bloku Malých Karpát na SZ na paleogén Bukovskej brázdy, resp. rotáciou tohto bloku proti hodinovým ručičkám.

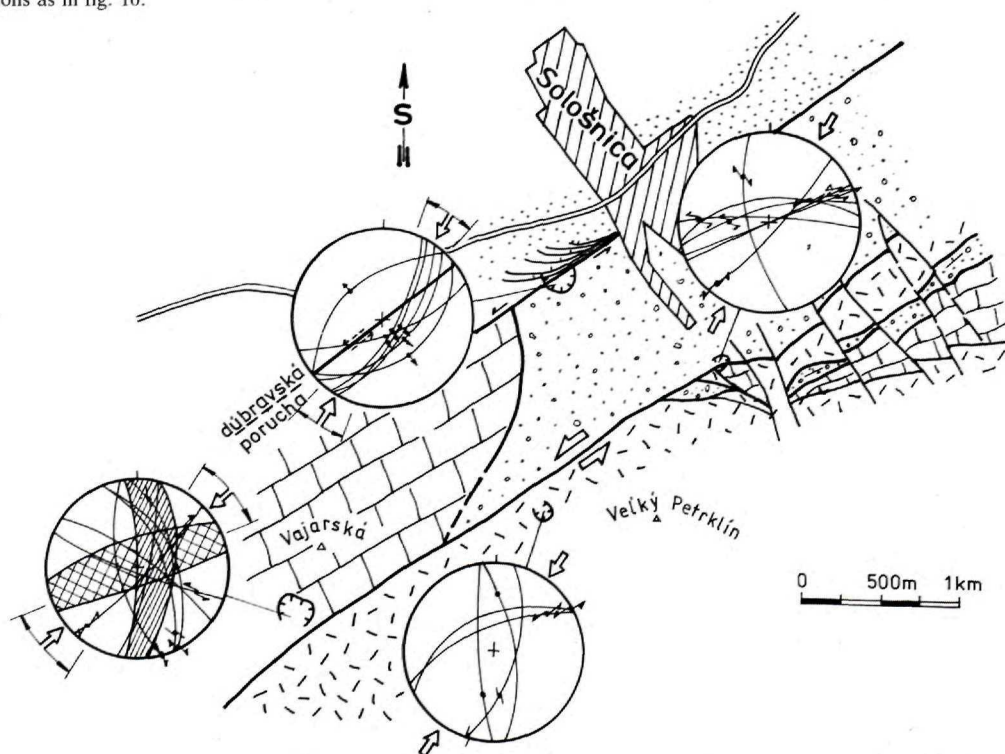
2. Vrásky sú produktom podmorských gravitačných sklzov na svahoch panvy.

Zvrásnené hrabnícke súvrstvie má také reologické vlastnosti (plastické ílovce, rigidné pieskovce), že morfológicky podobné vrásky môžu vznikať gravitačnými aj tektonickými silami. My sa prikláňame k tektonickému pôvodu vrás podľa týchto indícií: a) vrásové osi v Hrabníku sú orientované naprieč hlavnej kompresii, ktorá v období ich vzniku pravdepodobne pôsobila, b) mnohé vrásky aj veľkých amplitúd sú vzpriamené, c) boli zistené vrásky, ktoré vznikli mechanizmom ohybového sklzu, teda po čiastočnej litifikácii pieskovcov, d) strižné pukliny a trhliny v ramenách vrás pieskovcových lavíc vznikli po litifikácii a sú s tvorbou vrás syngenetické, e) k budinácii a potrhaniu ramien vrás došlo po litifikácii lavíc pieskov-



Obr. 13. Orientácia maximálnej kompresnej zložky hlavného napätia a štruktúry ním generované v období karpátu a spodného bádenu. Vysvetlivky ako na obr. 10.

Fig. 13. Orientation of the maximum compressional component of the principal stress and the structures generated in Karpatian and Lower Badenian time. Explanations as in fig. 10.



Obr. 14. Orientácia maximálnej kompresnej zložky hlavného napätia a štruktúry ním generované v období vrchného miocénu. Vysvetlivky ako na obr. 10.

Fig. 14. Orientation of the maximum compressional component of the principal stress and the structures generated in Upper Miocene time. Explanations as in Fig. 10.

cov, f) osi vrás prísne dodržiujú smer SSV–JJZ, nie sú chaoticky usporiadané, ako to pri gravitačných sklzoch býva, g) aj na tektonických zrkadlách párového systému v hrabníckom súvrství je zaregistrovaná kompresia smeru SZ–JV.

Vďaka vysokému viskóznemu kontrastu pieskovcov a ílovcov je však pravdepodobné, že po tektonickom zvrásnení súvrstvia došlo v neskorších etapách k ďalším deformáciám (budináž pieskovcových lavíc, rotácie budín). Nie je vylúčené, že v hrabníckom súvrství sa uplatnili aj gravitačné sklzy, ktoré skomplikovali tektonickú stavbu. Deformácie hrabníckeho súvrstvia totiž vykazujú aj niektoré črty gravitačného pôvodu:

- hrabnícke súvrstvie je turbiditovým sedimentom, ktorý je náchylný na tvorbu gravitačných sklzov,
- vrstvy sú budinované, budiny sú rotované,
- vrásky sú morfológicky veľmi variabilné, sú tu aj ležaté vrásky.

Jedine v prípade, že by bol najvrchnejší nezvrásnený horizont na hrabníckom súvrství rovnakého veku ako hrabnícke súvrstvie, bola by opísaná vrásová deformácia hrabníckeho súvrstvia dokázateľne gravitačného pôvodu. Podľa našich indícií je však nadložné súvrstvie mladšie (karpat) a ušadilo sa na hrabníckom súvrství po jeho tektonickej deformácii.

Poznámky k stavbe širšej oblasti

Štruktúry na lokalite Hrabník odrážajú zložitú dynamiku vývoja Bukovskej brázdy. Flyšové, hrabnícke súvrstvie oligocénneho veku (prvýkrát opísané z oblasti Malých Karpát) je intenzívne zvrásnené v dôsledku spodnomiocénnej kompresie sz.–jv. smeru, ktorá sa prejavovala aktivizáciou spätných prešmykov a pravostranných smerných posunov smeru VSV–ZJZ. Amplitúdy týchto pohybov boli väčšie ako v neskorších obdobiach neogénu. Podobný štýl stavby v severnej časti Malých Karpát, zistený mapovaním a štruktúrnou analýzou v mezozoických obalových jednotkách, uvádza aj Plašienka (1990). Smernými strihmi je ovplyvnená tiež vnútorná stavba vysokej jednotky (Maheľ, ústna informácia), čím by sa dal vysvetliť jej zložitý šošovkovitý štýl nezrelých bradiel opísaný Maheľom (1963). Podobné štruktúry môžeme očakávať aj vo vyšších príkrovoch (Michalík, ústna informácia).

V dôsledku rotácie hlavných napätí po spodnom miocéne došlo k zmene kinematického režimu porúch. Spodnomiocénne prešmyky smeru SV–JZ ohraničujúce Bukovskú brázdou sa koncom karpátu a v spodnom bádene aktivizovali ako ľavostranné smerné posuny. Neskôr v strednom a vrchnom miocéne počas kompresie smeru SV–JZ nadobudali charakter poklesových zlomov, ktorý si udržali aj v extenznom režime sz.–jv. smeru koncom miocénu a v poliocéne.

Poznatky o dynamickom vývoji najjužnejšej časti Bukovskej brázdy môžeme extrapolovať na celú štruktúru Bukovskej brázdy. Predpokladáme, že po zahutnení do-

kumentačných bodov aj v iných častiach depresie by sa nami načrtnutý obraz podstatne nezmenil.

Hoci v našom príspevku považujeme hrabnícke súvrstvie za súčasť Bukovskej brázdy, jeho genetická príslušnosť k sedimentom bukovského paleogénu je otázná. Je totiž zarážajúci úplne odlišný tektonický štýl tohto súvrstvia od nezvrásneného tektonického štýlu sedimentov bukovského paleogénu a ťažko vysvetliteľný stratigrafický hiát, ktorý by bol medzi spodným eocénom bukovského paleogénu a kišcelom hrabníckeho súvrstvia. Nápadný je tiež faciálny kontrast medzi nimi. Hrabnícke súvrstvie v typicky flyšovom vývoji, ktorý nebol doposiaľ v Bukovskej brázde dokázaný, je faciálne podobné skôr sedimentom z predpolí a vonkajšieho flyšového pásma ako vnútrokarpatského paleogénu (Köhler, ústna informácia). Núka sa nám tak ďalšia alternatíva. Nie je hrabnícke súvrstvie cudzorodou tektonickou šupinou včlenenou do Bukovskej brázdy pozdĺž poruchovej zóny? Kde však hľadať jeho domovskú oblasť? Podľa jediného odkryvu v hrabníckom súvrství (lokalita Hrabník) sa nemôžeme k tejto úvahe ani prikloniť, ani ju zamietnuť.

Odhladiac od týchto nejasností môžeme konštatovať, že dynamickými dejmi počas neogénnej tektogenézy sa sformovala dnešná stavba Bukovskej brázdy a boli dotvorené a modifikované paleoalpínske štruktúry sz. časti Malých Karpát. Neoidná dynamika, najmä spodnomiocénna, podstatnou mierou ovplyvnila staroalpínske štruktúry a sformovala ich do dnešnej podoby.

Záver

Metódami drobnoštruktúrnej analýzy sme v jz. časti Bukovskej brázdy určili smery hlavných paleonapätí v miocéne. Vyčlenili sme tri kompresné etapy, pri ktorých maximálna kompresná zložka napätia pôsobila v subhorizontálnej rovine.

V najstaršej, spodnomiocénnej etape kompresia pôsobila v smere SZ–JV. Vo vrchnom karpate až spodnom bádene maximálna kompresia pôsobila v smere S–J. V najmladšej kompresnej etape tektogenézy, v strednom a vrchnom miocéne, napätie rotovalo do smeru SV–JZ. Tieto etapy sú dobre korelovateľné s regionálnymi paleonapätiami, ktoré boli pre zistené obdobie miocénu jz. časti Západných Karpát (Kováč et al., 1988, 1989; Nemčok et al., 1989). Rozdelenie toho deja na etapy je umelé, predpokladáme, že medzi etapami existujú plynulé prechody. Kompresia v jednotlivých etapách produkovala tektonické štruktúry (tektonické zrkadlá, zlomy, pukliny, vrásky, . . .), ktoré sme na odkryvoch zaregistrovali. Rotáciou napätí dochádzalo k zmene funkcie porúch a pohybov pozdĺž nich, k tzv. kinematickej fluktuácii porúch (Montenat et al., 1987).

Literatúra

Anderson, E. M. 1951: The dynamics of faulting. *Edinburgh, London*, 199 s.

- Andrusov, D. 1965: Geológia československých Karpát III. Bratislava, SAV, 392 s.
- Angelier, J. a Mechler, P. 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: La méthode des dièdres drits. *Géologie de France, Bull.*, 19, 1 309–1 318.
- Bubík, M. 1987: Oligocenní vápnitý nanoplankton menilitového souvrství s jasielskými vápenci z Bystřice na Olši. *Zem. Plyn Nafta*, II/2, 43–70.
- Buday, T., Cambel, B. a Maheľ, M. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 Wien–Bratislava. Bratislava, Geofond, 248 s.
- Buday, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, II. Západní Karpaty, 2. Praha, ÚÚG, 651 s.
- Cícha, I., Zapletalová, I., Molčíková, V. a Brzobohatý, R. 1982: Stratigraphical range of Eggenburgian–Badenian foraminifera in West Carpathians basins. *Zem. Plyn Nafta*, 4, 99–144.
- Dzulinsky, S. a Kotlarczyk, J. 1965: Tectoglyphs on slicken-sided surfaces. *Bull. Acad. Polon., Sci. Sér. Geogr.*, XIII, 2, 149–154.
- Elliot, C. G. a Williams, P. F. 1988: Sediment slump structures: a review of diagnostic criteria and application to an example from Newfoundland. *J. Struct. Geol.*, 10, 2, 171–182.
- Gross, P., Köhler, E. a Peterčáková, M. 1986: Paleogénne sedimenty Malých Karpát. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava*.
- Guščenko, O. I. 1973: Analiz orientorovok skolvých tektonických smeščenij a ich tektonofizických interpretacij pri rekonstrukcii paleonaprjaženij. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 210, 2, 331–334.
- Gzovskij, M. V. 1954: Tektoničeskije pofa naprjaženij. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Sér. Geofiz.*, 5, 391–410.
- Hancock, P. L. 1985: Brittle microtectonic: principles and practice. *J. Struct. Geol.*, 7, 437–457.
- Kováč, M., Baráth, I., Holický, I., Marko, F. a Túnyi, I. 1988a: Stratigrafická a paleogeografická korelácia vývoja egenburských sedimentov SV časti malých Karpát. Trnavskej tabule a Považia. *Manuskript – Geofond Bratislava*, 227 s.
- Kováč, M., Baráth, I., Holický, I., Marko, F. a Túnyi, I. 1989: Basin opening in the lower miocene strike-slip zone in the SW part of the Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 40, 1, 37–62.
- Kováč, M., Marko, F. a Baráth, I. 1988b: Geologická dokumentácia hliniška na ložisku Sološnica–Hrabník. *Manuskript – archív GÚ CGV SAV Bratislava*, 21 s.
- Köhler, E. 1985: Postavenie paleogénu bukovskej depresie a jej vzťah k pribradlovému vývinu. *Manuskript – archív GÚ CGV SAV Bratislava*, 52 s.
- Maheľ, M. 1963: Several tectonic styles, the influence of rock properties and orientation of overthrust in Central Carpathian Mesozoic. *Geol. Práce, Spr.*, 28, 39–58.
- Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR II: Západní Karpaty, sv. 1. Praha, ÚÚG, 486 s.
- Means, W. D. 1987: A newly recognized type of slickenside striation. *J. Struct. Geol.*, 9, 5/6, 585–587.
- Michalík, J. 1984: Some remarks on developmental and structural interpretation of the Northwestern part of the Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). *Geol. Zbor. geol. carpath.*, 35, 4, 489–504.
- Montenat, Ch., Ott D'Estvov, P. a Masse, P. 1987: Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene Basins evolving in a crustal transcurent shear zone (SE Spain). *Soc. Nat. Elf Aquitaine, Pau-France*, 1–22.
- Nemčok, M., Marko, F., Kováč, M. a Fodor, L. 1989: Neogene tectonic and paleostress changes, eastern part of Vienna Basin. *Jb. Geol. Bundesanst.*, 132/2, 443–458.
- Nicolas, A. 1984: Principles of rock deformation. Paris, Masson, 203 s.
- Plašienka, D. 1990: Regionálne strižné a transpresné zóny v tatriku Malých Karpát. *Mineralia slov.*, 22, 1, 55–62.
- Pospíšil, L., Nemčok, J., Graniczny, M. a Doktor, S. 1986: Příspěvek metod dálkového průzkumu k identifikaci zlomů s horizontálním posunem v oblasti Západních Karpat. *Mineralia slov.*, 18, 5, 385–402.
- Rascvetajev, L. M. 1987: Paragenetický metod strukturnogo analiza disjunktivnych tektoničeskich narušenij. In: *Problemy strukturnoj geologii i fiziky tektoničeskich processov, II. část. Moskva, AN*, 173.
- Tomek, Č., Ibrmajer, I., Koráb, T., Biely, A., Dvořáková, L., Lexa, J. a Zbořil, A. 1989: Korové struktury Západních Karpat na hlubinném reflexním seizmickém profilu 2T. *Mineralia slov.*, 21, 3–26.
- Tourmakine, M. a Luterbacher, H. 1986: Paleocene and eocene planctonic foraminifera. In: *Bolli, H. M., Saunders, J. B. a Perch-Nielsen, K.: Planctonic stratigraphy. Cambridge, Univ. Press*, 87–154.

Deformations and kinematics of a Miocene shear zone in the northern Little Carpathians (Buková Furrow, Hrabník Formation)

First studies dealing with paleostress analysis in the SW part of the Czechoslovak Carpathians have been completed recently (Kováč et al., 1988a, 1989; Nemčok et al., 1989). Methods of structural analysis terminated in the definition of qualitative parameters of the regional stress field in Neogene time within the area under investigation. The present paper submits analysis of the Buková Furrow filled up by sediments of Paleogene age with mostly tectonic contacts toward the basement made of Mesozoic nappes. There are the original transgressive contacts only preserved as relics. Structures were investigated in several outcrops in the Paleogene filling of the Buková Furrow and in the surrounding Mesozoic rocks. Data disclosed the character of the stress field (compression or extension) and its parameters (direction of the main compression or extension), in which the analyzed structures developed. Paleostress directions are assumed from the orientation and character of observed slickensides using the Angelier – Mechler's (1977) method or, in more simple cases, graphic procedures (Gzovskij, 1954; Price, 1981). This allowed to distinguish several tectogenetic stages differing them by the stress field character and by directions of main stresses but also by types of structures. Successive relations are deduced from the age of the rock suite in which the respective structures do occur (lower age boundary) and from the coincidence of established

main stresses with regional stress directions already known from wider area.

The oldest and most significant tectogenetic stage resulting in frequent deformations is assumed to be represented by Lower Miocene compression in NW-SE direction (Fig. 10). During this stage the Hrabník Formation within the Buková Furrow, composed of alternating claystone and sandstone, has been folded. Folds are here en-echelon ones generated in a dextral shear zone of ENE-WSW orientation (Fig. 11). Even thrusts of NE-SW strike with SE vergencies and considerable displacements along N-S sinistral slips developed synchronously. These Lower Miocene faults overprinted the original transgressive contacts between the Buková Paleogene and its Mesozoic basement and influenced also the Paleozoic structure of the entire northern Little Carpathians (Fig. 12). Slickensides of ENE-WSW strike with significant markers of dextral movements have frequently been registered in the outcrops. Similar movements are presumed to occur even along large faults of similar orientation mapped in the area. The same deductions are made for successive stages in which kinematics of large-scale movement along large structures are indirectly inferred from the detailed structural record.

Recent knowledge of the filling within the Buková Furrow

points to anomalous features of the Hrabník Formation in respect of its stratigraphy, facies and even tectonics. Biostratigraphic data point to Kiscellian age of the formation (NP-22) what represents an age hitherto unknown from the Buková Furrow. Up to present the youngest Paleogene sediments of this unit were assumed the basal Eocene developments. Moreover, the Hrabník Formation does not suit, by its facies, into the Paleogene sedimentation area of the Buková Furrow due to its typical flysch development unknown elsewhere in this furrow up to present. Similarly, the filling of the furrow is anomalous in respect of its tectonic style (unfolded) as long as the Hrabník Formation is folded elsewhere. Differences between the Eocene sequences in the furrow and that of Oligocene lithologies are explainable by décollement due to dissimilar rheological properties of both horizons.

Reasons for the stratigraphical gap between the Eocene filling of the Buková Furrow and the Hrabník Formation of Oligocene age or else the facial dissimilarity of the Hrabník Formation within the sedimentation area of the Buková depression are much more difficult to explain. This problem would be solved by assuming the Hrabník Formation to represent a tectonic „slice“ incorporated into the Buková sedimentation area (Köhler, personal information) yet without further proofs.

In a subsequent and less important stage of tectogenesis the main compression stress acted in N-S direction (Fig. 13). This stage is thought to be of Karpatian – Badenian age according to the coincidence with regional N-S compression. Kinematic regime of dislocations changed in the stage and sinistral slips of ENE-WSW as well as NE-SW strike activated. These faults became namely significant during Upper Miocene time (Middle Badenian to Pannonian?) when the main compressive stress acted in NE-SW direction (Fig. 14). The most important product of this stage was the fan-like bending of Pannonian strata along the NE-SW oriented sinistral slip. Pannonian sequences along the contacts of this dislocation are erected (Fig. 2) what is explained by the movements along the sinistral slip and subsequent significant downfaulting of Pannonian sediments in respect with the contacts of this dislocation are erected (Fig. 2) what is explained by the movements along the sinistral slip and subsequent

Dynamic events during the Neogene tectogenesis created the contemporaneous structure of the Buková Furrow and completed the Palealpine structures in the northwestern Little Carpathians. The Neogene geodynamics which influenced the preexisting Palealpine structures acted here in fact reflecting the dynamics along the Pieniny Klippen Belt running in nearby area to this part of the Little Carpathians.