

Kenozoické napäťové pole a zlomová aktivita severného okraja Dunajskej panvy (Západné Karpaty, Slovensko)

FRANTIŠEK MARKO

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G-1, 842 15 Bratislava

Cenozoic stress field and faulting at the northern margin of the Danube Basin (Western Carpathians, Slovakia)

Area of interest is situated at the northern periphery of ENE–WSW wrench corridor, the dominant structural phenomenon, where syntectonic Early Miocene sedimentation of wrench furrows took place in the regime of dextral transpression. Wrench furrows were broken by faults and disintegrated in the Middle Miocene and basin fill has suffered exhumation, tilting, rotation and erosion up to the recent. Eggenburgian sediments – remnants of destructed wrench furrow basin are sparsely exposed at the rim of the Bánovská kotlina depression, the northernmost bay of the Late Miocene-Pliocene back-arc Danube basin. These occurrences were the key outcrops, analysed to reconstruct Cenozoic tectonic history. As a basic structural tool, the fault-slip related paleostress analysis was applied. Six, Miocene to Quaternary meso-scale fault related paleostress events were described. The evidences of distinctive block tilting were observed in the field. A model of map-scale faulting evolution in the context of Carpathians oroclinal loop evolution in changing paleostress field is presented as well.

Key words: faults, paleostress field, tilting, Carpathian Shear Corridor, Cenozoic, Bánovská kotlina depression

Úvod

Oblasť výskumu (obr. 1) zahŕňa najsevernejšie výbežky zaoblúkovej Dunajskej panvy, severný okraj Bánovskej kotliny, resp. južný okraj Strážovských vrchov, geograficky patrí do Bánovskej pahorkatiny (Pristaš et al., 2000). V interpretácii tektonickej evolúcie oblasti zohľadňujeme poznatky o geologickej stavbe Bánovskej kotliny (Brestenská et al., 1980; Kováč a Baráth, 1995; Šimon et al., 2002; Vass et al., 2002) a tektonike širšieho okolia (Marko et al., 1990; Fodor, 1995; Plašienka a Marko, 1993; Marko a Kováč, 1996; Marko et al., 2005; Kováč et al., 2006, 2011a, b) aj geodynamické syntetizy (Kováč et al., 1997, 1998; Vass et al., 1990; Vass, 1998; Fodor et al., 1999).

Severným okrajom jadra Strážovských vrchov a Bánovskej kotliny prebieha zlomový systém VSV – ZJZ smeru, ktorý je smerovým aj štruktúrnym ekvivalentom *myjavského zlomového systému*, resp. *lineamentu* (Janků et al., 1984; Pospíšil et al., 1986). Zlomy tohto smeru, ekvivalent *hronského lineamentu* (l. c.), vymedzujú južnejšie v Bánovskej kotline priečnu závadsko-bielickú eleváciu v podloží neogénnych sedimentov (Brestenská et al., 1980; Vass et al., 2002), ktorá oddeľuje bánovskú a rišňovskú depresiu. Tieto zlomy považujeme za okrajové zlomy miocénneho karpatského strižného koridoru – CSC (západokarpatský strižný koridor sensu Marko a Kováč, 1996), v ktorom sa tvorili depocentrá ranomiocénnej sedimentácie typu syntektonických strižných brázd.

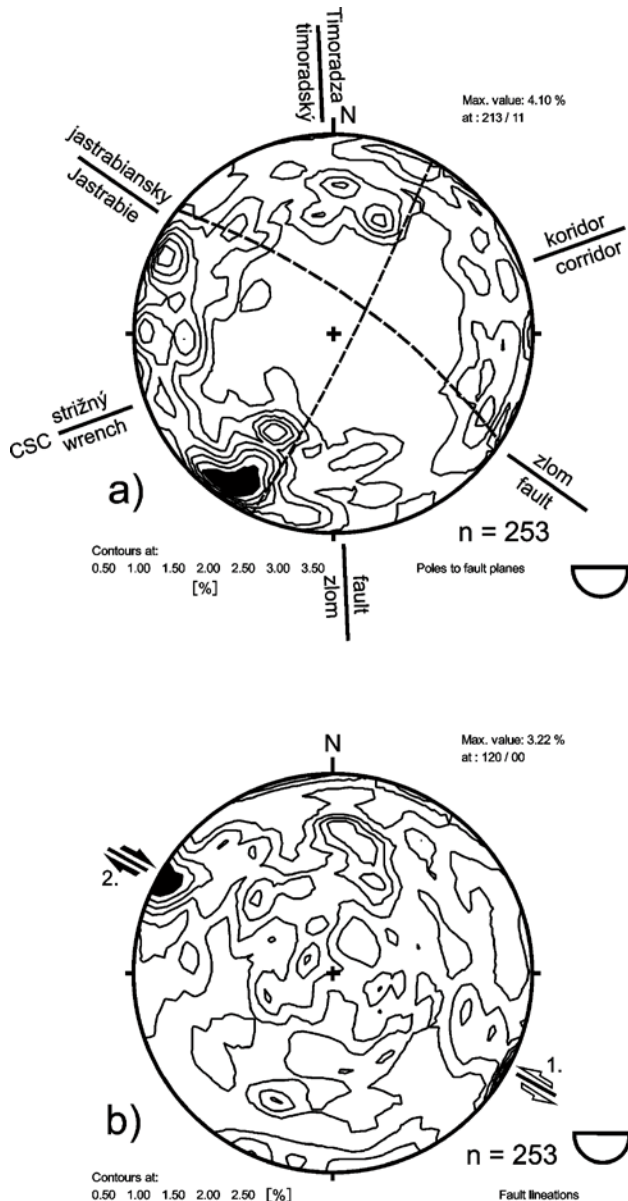
V strednom miocéne došlo k zmene štruktúrneho plánu, ranomiocénny bazén bol invertovaný, rozbitý zlomovou tektonikou, izolované zvyšky sedimentárnej výplne bazénu boli procesmi rotácií, tiltovania, exhumácie a erózie redukované (Marko in Golonka et al., 2005). Dnes nachádzame sporadické relikty sedimentov pôvodného bazénu aj na severnom okraji Bánovskej kotliny. Ich povrchový výskyt bol centrom našej pozornosti, kľúčovou lokalitou, v ktorej je zaznamenaný terciérny štruktúrny vývin dlhodobu aktívnej dynamickej zóny strižného koridoru. Na analýzu mezoskopických štruktúr boli využité aj ostatné dostupné lokality v oblasti, situované v mezozoickej jednotke hronika (Chočský príkrov s. s.).

Stratégia výskumu a metodika

Veľké zlomy sú pre svoje rozmery a obmedzenú odkrytosť priamemu terénemu pozorovaniu nedostupné. Ich kinematika a funkcia môže byť odvodená z orientácie síl, ktoré pôsobili v jednotlivých etapách tektogenézy. Na zistenie orientácie tektonických síl – napäťových polí – boli použité paleonapäťové metódy využívajúce mezoskopické štruktúry, najmä tektonické zrkadlá. Základným princípom dynamickej analýzy zlomov je veľkostná invariantnosť (*scale invariance*), t. j. predpoklad, že drobné štruktúry sú záznamom regionálneho napäťového poľa a sú odrazom dynamiky veľkých mapových zlomov. Tento princíp bol akceptovaný aj pri riešení tektonického vývinu skúmanej oblasti.

◀ **Obr. 1.** Náčrt geologickej stavby s názvami zlomov a lokalizácia odkryvov. 1 – neogénne sedimenty; 2 – mladoterciérne vulkanity; 3 – paleogénne sedimenty; 4 – jednotky bradlového pásma; 5 – mezozoické komplexy vcelku včítane mladopaleozoického obalu; 6 – kryštalinikum jadrových pohorí; 7 – zlomy: a – nešpecifikované, b – prešmyky, c – poklesy; 8 – hlbinné geofyzikálne rozhrania kôrových blokov; 9 – lokalizácia analyzovaných odkryvov.

Fig. 1. Sketch of geological setting with faults names and localization of analysed outcrops/exposures. 1 – Neogene sediments; 2 – Late Tertiary volcanites; 3 – Paleogene sediments; 4 – Pieniny klippen belt units; 5 – undivided Mesozoic units including Late Paleozoic cover; 6 – crystalline basement of core mountains; 7 – faults: a – nonspecified, b – reverse, c – normal; 8 – deep seated geophysically detected discontinuities dividing crustal blocks; 9 – localization of analysed outcrops.



Obr. 2. Diagramy prednostnej orientácie mezoskopických tektonických zrkadiel použitých na výpočet osí paleonapätového poľa: a – póly tektonických zrkadiel, oblúky znázorňujú orientáciu najpočetnejších zrkadiel, na periférii diagramu sú znázornené smery najdôležitejších mapových zlomov oblasti; b – prednostná orientácia ryhovaní na povrchu tektonických zrkadiel, smerneposunové sú v miernej prevahe. Superpozícia smerných posunov – 1. staršie sinistrálne, 2. mladšie dextrálne.

Fig. 2. Preferred orientation diagrams of all measured slickensides: a – poles to slickensides, arcs represent orientation of the most frequent structures, at the periphery of diagram there are sketched strikes of important map-scale faults affecting the area; b – preferred orientation of striae on the slickensides surfaces, strike-slip ones are moderately prevailing. Superposition of strike-slips – 1. older sinistral, 2. younger dextral.

Na výpočet smerov osí paleonapätí bola použitá *priama inverzná metóda* (Angelier, 1979, 1984, 1994), pri malom počte tektonických zrkadiel *RD metóda kompresných a tenzných sektorov* (Angelier a Mechler, 1977). Pre obidve metodiky bola využitá aplikácia Tectonics FP 1.6.4 (F. Reiter & P. Acs, Univ. Innsbruck, Austria). Z databázy zrkadiel – heterogénnej populácie mezoskopických zlomov boli vyseparované homogénne populácie reprezentujúce záznamy jednotlivých paleonapätových etáp – tektonických udalostí. Z nich boli vypočítané parametre napätí, a to orientácia osí a tvary napätových elipsoidov ($R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$). Jednotlivé lokality boli považované za samostatné štruktúrne okrsky. Parametre paleonapätových polí boli počítané samostatne pre každú lokalitu. V najmladších horninách, stratigraficky zaradených do egenburgu, bolo možné pozorovať štruktúrne záznamy mladšieho ako ranomiocénneho napätového poľa. Pri analýze štruktúrneho záznamu v mezozoických a paleogénnych horninách bola hlavným kritériom datovania paleonapätí ich smerová zhoda s regionálnymi napätiami známymi zo širšieho regiónu (Marko et al., 1991, 1995; Marko a Kováč, 1996; Kováč et al., 2011a; Vojtko et al., 2008; Vojtko et al., 2011). Generálny trend a charakter identifikovaných paleonapätových etáp bol odvodený spriemerovaním hodnôt všetkých vypočítaných paleonapätových tenzorov (zhluková analýza) v sumárnych diagramoch (obr. 4). V rekonštruovanom napätovom poli bol následne interpretovaný kinematický charakter mapových zlomov, vyplývajúci z ich orientácie vzhľadom na štruktúroformujúce sily (obr. 9). Homogénne populácie zlomov boli pri obidvoch metódach separované manuálne. Tektonické zrkadlá boli pri výpočte paleonapätí použité len raz, v jednej homogénnej populácii. Hlavným diskriminačným kritériom separácie homogénnych populácií zrkadiel pri inverznej metóde bola veľkosť uhla medzi vypočítaným a reálnym smerom striácií na povrchu tektonických zrkadiel. Akceptovaný bol uhol maximálne 20°. V zmysle Wallace-Bottovej teórie (Wallace, 1951; Bott, 1959), ktorá je východiskom inverznej metódy, je trajektória pohybu blokov pozdĺž zrkadla paralelná so smerom maximálneho strižného napätia indukovaného v ploche zrkadla v danom napätovom poli. Doplnkovým

kritériom bola miera spoľahlivosti určenia kinematického charakteru zrkadla. V prípade nízkej spoľahlivosti určenia kinematiky zrkadla (hlavne stupeň 3) bolo možné zrkadlo kinematicky reklasifikovať. Aplikáciou týchto zásad bol optimalizovaný počet homogénnych populácií a tým aj počet paleonapätí. Všetky tektonogramy sú zobrazením spodnej hemisféry referenčného guľového povrchu (Schmidtova sieť), numerické orientované údaje sú uvádzané v stupňoch.

Rekonštrukcia polí paleonapätí analýz tektonických zrkadiel

Štruktúrna databáza

Skúmané lokality lemuju severný okraj Bánovskej kotliny, ktorá reprezentuje najsevernejšie výbežky Dunajskej panvy (obr. 1). Väčšina odkryvov je situovaná v triasových dolomitoch, menej vo vápencoch chočského príkrovu a v paleogénnych sedimentoch, ale ťažiskovými sú lokality v egenburských sedimentoch. Jeden odkryv je zo západného okraja Hornonitrianskej kotliny, z kryštalinika jadra Malej Magury, analyzované zrkadlá sú prevzaté od Hovojníka (2004). Na odkryvoch bolo zaregistrovaných a kinematicky interpretovaných 253 paleonapätových záznamov (tektonických zrkadiel). Zo sumárnych diagramov prednostnej orientácie zrkadiel a striácií vyplýva prevaha subvertikálnych smerneposunových porúch ZSZ až VJV smeru a hybridných porúch SSV – JJZ smeru (obr. 2). Ako doplnkové paleonapätové indikátory boli využité tenzné trhliny, určujúce orientáciu osi minimálneho hlavného napätia σ_3 – tenzie. Interpretácia zmyslu pohybu pozdĺž zlomov/tektonických zrkadiel bola založená hlavne na hodnotení kinematických indikátorov na ich povrchu (napr. Petit, 1987; Marko, 1993), zriedkavo aj na pozorovaní posunov (ofsetov) markerov spôsobených zlomami. Všetky kinematicky interpretované tektonické zrkadlá pozorované v jednotlivých lokalitách, z ktorých boli počítané paleonapätia, sú znázornené na diagramoch (obr. 3). Okrem krehkých deformačných štruktúr boli v lokalitách registrované aj úložné pomery hornín – vrstvitost. Tieto údaje boli dôležité pre zhodnotenie prípadného uplatnenia sa tiltovania, ktoré mohlo ovplyvniť pôvodnú orientáciu meraných paleonapätových záznamov a tým aj z nich odvodených napätí. V lokalitách s egenburskými sedimentmi, kde bolo tiltovanie preukázateľné, boli vypočítané paleonapätové osi retiltované, t. j. zrotované do pôvodnej pozície pred tiltovaním.

Paleonapätové etapy zaznamenané v mezoskopických zlomoch

Určenie relatívneho veku paleonapätových etáp bolo obtiažne. V teréne sa bolo možné oprieť len o veľmi zriedkavé priame pozorovania superpozície štruktúr rôznych tektonických udalostí a horniny nesúce štruktúrne záznamy boli vekovo málo pestré (mladšie paleozoikum, trias, paleogén, egenburg). Výsledky výpočtu orientácie osí paleonapätí z každej lokality sú na obr. 3. Z postupnosti paleonapätových etáp vyplynula postupná zmena smeru maximálneho hlavného napätia σ_1 zo smeru ZSZ – VJV cez smer SSV – JJV, SSV – JJZ a SV – JZ do smeru VSV – ZJZ (obr. 4). Uvedená sukcesia bola akceptovaná pre všetky lokality aj vzhľadom na analógiu tohto trendu s mladoterciárnou evolúciou napätového poľa v západnej časti Západných Karpát – v regióne ALCAPA (cf. Csontos et al., 1991; Decker a Pereson, 1998; Fodor, 1995; Fodor et al., 1990, 1999; Hók et al., 1995; Kováč et al., 1989, 1990, 1993, 2011; Kováč a Hók, 1993; Marko et al., 1991, 1995; Marko a Kováč, 1996; Nemčok et al., 1989; Nemčok et al., 2000; Vojtko et al., 2008, 2011; Pešková et al., 2009). Väčšina štruktúrnych záznamov bola zaregistrovaná v mezozoických horninách, ale podstatnými pre odhad absolútneho veku tektonických etáp boli údaje z lokalít v terciérnych, najmä egenburských sedimentoch. V terciérnych horninách boli zaznamenané všetky paleonapätové etapy, z ktorých sedimenty egenburgu (lok. Rožňové Mitice, Krásna Ves) nesú záznamy piatich etáp, čo oprávňuje pokladať ich za prejavy mladoterciárnej, prípadne aj mladšej tektonickej aktivity.

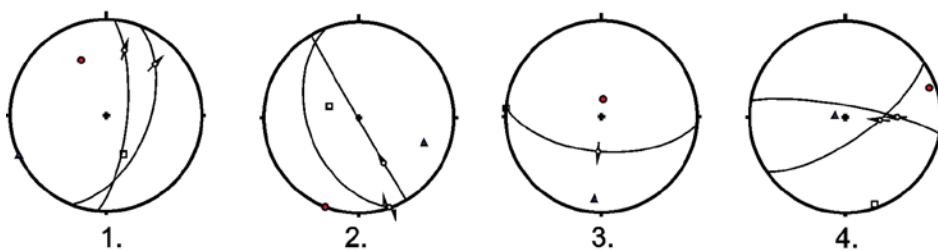
Vypočítané napätia z jednotlivých lokalít boli roztriedené do skupín s podobnými smermi hlavných osí napätí. Tieto skupiny – sumárne diagramy reprezentujú samostatné tektonické udalosti charakterizované smerom napätových osí, tvarom napätového elipsoidu a štýlom deformácie (obr. 4). Analýzou mezoskopických zlomov bolo identifikovaných 5 smerovo odlišných paleonapätových udalostí: **ZSZ – VJV kompresia** (σ_1 280/12°, $R = 0,1$)

Najstaršiu krehkú deformačnú udalosť zaznamenanú smernými posunmi a prešmykmi spôsobila subhorizontálna kompresia ZSZ – VJV smeru (obr. 4, diagr. 1). Nemá výrazný štruktúrny záznam, bola zaregistrovaná len v niektorých lokalitách, ale aj v sedimentoch egenburgu (lok. Rožňové Mitice a Krásna Ves). Kinematický režim zlomov je smerneposunový a prešmykový. Štruktúrny záznam tejto etapy považujeme za produkt ranomiocénnej (egenburg/otnang) doznievajúcej dextrálnej transpresie v strižnom

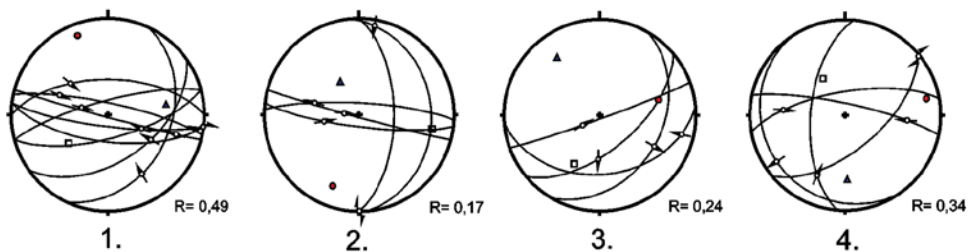
Obr. 3a, b, c. Diagramy vyseparovaných homogénnych populácií zrkadiel a orientácie osí napätí z jednotlivých lokalít. Paleonapätové udalosti sú zoradené v časovej postupnosti. 1 – hlavné osi napätí: a – σ_1 , b – σ_2 , c – σ_3 ; 2 – kód lokality (pozri obr. 1); 3 – terciérne horniny: a – egenburg, b – paleogén; 4 – mezozoické horniny – trias: a – dolomity, b – vápence; 5 – paleozoické horniny – karbón; 6 – poradie tektonických udalostí – paleonapätových etáp – od najstaršej po najmladšiu; 7 – smerný posun; 8 – šikmý posun (ľavý pokles); 9 – a – pokles, b – prešmyk; 10 – šikmý posun (pravý prešmyk).

Fig. 3a, b, c. Homogeneous populations of slickensides sorted from single localities and orientation of calculated stress axes plots. Single stress events are listed in successive order. 1 – principal stress axes: a – σ_1 , b – σ_2 , c – σ_3 ; 2 – code of locality (see Fig. 1); 3 – Tertiary rocks: a – Eggenburgian, b – Paleogene; 4 – Mesozoic rocks – Triassic: a – dolomites, b – limestones; 5 – Paleozoic rocks – Carboniferous; 6 – succession of single tectonic/paleostress events from the oldest towards the youngest; 7 – strike-slip fault; 8 – oblique strike-slip fault (sinistral normal f.); 9 – a – normal fault, b – reverse fault; 10 – oblique strike-slip fault (dextral reverse f.).

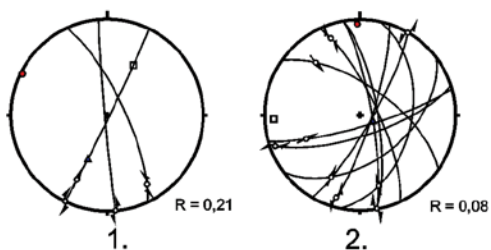
KVES-D



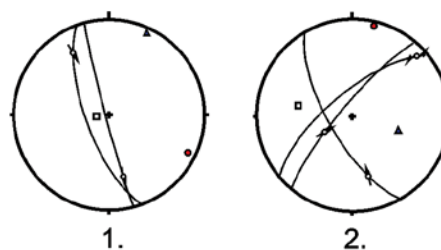
ML1-D



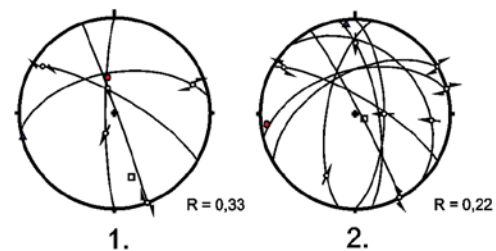
ML2-V



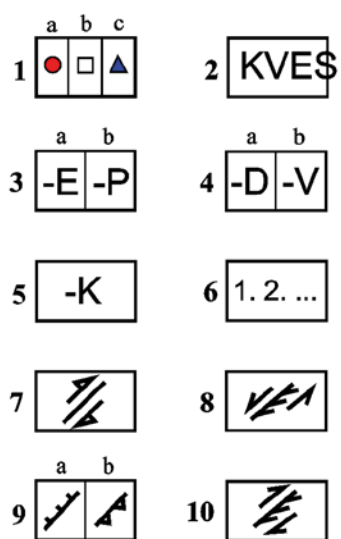
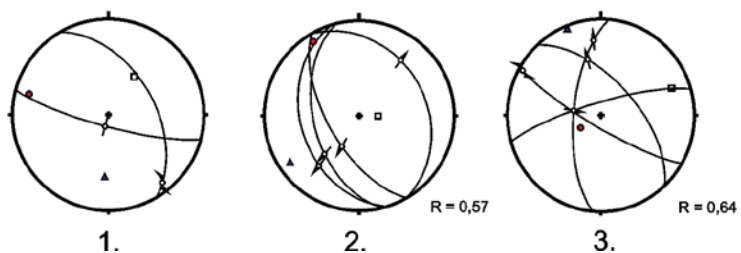
KM-D

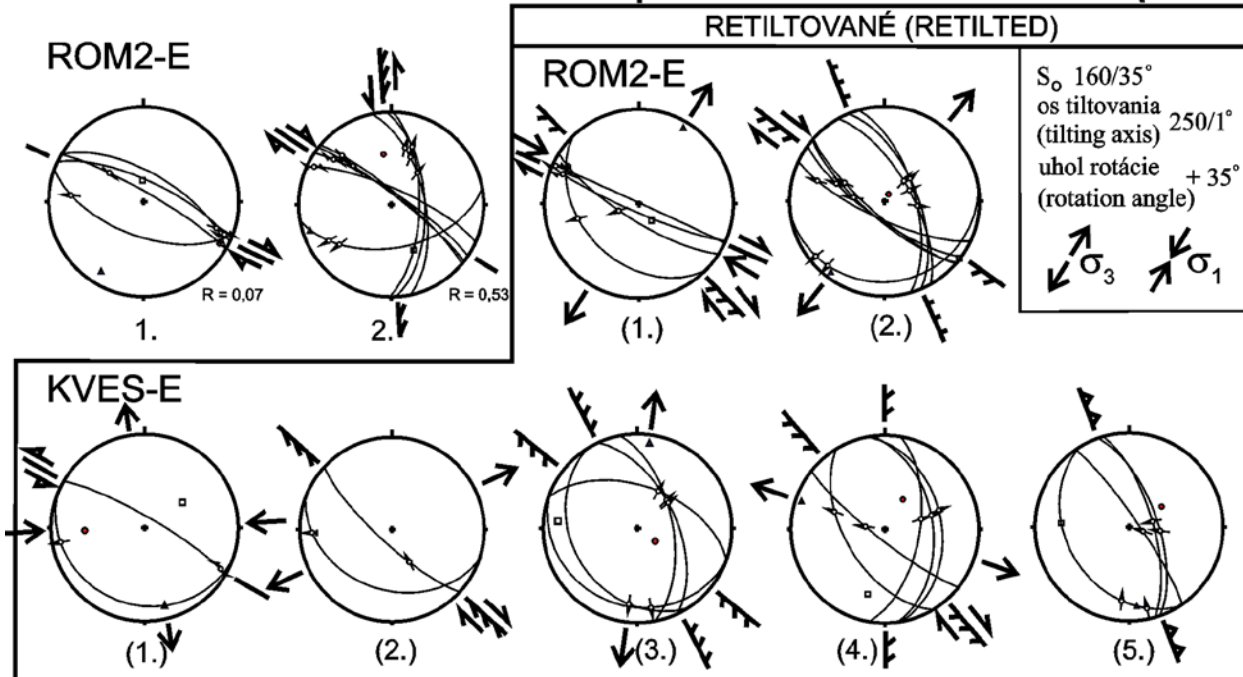
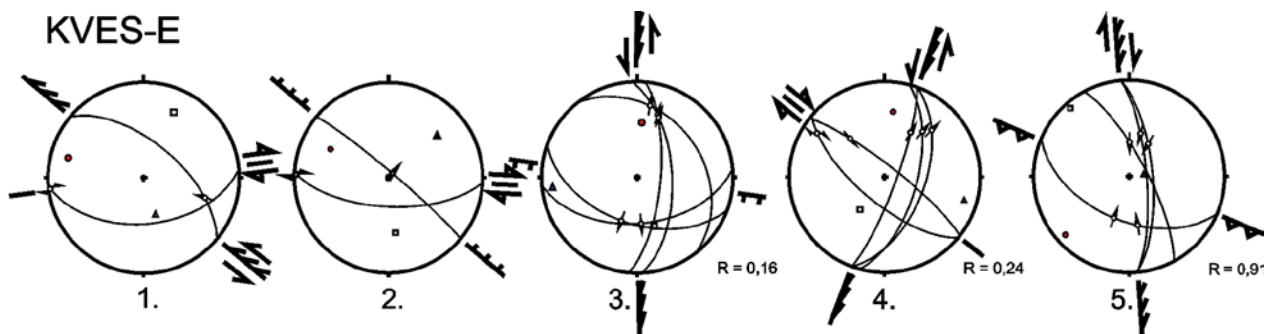
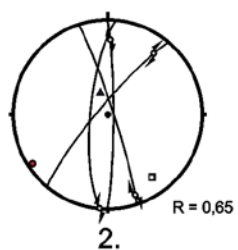
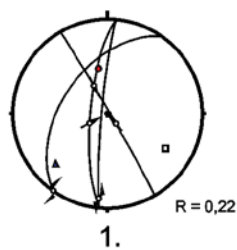
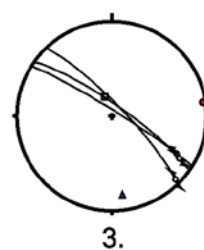
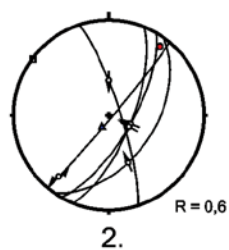
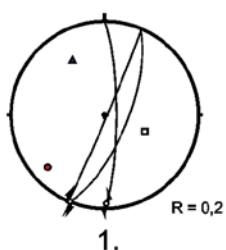
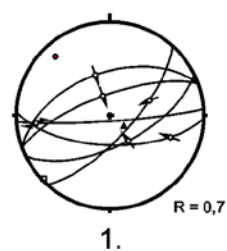
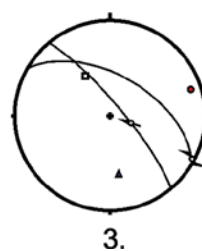
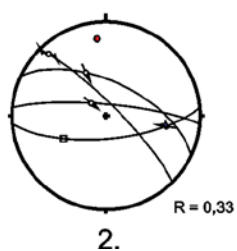
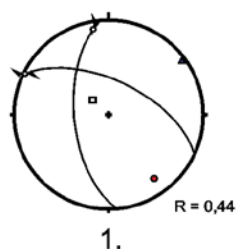


DU-D

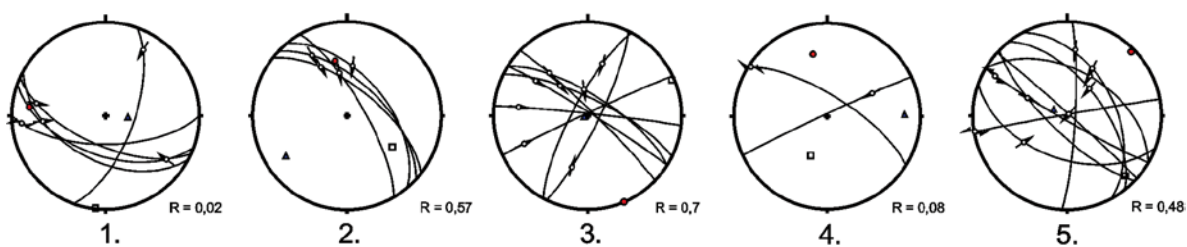


HVOJ-K

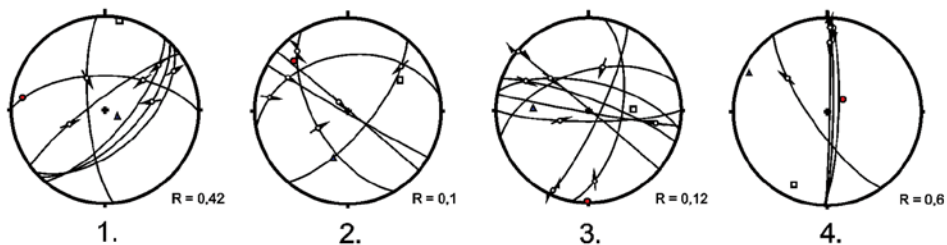


**OMA-P****SL-P****RA-P****ZAV-P**

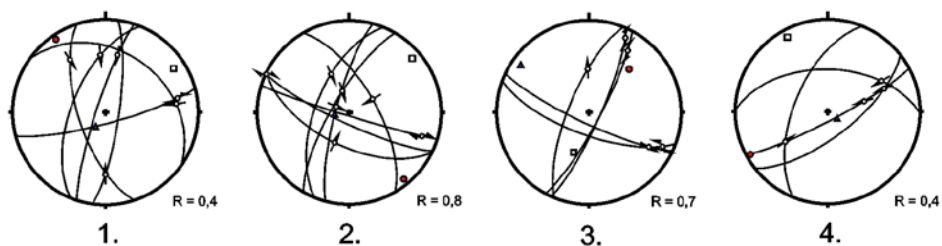
ROM1-D



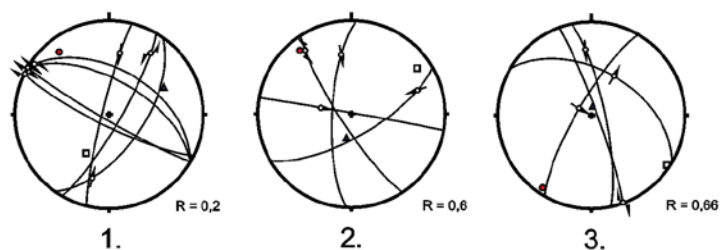
ROM2-D



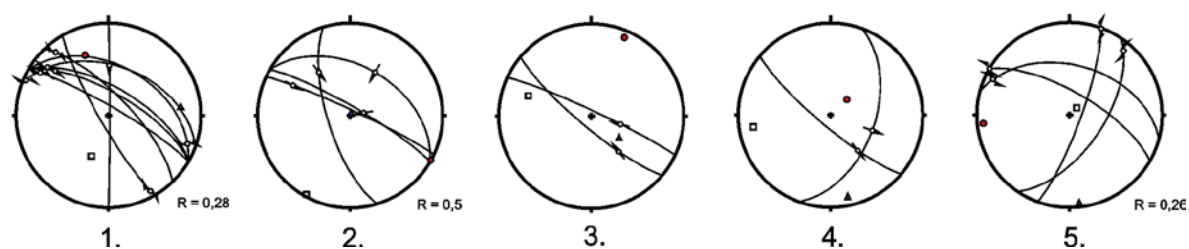
ROM3-D



ROM4-D



ROM6-D



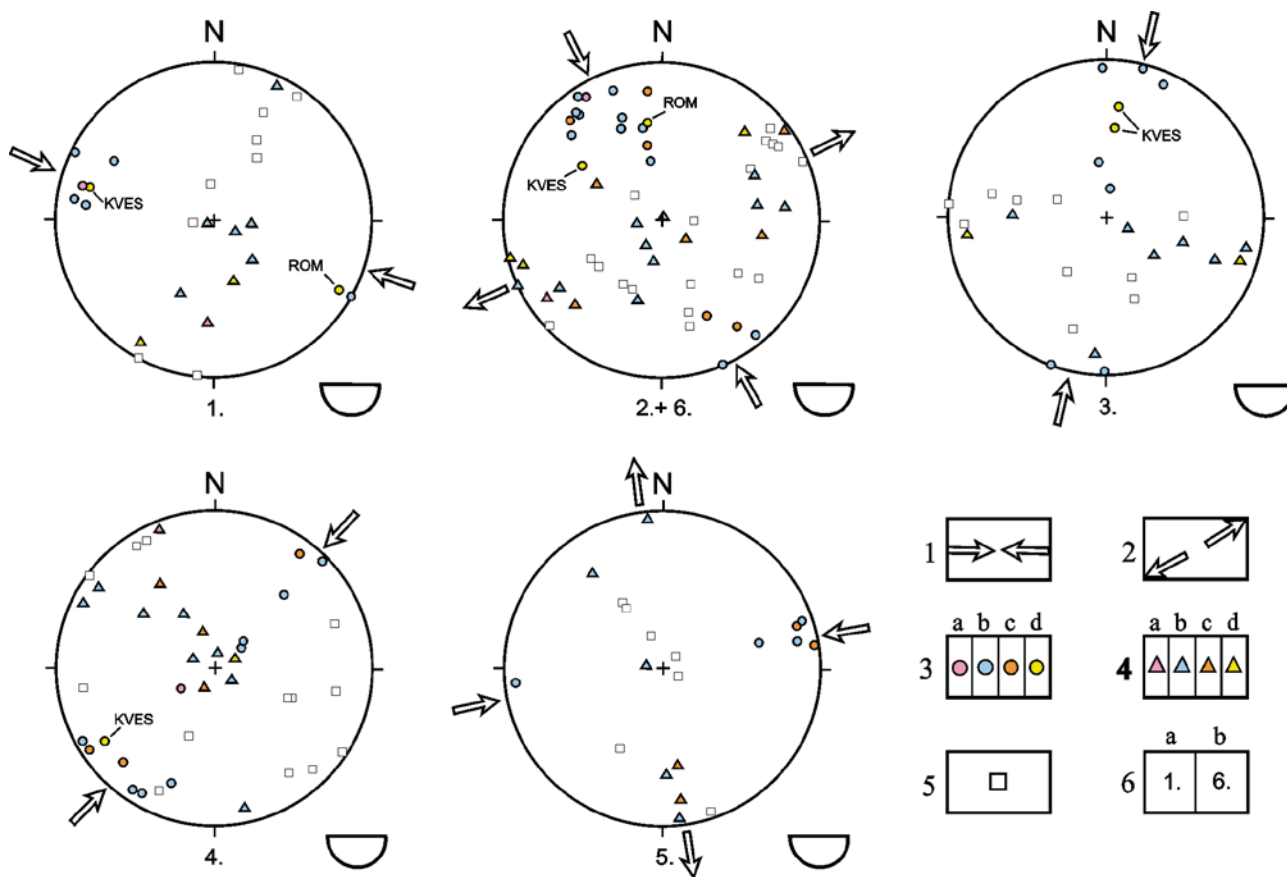
koridore. Priemerná hodnota koeficientu tvaru napätových elipsoidov (R) zaradených do tejto etapy je blízka 0,1, čo vysvetľuje substitúciu osí σ_2 a σ_3 podobných magnítud.

SSZ – JJV (SZ – JV) kompresia, VSV – ZJZ tenzia
(σ_1 340/25°, σ_3 233/10°, $R = 0,5$)

Subhorizontálna, resp. mierne k SZ sa ponárajúca kompresia je najvýraznejšou tektonickou udalosťou, má najfrekventovanejší štruktúrny záznam (obr. 4, diagr. 2). Priemerná hodnota koeficientu tvaru napätových elipsoidov (R) zaradených do tejto etapy je cca 0,5. Trojosý napätový stav s kontrastnými magnítudami σ_1 , σ_2 a σ_3 bol priaznivý nielen pre reaktivizáciu zdedených, ale aj pre vznik nových zlomov. Kinematický režim zlomov je dominantne smerneposunový. Záznam tejto etapy je aj v sedimentoch egenburgu (lok. Rožňové Mitice a Krásna Ves), kde ho môžeme interpretovať ako VSV – ZJZ extenziu realizovanú šikmými S – J sinistralnými a SZ – JV dextrálnymi šikmými posunmi, resp. poklesmi (obr. 5, 7). Lokalita Rožňové Mitice sa nachádza v zóne priebehu jastrabianskeho zlomu,

čomu zodpovedá aj štruktúrny záznam bohatý na drvené zóny, duktilne-krehké strižné zóny. Významná dislokačná štruktúra cca SZ – JV smeru prebieha sústavou lomov v Rožňových Miticiach (obr. 5, S_2). Tento zlom mapových dimenzií (zóna zlomových tektonitov – šošovky karbonátov v ílovitom matrixe, dosahuje metrové hrúbky) interpretujeme ako súčasť deformačnej zóny jastrabianskeho hlbinného zlomu aktivizovaného v dextrálnom smerneposunovom režime. Sprostredkováva tektonický styk egenburských sedimentov s podložími karbonátmi hronika. Od tejto strižnej zóny vybieha cca V – Z zlom nižšieho rádu, tiež lemujúci egenburské sedimenty vzhľadom na dolomity (obr. 5, 6).

Z kontextu terciérnej evolúcie širšej oblasti západnej časti Západných Karpát vyplýva, že jednou z najmladších, kvartérnou až recentnou tektonickou udalosťou bola SSZ – JJV orientovaná kompresia (c. f. Hók et al., 2000; Vojtko et al., 2008; Králiková et al., 2010; Kováč et al., 2011a). Domnievame sa, že frekventovanosť



Obr. 4. Zatriedenie paleonapätových udalostí vypočítaných z homogénnych populácií zrkadiel (obr. 8) do piatich smerovo odlišných skupín. 1 – generálny trend kompresie; 2 – generálny trend tenzie; 3 – os σ_1 : a – v granitoidoch kryštalinika, b – v mezozoických horninách, c – v paleogénnych horninách, d – v egenburských horninách; 4 – os σ_3 : a – v granitoidoch kryštalinika, b – v mezozoických horninách, c – v paleogénnych horninách, d – v egenburských horninách; 5 – os σ_2 ; 6 – označenie poradia tektonických udalostí: a – najstaršia, b – najmladšia.

Fig. 4. Paleostress events (stress axes plots) calculated from homogeneous populations of slickensides sorted to five, directionally independent groups. 1 – general trend of compression; 2 – general trend of tension; 3 – plot of σ_1 axis: a – in granitoids of crystalline basement, b – in Mesozoic rocks, c – in Paleogene rocks, d – in Eggenburgian rocks; 4 – plot of σ_3 axis: a – in granitoids of crystalline basement, b – in Mesozoic rocks, c – in Paleogene rocks, d – in Eggenburgian rocks; 5 – plot of σ_2 axis; 6 – order of tectonic events: a – first-oldest, b – last.

záznamov SSZ – JJV kompresie, resp. VSV – ZJZ tenzie, v lokalitách je výsledkom naloženia dvoch rôznovekých etáp s osami rovnakého smeru. A to staršej, otnangskej/spodnokarpatskej zrotovanej (CCW) z pôvodného cca S – J smeru do smeru SSZ – JJV a mladšej, už nerotovanej pliocénnej až kvartérnej kompresie SSZ – JJV smeru, ktorá prešla do pleistocén-holocénnej extenzie VSV – ZJZ smeru, opísanej v oblasti Hornej Nitry (Vojtko et al., 2011).

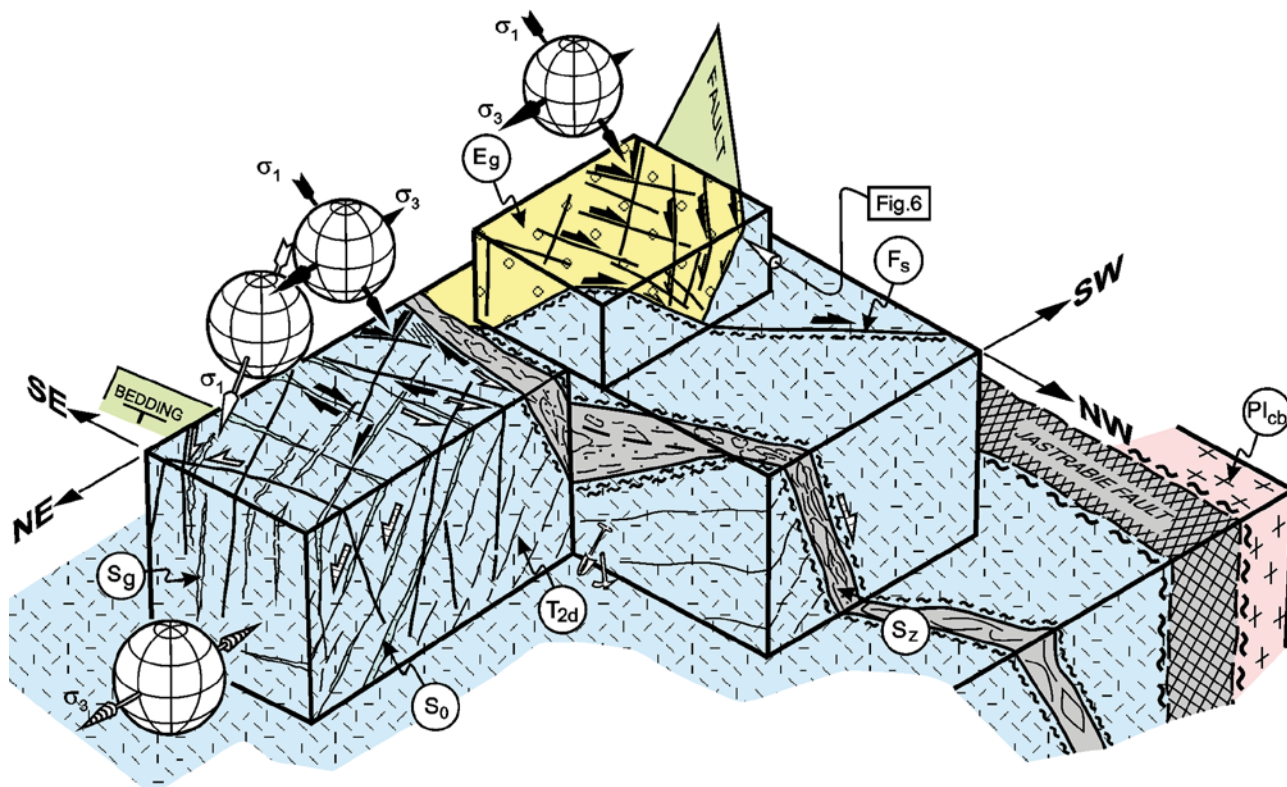
SSV – JJZ kompresia (σ_1 11/10°, $R = 0,1$)

Mierne k severu sa ponárajúca kompresia SSV – JJZ smeru nemá frekventovaný štruktúrny záznam, ale bola zaregistrovaná v egenburských (lok. Krásna Ves) aj paleogénnych sedimentoch (obr. 4, diagr. 3). Priemerná hodnota koeficientu tvaru napäťových elipsoidov (R) zaradených do tejto etapy je cca 0,2, čo sa odráža v substitúcii osí σ_1 a σ_3 s podobnými magnitúdami. Výsledkom je kombinácia smerneposunového a prešmykového kinematického režimu zlomov. Produktom tejto etapy tektogenézy sú aj subvertikálne, kalcitom mineralizované tenzné trhliny SSV – JJZ smeru, často otvorené s drúzovými dutinami, pozorované v egenburských sedimentoch v lokalite Rožňové Mitice a v podložínych dolomitoch.

Otvorené štruktúry sú najdôležitejšími drenážnymi cestami pre migráciu podzemných vôd a emanáciu plynov. Dominantnú úlohu pri ich tvorbe a otváraní zohrala ZSZ – VJV tenzia, ktorou sa relaxovala subhorizontálna kompresia SSV – JJZ smeru. Etapu zaradujeme do vrchného karpátu. V etape SSV – JJZ kompresie mohli byť pozdĺž regionálnych S – J zlomov generované dextrálne smerné posuny, ktoré sú dobre viditeľné z offsetov severného okraja terciérnej výplne Bánovskej kotliny aj z rozsegmentovania jadra Strážovských vrchov (Maheľ, 1961). V etape nasledujúcej SV – JZ kompresie sa dextrálne offsety pozdĺž S – J zlomov zvýraznili.

SV – JZ kompresia, SZ – JV tenzia (σ_1 40/1–20°, σ_3 325/20°, $R = 0,5$)

Subhorizontálna kompresia SV – JZ smeru relaxovaná tenziou SZ – JV smeru je zaznamenaná populáciou smerných posunov a prešmykov (obr. 4, diagr. 4). Táto udalosť je zachytená v egenburských (lok. Krásna Ves) aj paleogénnych sedimentoch. Priemerná hodnota koeficientu tvaru napäťových elipsoidov (R) zaradených do tejto etapy je cca 0,5. Na základe analógie s poznatkami z iných oblastí regiónu predpokladáme, že ide o bádenské



Obr. 5. Štruktúrna syntéza – 3D model tektonickej stavby v lome Rožňové Mitice (lok. ROM) s kinematicky interpretovanými zlomami a orientáciou z nich odvodených tektonických napätí. Bez mierky. E_g – egenburské zlepenice (výplň smerneposunového bazénu); T_{2d} – strednotriasové dolomity (hronikum); Pl_{cb} – paleozoický kryštalinický fundament s obalovými jednotkami Považského Inovca (tatrikum); S_0 – vrstvitosť; S_g – tenzné trhliny; F_s – zlom, mylonitizovaná porucha; S_z – duktilná/krehká strižná zóna, súčasť jastrabskej zlomovej zóny; σ_1 – maximálna hlavná os napätia (kompresia); σ_3 – minimálna hlavná os napätia (resp. tenzia).

Fig. 5. Structural synthesis – 3D model of tectonic architecture from the Rožňové Mitice quarry (loc. ROM) with kinematically interpreted faults and orientation of related tectonic stresses. Not to scale scheme. E_g – Eggenburgian conglomerates (wrench furrow basin fill); T_{2d} – Middle Triassic dolomites (Hronic unit); Pl_{cb} – Paleozoic basement – core and cover units of the Považský Inovec Mts. (Tatric unit); S_0 – bedding surfaces; S_g – tension gashes; F_s – fault, mylonitized discontinuity; S_z – ductile/brittle shear zone, part of Jastrabie (jastrabiansky) fault zone; σ_1 – maximum principal stress axis (compression); σ_3 – minimum principal stress axis (tension resp.).

napätové pole. Okrem vzniku extenzných zlomov boli aktivizované S – J zlomy v dextrálnom smerneposunovom režime. V záverečných fázach tohto obdobia tektonogenézy vznikla časť SV – JZ polymetalických žilných štruktúr v neovulkanitoch Kremnicko-štiavnického pohoria, neskôr rejuvenizovaných pri panón-pontskej extenzii VJV – ZSZ smeru.

VSV – ZJZ kompresia (σ_1 77/5°, σ_3 167/18°, $R = 0,3$)

V lokalitách menej frekventovaná subhorizontálna kompresia VSV – ZJZ smeru (obr. 4, diagr. 5) a doplnková tenzia SSZ – JJV smeru je zaznamenaná populáciou smerných a šikmých posunov. Priemerná hodnota koeficientu tvaru napätových elipsoidov (R) zaradených do tejto etapy je cca 0,3. Štruktúrny záznam tejto etapy je aj v paleogénnych sedimentoch, nebola ale zaznamenaná v sedimentoch egenburgu. Napriek tomu na základe analógie s inými oblasťami regiónu ALCAPA (pozri časť Diskusia) považujeme etapu za mladú. Etapa VSV – ZJZ kompresie geodynamicky zapadá do obdobia sarmatskospodnopanónskej tektonogenézy, úniku západokarpatských jednotiek (Ratschbacher et al., 1991) k východu.

Tiltovanie a rotácie blokov

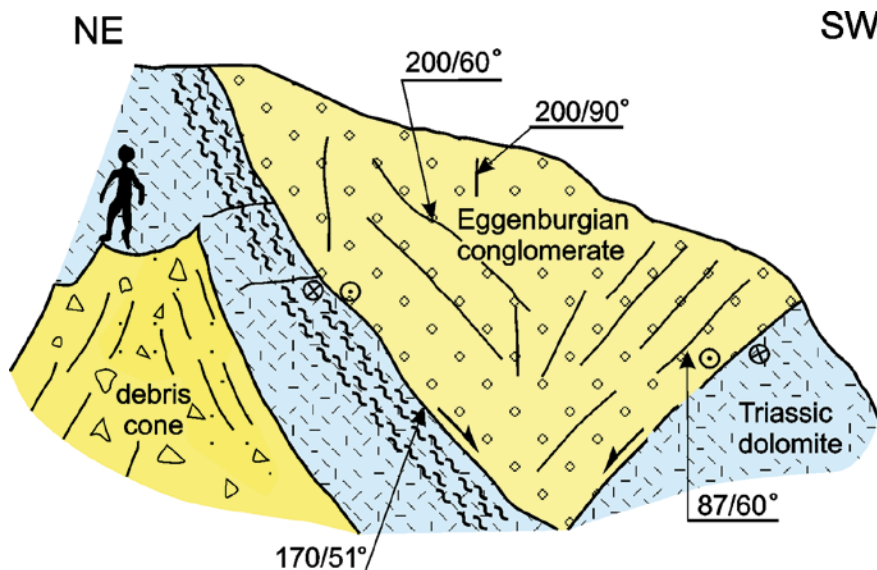
Paleonapätové rekonštrukcie komplikuje tiltovanie a rotovanie blokov, ktoré spôsobujú zmenu pôvodnej orientácie štruktúrneho záznamu. Aj v skúmanej oblasti sú dôkazy tiltovania blokov. Týka sa to najmä sedimentov egenburgu v obidvoch lokalitách (KVES, ROM), pričom ich vrstvy dnes už nie sú v pôvodnej horizontálnej pozícii. Otázkou je, či štruktúrny záznam, ktorý nesú, vznikol pred tiltingom alebo po ňom. Argument pre tiltovanie blokov po vzniku deformačného záznamu je aj v lokalitách, kde boli vypočítané smery osí hlavných napätí výrazne sklonené od horizontálneho a vertikálneho smeru. Predpokladá sa, že jedna z osí napätového poľa je pôvodne subvertikálna (tlak horninového stĺpca) a dve sú

orientované subhorizontálne. Ak štruktúrny záznam vznikol pred tiltovaním vrstiev (doložený v Rožňových Miticiach a Krásnej Vsi), bola vypočítaná orientácia hlavných osí paleonapätí aj pre túto eventualitu (obr. 3b – v rámci).

V lokalite Krásna Ves, kde je exhumované defilé styku egenburských klastík s podložími dolomitmi hronika (obr. 8, tab. 1c), bolo tiltovanie egenburských vrstiev zdanlivo spôsobené listrickými sinistrálnymi poklesmi SSV – JJV smeru (obr. 7). Retiltovaním vrstiev okolo smernice týchto zlomov sa však pôvodná pozícia vrstiev do horizontálnej pozície reštaurovať nedá. Preto ako os rotácie poslužil smer vrstiev, ako uhol rotácie sklon vrstiev egenburských sedimentov. Pre obidve egenburské lokality bola na rotáciu použitá priemerná vrstvomitosť ($S_{0160/35^\circ}$) merateľná v Krásnej Vsi (lok. KVES).

V lokalite Rožňové Mitice (lok. ROM, lom v prevádzke) je ťažobnou činnosťou exhumované už len torzo egenburských (R. Marschalko, ústna inf.) klastík (obr. 5, 6). Konglomerát z Rožňových Mitíc je masívny, vrstvomitosť sa nedá vizuálne rozlíšiť. Je tu odkrytý tektonický – zlomový styk monomiktých karbonátových zlepcov (tab. 1a, b) s podložími dolomitmi hronika. Zlomové rozhranie S – J smeru skláňajúce sa na východ je analogické so šikmými poklesmi v Krásnej Vsi. Druhé rozhranie je tiež pomerne ostré, ale nerovnejšie, VSV – ZJZ smeru so sklonom na juh, reprezentuje tektonizovaný transgresívny kontakt bazálnych sedimentov egenburgu s mezozoickým podloží (obr. 6).

Retiltovaním vrstiev egenburských klastík do horizontálnej pozície s ich štruktúrnym záznamom došlo k reorientácii osí paleonapätí, ktoré po rotácii majú minimálne jednu z osí v ideálnej horizontálnej pozícii. V obidvoch lokalitách sa dominujúce sinistrálne šikmé posuny rotáciou reorientovali na poklesy cca SSZ – JJV smeru generované extenziou VSV – ZJZ smeru (obr. 3b – v rámci), ktorá sa predpokladá aj pri otváraní svininového depocentra spodnomiocénnej sedimentácie (obr. 9). Je pravdepodobné, že SSZ – JJV poklesy skláňajúce



Obr. 6. Egenburské zlepcy – relikty výplne ranomiocénneho smerneposunového bazénu, tektonicky včlenené do mezozoického podložja v lome Rožňové Mitice (E 18° 06' 24,2'', N 48° 48' 39,4'', lok. ROM). Ostrý kontakt na ľavej strane odkryvu je pravdepodobne tektonizovaný povrchom transgresie. Vrstvomitosť nie je evidentná, sú tu dve populácie foliácií – párových puklín a vertikálne tenzné pukliny.

Fig. 6. Eggenburgian conglomerates – a relict of destroyed Early Miocene wrench furrow fill, tectonically incorporated into the Mesozoic basement at the Rožňové Mitice quarry (E 18° 06' 24,2'', N 48° 48' 39,4'', loc. ROM). Sharp contact at the left side of the outcrop is probably tectonized – sheared surface of transgression. Bedding is not clear, but conjugate sets of foliations – joints and vertical tension gashes occur here.

sa k východu sú suitou antitetických poklesov, geneticky spätých s mapovými, regionálne významnými timoradsko-bebravským a bobotským poklesovým S – J zlomom, skláňajúcimi sa na západ. Akomodačnými antitetickými poklesmi sa v nadložnej kryhe relaxovalo roztiahnutie spôsobené až 500 m poklesom (Brestenská et al., 1980) pozdĺž timoradského zlomu. K tiltovaniu došlo po tektonickej udalosti 4 a pred udalosťou 5 v lokalite Krásna Ves (Fig. 3b, KVES-EM), resp. po udalosti 2 v lokalite Rožňové Mitice (Fig. 3b, ROM2-E).

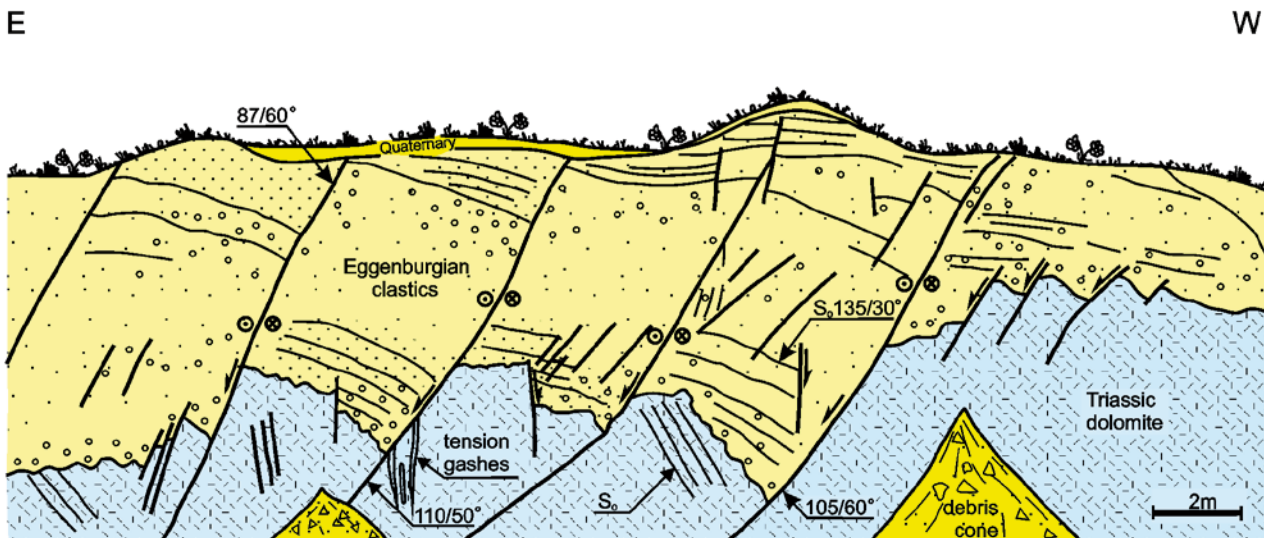
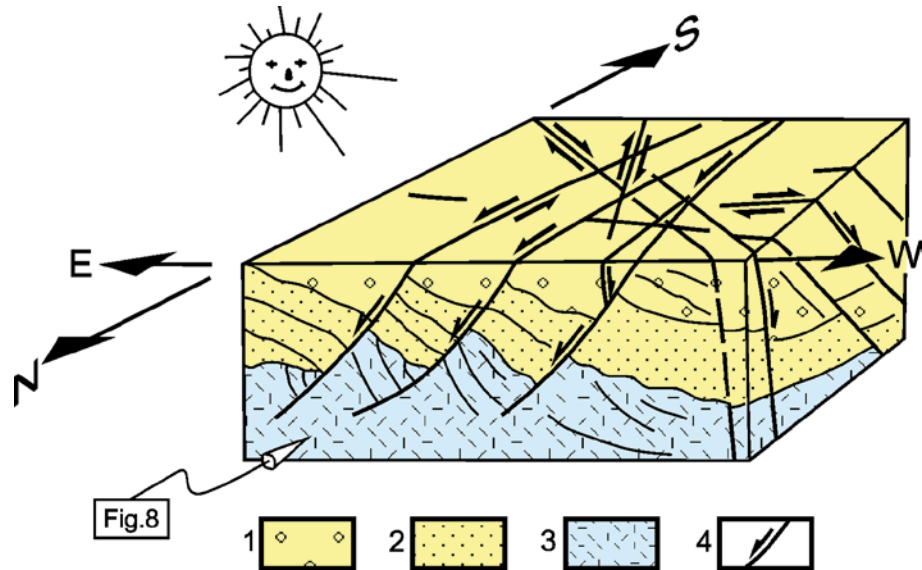
Na pochopenie geodynamického vývinu je dôležité poznať mechanizmus tiltovania. Tiltovanie sa uplatňuje najmä v extenznom režime, príčinou bývajú listricky zakrivené poklesové zlomy. Ďalšou príčinou tiltovania môže

byť aktivita subhorizontálnej hlboko ležiacej extenznej strižnej zóny, fungujúcej v režime jednoduchého strihu, v nadloží ktorej bloky tiltujú dominovým mechanizmom rotácie vďaka antitetickým sekundárnym poklesom lemujúcim jednotlivé bloky.

Os tiltovania odvodená zo smeru generálnej vrstvitosti egenburských sedimentov má smer karpatského strižného koridoru (CSC), v ktorom je skúmaná oblasť situovaná. Tiltovanie egenburských vrstiev sa mohlo realizovať pozdĺž listrických poklesových zlomov VSV – ZJZ smeru skláňajúcich sa k SSZ, nachádzajúcich sa južne od výskytov egenburských sedimentov. Takéto štruktúry môžu byť súčasťou južnej vetvy transtenzného štruktúrneho vejára (tulipánovej štruktúry) myjavského zlomu, lemujúceho

Obr. 7. 3D štruktúrna syntéza – model tektonickej stavby v opustenej ťažobnej jame v Krásnej Vsi (lok. KVES) s kinematicky interpretovanými zlomami. 1 – litifikované egenburské sedimenty s prevahou konglomerátov; 2 – menej spevnené egenburské sedimenty s prevahou pieskov; 3 – strednotriasové dolomity (hronikum); 4 – zlomy.

Fig. 7. 3D structural synthesis – a model of tectonic architecture from the Krásna Ves pit (loc. KVES) with kinematically interpreted faults. 1 – strongly idurated Eggenburgian sediments with prevailing conglomerates; 2 – less lithified Eggenburgian psammities – sands and sandstones are prevailing (wrench furrow basin fill); 3 – Middle Triassic dolomites (Hronic unit); 4 – faults.



Obr. 8. Defilé odkryté v opustenej ťažobnej jame v Krásnej Vsi (E 18° 13' 33,2'', N 48° 50' 8,8'', lok. KVES).

Fig. 8. Defilé exposed at the Kásna Ves abandoned excavation pit (E 18° 13' 33,2'', N 48° 50' 8,8'', loc. KVES).

karpatský strižný koridor zo severu. Druhým možným variantom je tiltovanie blokov pozdĺž S – J listrických, k západu sa skláňajúcich zlomov (timoradský, bobotský, ...) nožnicovým pohybom – kombináciou rotačného poklesu a sinistrálneho smerného posunu. Pohybová trajektória poklesávajúceho bloku je zakrivená a veľkosť poklesu

nadložnej kryhy narastá smerom k juhu a vyznieva smerom k severu.

Asymetria hrastov všetkých jadier sa dá vysvetliť tiltovaním blokov pozdĺž významných listrických zlomov S – J, resp. SSV – JJZ smeru, skláňajúcich sa k východu. Tento scenár zapadá do koncepcie štýlu extenzie opísanej



Tab. 1. a, b – Karbonatický hrubozrnný egenburský(?) zlepenec z nadložia mezozoických dolomitov v lome Rožňové Mitice (lok. ROM). **c** – Geologické defilé v Krásnej Vsi (lok. KVES). Kontakt mezozoických dolomitov v podloží (svetlé) s egenburskými sedimentmi v nadloží (tmavšie) porušený zlomami (porovnaj so štruktúrnou skicou na obr. 8).

Tab. 1. a, b – Carbonatic coarse-grained Eggenburgian(?) conglomerate covering the Mesozoic dolomite at the quarry Rožňové Mitice (loc. ROM). **c** – Geological defilé at the Krásna Ves (loc. KVES). Mesozoic dolomites (pale) at the bottom are overlain by coarse-clastic Eggenburgian sediments (pale grey), contact is affected by faults (compare with structural sketch in Fig. 8).

v severopanónskej oblasti (Tari et al., 1992). Podstatná zložka mapových dextrálnych ofsetov (cf. Vass, 1998), ktoré sú na okraji Bánovskej kotliny pozdĺž S – J zlomov (timoradský, bobotský, ...), je pravdepodobne spôsobená poklesmi západných kryh týchto zlomov, ktoré fungovali ako antitetické poklesy relaxujúce extenziu realizovanú hlavným S – J listrickým zlomom závadsko-dubodielskym, skloneným k východu. Dextrálne ofsety boli ešte zvýraznené reaktiváciou zlomov ako dextrálnych smerných posunov počas stredno-vrchnomiocénnej kompresie SV – JZ smeru. Jadrá Strážovských vrchov a Žiaru oddelené S – J zlomami pôvodne tvorili jediné elevačnú, pravdepodobne štruktúru hrasti cca V – Z smeru ohraničeného strmými poklesovými zlomami. Ofsety týchto jadier sa len dextrálnymi posunmi pozdĺž S – J zlomov (Maheľ, 1961; Hrouda et al., 1983) vyriešiť nedajú. Dnešná konfigurácia jadier sa však mohla vytvoriť ich popaleogénnym tiltovaním pozdĺž listrických S – J zlomov (diviacky, malomagurský) sklonených k východu. Pôvodná os – hrebeň megaantiklinálnej/hrastovej štruktúry je rozsegmentovaná a v jednotlivých tiltovaných blokoch sa ponára na západ. Strmosť mezo-zoických štruktúr tatrika aj fatrika na severnom okraji jadier Strážovských vrchov je pravdepodobne dôsledkom smerneposunovej aktivity severného okrajového zlomu strižného koridoru (CSC), ktorý jadrá lemuje.

Výsledky paleomagnetického výskumu (Kováč et al., 1989; Túnyi et al., 1991; Kováč a Túnyi, 1995) dokladajú v západnej časti Západných Karpát niekoľkoetapovú cca 60° CCW spodnomiocénnu rotáciu hornín. Vo vrchnokarpatskom až spodnobádenskom napäťovom poli fungoval karpatský strižný koridor VSV – ZJZ smeru v sinistrálnom transtenznom režime, v ktorom mohli zlomami ohraničené bloky CCW rotovať tak, ako to dokladajú paleomagnetické štúdie v oblasti Viedenskej panvy. Hoci paleomagnetické údaje zo skúmanej oblasti zatiaľ chýbajú (sú predmetom prebiehajúceho výskumu), takýto štruktúrny vývoj je veľmi pravdepodobný aj tu a v nasledujúcej geodynamickej syntéze ho predpokladáme.

Aktivita zlomov v kenozoiku

Zohľadnením výsledkov paleonapäťovej analýzy, mapového priebehu zlomov, ich sukcesných vzťahov a vplyvu regionálnych krehkých strižných zón na geologickú stavbu bol zostavený model aktivity zlomových štruktúr skúmanej časti karpatského strižného koridoru (obr. 9). Zlomové systémy rôzneho veku aktivácie sú odlišné farebne, ich aktivita a kinematický charakter sú odvodené z rekonštruovaných paleonapäťových polí. Okrem paleonapäťových etáp zaznamenaných v mezoskopických štruktúrach uvažujeme aj o fázach tvorby a aktivácie zlomov, ktoré vyplývajú z vývoja karpatského oblúka (Jiříček, 1979). Z postupu karpatských jednotiek k severu, severovýchodu a východu (l. c.) sa dajú odvodiť napäťové polia, v ktorých sa tento proces realizoval. Etapa S – J spodnokarpatskej kompresie (obr. 9, etapa 2a) je dôsledkom tlaku Apúlie a postupu karpatských jednotiek k severu. Etapa panón-pontskej V – Z tenzie (obr. 9, etapa 5a) vznikla v dôsledku efektu spätného zavínovania (*roll-back* efekt) pod Karpaty

pod súvanej litosférickej platne na východe (Doglioni et al., 1991). Túto etapu považujeme za príčinu (*far field* efekt) vzniku aj reaktivovania početných S – J zlomov, ktoré dominujú v mladej morfoštruktúrnej stavbe Západných Karpát (Marko, 2002).

Napäťové polia odvodené z mezoskopických štruktúr pozorovaných v skúmanej oblasti dobre zapadajú do tohto plánu, ktorý nám zároveň poskytuje ich spoľahlivé vekové zaradenie.

Zo superpozíčných vzťahov významných zlomov v geologickej mape vyplynula nasledovná postupnosť relatívneho veku zlomov. Najstaršie sú zlomy SZ – JV smeru, ktoré sú porušované všetkými ostatnými zlomami. Po nich nasledujú zlomy SSZ – JJV smeru, potom zlomy VSV – ZJZ smeru a nakoniec najmladšie zlomy S – J smeru. Tento obraz zapadá do schémy vývoja paleonapäťového poľa, ktorého kompresná os progresívne rotovala zo smeru ZSZ – VJV do smeru VSV – ZJZ. Najmladšie S – J zlomy sú na obr. 9 znázornené tyrkysovou farbou, boli aktívne aj v neotektonickom období (Vojtko et al., 2011). Ich príčinou je cca Z – V (VSV – ZJZ) tenzia. Musíme ale vziať do úvahy, že niektoré zlomy sú reaktivované zlomy staršieho založenia. Nápadná je dextrálna smerneposunová zložka pohybu pozdĺž významných S – J mapových zlomov (cf. Vass, 1998). Vyplýva zo spôsobu segmentovania severného okraja bánovskej depresie, ale aj jadra Strážovských vrchov. Študované lokality skutočne nesú drobnoshtruktúrne záznamy vrchnokarpatskej SSV – JJZ kompresie, aj bádenskej kompresie SV – JZ smeru, ktoré pozdĺž S – J zlomov mohli generovať šikmé dextrálne posuny. Hlavnou príčinou dextrálnych ofsetov v mape je však významná poklesová zložka pohybov na týchto zlomoch. V populácii mapových zlomov cca S – J smeru môžeme vyčleniť dve podskupiny, a to zlomy SSZ – JJV smeru v bánovskej depresii a zlomy SSV – JJZ smeru v Strážovských vrchoch a Hornonitrianskej kotline.

Dominantným veľkomeradlovým štruktúrnym fenoménom je VSV – ZJZ strižná zóna, karpatský strižný, resp. smerneposunový koridor (CSC). Strižná zóna počas podstatnej časti svojej existencie fungovala v sinistrálnom transtenznom režime, čo je dobrým predpokladom pre rotáciu blokov proti smeru chodu hodín. Ak sa rotácie realizovali aj tu, najstaršie systémy zlomov vzniknuté pred rotáciou blokov môžu byť v dnešnej pozícii oproti originálnej v zmenenom smere. Ide najmä o relatívne najstaršie SZ – JV zlomy, ktoré boli interpretované ako dextrálne smerné posuny. Práve dextrálne posuny by ako antitetické strihy umožnili CCW rotáciu blokov vnútri VSV – ZJZ strižnej zóny dominovým mechanizmom.

Vyššieuvedené sa týka aj mezoskopických štruktúrnych záznamov paleonapätí. Ak akceptujeme rotáciu blokov, najstaršie etapy so smerom kompresie odklonenej od severu smerom na západ mali pôvodne severojužne orientovaný smer kompresie (napr. Fodor et al., 1995; Marko et al., 1995; Marko a Kováč, 1996; Fodor, 2012). Jej záznam v horninách bol zrotovaný proti smeru chodu hodín. Záznamy severojužnej kompresie a mladších etáp odklonených k východu sú v originálnej pozícii, pretože vznikli po rotácii blokov (obr. 9 dole).

Diskusia

Leitmotívom tektonickej stavby oblasti je karpatský strižný koridor (CSC) VSV – ZJZ smeru, avšak predpokladaná dominancia porúch tohto smeru sa v mezoskopických štruktúrach nepreukázala (cf. Fig. 2). Prevládajú dislokácie SZ – JV smeru, ktoré sú prejavom dynamiky jastrabianskej zlomovej zóny pretínajúcej skúmané územie a prekrývajúcej iné štruktúrne fenomény.

Úzke depocentrum sedimentácie (svinianska depresia, obr. 9) spodnomiocénneho veku (Jiříček, 1988) má smer SSZ – JJV, je evidentne ohraničené poklesovými zlomami a z juhu useknuté zlomami VSV – ZJZ smeru závadsko-belickej elevácie, zo severu jastrabianskym zlomom. Otázne je, či ide o pull-apartovú synsedimentárnu štruktúru – depocentrum sedimentácie vytvorené v dextrálnej strižnej zóne VSV – ZJZ smeru vyplnenú spodnomiocénnymi sedimentmi (Kováč et al., 1993), alebo o CCW zrotovanú pull-apartovú štruktúru pôvodne cca S – J smeru, ktorá vznikla v režime sinistrálnej transtenzie vo VSV – ZJZ strižnom koridore. V druhom prípade by nešlo o depocentrum kontrolované zlomami, ale o výrazne zaklesnutý blok (vertikálny skok činí až cca 2 400 m), v ktorom boli sedimenty egenburgu a karpátu uchránené od erózie. Zlomami ohraničený blok svinianskej depresie mohol zaklesávať počas celého kenozoického obdobia, bez ohľadu na režim v strižnom koridore. Od paleomagnetických výskumov, ktoré v oblasti realizujeme, si slubujeme potvrdenie jedného z variantov genézy svinianskej depresie.

VSV – ZJZ kompresia, resp. SSZ – JJV tenzia, má neisté vekové zaradenie. Slabinou je absencia záznamu mladšej VSV – ZJZ kompresnej etapy v egenburských sedimentoch, ktorá však môže byť spôsobená heterogenitou štruktúrneho záznamu. Potvrdiť prezentovanú konštrukciu by mohli detailnejšie štúdie v egenburských sedimentoch oblasti. Etapa VSV – ZJZ kompresie geodynamicky zapadá do obdobia sarmatskej tektogenézy, úniku západokarpatských jednotiek (Ratschbacher et al., 1991; Decker et al., 1993) na východ.

Krásna Ves je klasická, stratigraficky dobre doložená lokalita, kde o veku egenburských sedimentov niet pochyb (tab. 1c). V lokalite Rožňové Mitice je egenburský vek zlepenčov (tab. 1a, b) v nadloží dolomitov hronika menej istý, ale nie je vylúčený (M. Kováč, ústna inf.), a je to nový, doteraz v mapách nezaznamenaný výskyt. V prípade, že by išlo o staršie sedimenty, tak maximálne bazálneho paleogénu, menej pravdepodobne vrchnokriedové. To by neovplyvnilo interpretáciu veku paleonapätových udalostí, z ktorých sú všetky poegenburské.

Obrovský výškový, až niekoľko km vertikálny skok je aj medzi jadrom Považského Inovca a mezozoickými členmi Strážovských vrchov, sprostredkovaný jastrabianskym zlomom. Ak by jastrabiansky zlom tvoril severný okrajový zlom veľkých blokov tiltujúcich okolo S – J listrických poklesov sklonených na východ, výškový skok medzi jadrom Považského Inovca a mezozoickými členmi Strážovských vrchov by sa dal vysvetliť vynorením kryštalinika Považského Inovca pri tiltovaní. Zároveň pri tom istom procese by sa dal vysvetliť aj pokles JZ kryhy v Bánovskej kotline tiltovaním jej dna poklesom pozdĺž S – J listrického, na východ skloneného závadsko-dubodielskeho zlomu. Výsledkom je tektonický kontakt ranomiocénnych morských sedimentov situovaných na vysokej SV kryhe so sladkovodnými fáciami stredného a vrchného miocénu na JZ kryhe pozdĺž jastrabianskeho zlomu. V tomto modeli, ku ktorému sa prikláňame, by jastrabiansky zlom zohrával pasívnu úlohu.

Záver

Cieľom práce bola rekonštrukcia tektonických napätí analýzou mezoskopických zlomových štruktúr a následná interpretácia aktivity mapových zlomov severnej periferie Dunajskej panvy v meniacom sa napätovom poli.

Krehké deformačné mezoskopické štruktúry registrované v skúmanej oblasti interpretujeme ako záznam meniaceho sa mladoterciérneho napätového poľa, ktorého horizontálna kompresná os rotovala v smere chodu hodinových ručičiek zo smeru ZSZ – VJV do smeru VSV – ZJZ a záznam kvartérneho napätového poľa s osou kompresie SSZ – JJV smeru. Analýzovaním mezoskopických krehkých štruktúr bolo identifikovaných 6 tektonických udalostí, z toho 5 s odlišnou orientáciou hlavných osí napätí a tvarom napätového elipsoidu. V štruktúrnom zázname najvýraznejšej tektonickej udalosti (SSZ – JJV kompresia) sa prekrývajú dve etapy, a to staršia karpatská rotovaná CCW a mladšia už nerotovaná plio-kvartérna (obr. 4). V syntéze zlomovej tektoniky (obr. 9) uvažujeme okrem týchto napätových/deformačných etáp aj o etape spodnokarpatskej S – J kompresie a o etape panónsko-pontskej V – Z tenzie, ktoré neboli drobnoštruktúrne identifikované, ale vyplynuli z mapových štruktúr. Príčinou S – J kompresie je tlak mikroplatní na alpsko-karpatské jednotky a ich postup k severu, V – Z tenzia je odrazom spätného zavinovania pod Karpaty subdukujúcej platne na východe. Tieto dve etapy umožnili vznik a aktiváciu početných S – J zlomov, ktoré v zlomovej stavbe Západných Karpát dominujú.

◀ **Obr. 9.** Kinematika a sukcesia zlomovej aktivity v meniacom sa kenozoickom napätovom poli – syntéza. a – smerné, resp. šikmé posuny; b – poklesy: 1. vychádzajúce na povrch, 2. zakryté; c – prešmyky, násuny; d – kinematika okrajových zlomov strižného koridoru v karpate až recente; e – hlbinné geofyzikálne rozhrania; f – σ_1 – maximálna hlavná os napätia (kompresia); σ_3 – minimálna hlavná os napätia (resp. tenzia); g – sukcesia napätových etáp: 1. zaznamenané v mezoskopických štruktúrach, 2. odvodené z mapových štruktúr; h – svinianske depocentrum spodnomiocénnej sedimentácie. Litologické vysvetlivky – pozri obr. 1.

Fig. 9. Kinematics and succession of fault activity within changing Cenozoic stress field – a synthesis. a – strike-slip, resp. oblique-slip faults; b – normal faults: 1. cutting surface, 2. covered; c – reverse faults; d – kinematics of wrench corridor boundary faults during the Karpatian-recent; e – deep geophysical boundaries; f – σ_1 – maximum principal stress axis (compression); σ_3 – minimum principal stress axis (tension resp.); g – succession of tectonic events: 1. first, 2. last; h – Svinná depocentrum of the Early Miocene sedimentation. For lithology see explanations of Fig. 1.

Dnešná pozícia štruktúrnych záznamov je komplikovaná rotáciami a tiltovaním blokov po ich vzniku. Tiltovanie bolo preukázateľné v egenburských lokalitách, kde je vrstvitosť vychýlená z pôvodnej pozície. K tiltovaniu pravdepodobne došlo po karpate, pred bádenskou kompresnou etapou SV – JZ smeru.

Skúmaná oblasť sa nachádza v zóne karpatského strižného koridoru (CSC), lemovaného okrajovými zlomami VSV – ZJZ smeru. Koridor od stredného karpátu fungujúci v sinistálnom režime je rozsegmentovaný na bloky zlomami SZ – JV, SSZ – JJV, S – J smeru, zlomy SV – JZ smeru sú len vo východnej časti v oblasti Žiaru a Turčianskej kotliny. Funkcia a dynamika regionálnych zlomov bola odvodená z ich orientácie vzhľadom na meniace sa napäťové pole (obr. 9). Zlomy SZ – JV smeru sú relatívne najstaršie, nasledujú SSZ – JJV, VSV – ZJZ a najmladšie, ktoré sú najpočetnejšie, porušujú všetky ostatné zlomy a morfoštruktúrne dominujú, sú zlomy S – J smeru. Niektoré zlomy z tejto schémy však majú staršie založenie a uvedená sukcesia sa týka ich reaktivizácie. Predpokladáme, že aj v tejto časti strižného koridoru došlo k CCW rotáciám blokov tak, ako západne, v oblasti severnej periférie Viedenskej panvy. Sinistálna transtenzia v strižnom koridore sa mohla realizovať rotáciou blokov prostredníctvom dextrálnych antitetických smerných posunov. Sú to zlomy SZ – JV smeru, ktoré sú pravdepodobne zrotované z pôvodného S – J smeru. Potvrdenie tejto koncepcie očakávame od výsledkov paleomagnetikkej analýzy, ktorá je v oblasti realizovaná.

Predložená práca je schematizáciou zložitých geologických a tektonických javov, čo má svoje úskalia. Okrem odpovedí prináša mnoho nových otázok. Od pokračujúceho výskumu zameraného na paleomagnetickú analýzu a výskum histórie výzdvihov kryštalinických jadier pohorí v študovanej oblasti si sľubujeme ich vyriešenie, alebo aspoň lepšie pochopenie problémov.

Podakovanie. Táto práca bola realizovaná v rámci projektu VEGA 1/0712/11, časť analyzovanej štruktúrnej databázy bola získaná v rámci riešenia úlohy základného výskumu APVV-0158-06 a Úlohy štátneho programu výskumu a vývoja 2003 SP 28/OSO – Neotektonická aktivita. Autor je zaviazaný R. Marschalkovi za cenné konzultácie a inšpirácie pre výskum.

References

- ANGELIER, J., 1979: Determination of the mean principal directions of stresses for given fault population. *Tectonophysics*, 56, 3 – 4, 17 – 26.
- ANGELIER, J., 1984: Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. geophys. Res.*, 8, B7, 5 835 – 5 848.
- ANGELIER, J., 1989: From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *J. Struct. Geol.*, 11, 1 – 2, 37 – 50.
- ANGELIER, J., 1994: Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: *Hancock, P. L. (ed.): Continental deformation. Pergamon Press, University of Bristol (U. K.), London*, 53 – 100.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P., 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France*, 19, 1 309 – 1 318.
- BEZÁK, V. (ed.), BIELY, A., BROSKA, I., BÓNA, J., BUČEK, S., ELEČKO, M., FILO, I., FORDINÁL, K., GAZDAČKO, L., GREČULA, P., HRAŠKO, L., IVANIČKA, J., JACKO, S., st., JACKO, S., ml., JANOČKO, J., KALIČIAK, M., KOBULSKÝ, J., KOHÚT, M., KONEČNÝ, V., KOVÁČIK, M. (Bratislava), KOVÁČIK, M. (Košice), LEXA, J., MADARÁS, J., MAGLAY, J., MELLO, J., NAGY, A., NÉMETH, Z., OLŠAVSKÝ, M., PLAŠIENKA, D., POLÁK, M., POTFAJ, M., PRISTAŠ, J., SIMAN, P., ŠIMON, L., TEŤÁK, F., VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J. & ŽEC, B., 2009: Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape SR 1 : 200 000. *ŠGÚDŠ, Bratislava*.
- BOTT, M. H. P., 1959: The mechanism of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 96, 109 – 117.
- BRESTENSKÁ, E., HAVRILA, M., KULLMANOVÁ, A., LEHOTSKÝ, I., REMŠÍK, A., VAŠKOVSKÝ, L., GROSS, P. & MAHEL, M., 1980: Geologická mapa a vysvetlivky k regiónu Bánovskej kotliny (1 : 50 000). *Manuskript. Archív Geofond, Bratislava*, 109 s.
- CSONTOS, L., TARI, G., BERGERAT, F. & FODOR, L., 1991: Evolution of the stress fields in the Carpatho-Pannonian area during the Neogene. *Tectonophysics*, 199, 73 – 91.
- DECKER, K., MESCHÉDE, M. & RING, U., 1993: Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Molasse, Helvetic nappes, North and South Penninic flysch and the Northern Calcareous Alps). *Tectonophysics*, 223, 291 – 312.
- DECKER, K. & PERESON, H., 1998: Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian system: Links between thrusting, transform faulting and crustal extension. In: *Wessely, G. & Liebl, S. (eds.), 1996: Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe, EAGE Special Publication*, 5, 69 – 77.
- DOGLIONI, C., MORETTI, I. & ROURE, F., 1991: Basal lithospheric detachment, eastward mantle flow and Mediterranean geodynamics: A discussion. *J. Geodyn.*, 13, 3, 47 – 65.
- FODOR, L., 1995: From transpression to transtension: Oligocene-Miocene structural evolution of the Vienna basin and the East Alpine-West Carpathians Junction. *Tectonophysics*, 242, 151 – 182.
- FODOR, L., 2012: Revised stress field evolution of the northern and south-western Pannonian basin from the Mesozoic to Quaternary. *Miner. Slov.*, 44, 1, 80.
- FODOR, L., MARKO, F. & NEMČOK, M., 1990: Evolution microtectonique et paleo-champs de contraintes du Bassin de Vienne. Microtectonic evolution and paleo-stress field in the Vienna Basin. *Geodynamica Acta*, 4, 3, 147 – 158.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYORFI, L. & BENKOVICS, L., 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: A new synthesis of paleostress data. In: *Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Sérane, M. (eds.): The Mediterranean Basins Tertiary extension within the Alpine Orogen. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 156, 295 – 334.
- GOLONKA, J., GAHAGAN, L., KROBICKI, M., MARKO, F., OSZCZYPKO, N. & SLACZKA, A., 2005: Plate tectonic evolution and paleogeography of the Circum-Carpathian region. In: *Golonka, J. & Picha, F. (eds.): The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. AAPG Memoir, Monography*, 84, 11 – 46.
- HROUDA, F., KAHAN, Š. & PUTIŠ, M., 1983: The magnetic and Mesozoic fabric of the crystalline complex of the Strážovské vrchy Mts. and their tectonic implications. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 34, 6, 717 – 731.
- HÓK, J., ŠIMON, L., KOVÁČ, P., ELEČKO, M., VASS, D., VERBICH, F. & HALMO, J., 1995: Tectonic of the Hornonitrianska kotlina Basin during Tertiary. *Geol. Carpath.*, 46, 4, 191 – 196.
- HÓK, J., BIELIK, M., KOVÁČ, P. & ŠUJAN, M., 2000: Neotektonický charakter územia Slovenska. *Miner. Slov.*, 32, 459 – 470.
- HVOJNÍK, P., 2004: Úloha malomagurského zlomu počas tektonického vývinu Hornonitrianskej kotliny. *Manuskript. Archív Katedra geológie a paleontológie PriF UK, Bratislava*, 78 s.
- JANKÚ, J., POSPÍŠIL, L. & VASS, D., 1984: Príspevok diaľkového prieskumu Zeme k poznaniu stavby Západných Karpát (západný úsek). *Miner. Slov.*, 16, 2, 121 – 137.
- JIRÍČEK, R., 1988: Stratigrafie, paleogeografie a mocnosti neogénnych sedimentů ve Vídeňské pánvi. *Zem. Plyn Nafta*, 33, 4, 583 – 622.

- JIRÍČEK, R., 1979: Tektogenetický vývoj Karpatského oblouku během oligocénu a neogénu. In: *Maheľ, M. (ed.): Tektonické profily Západných Karpát. Konf., Symp., Sem. GÚDŠ, Vyd. D. Štúra, Bratislava, 203 – 220.*
- KOVÁČ, M., MARKO, F. & NEMČOK, M., 1990: Neogene history of intramontane basins in the western part of the Carpathians. *Riv. ital. Paleont. Stratigr.*, 96, 2 – 3, 381 – 404.
- KOVÁČ, M. & BARÁTH, I., 1995: Tektonicko-sedimentárny vývoj alpsko-karpatskopanónskej styčnej zóny počas miocénu. *Miner. Slov.*, 28, 1 – 11.
- KOVÁČ, M., BARÁTH, I., FORDINÁL, K., GRIGOROVICH, A. S., HALÁSOVÁ, E., HUDÁČKOVÁ, N., JONIAK, P., SABOL, M., SLÁMKOVÁ, M., SLIVA, L. & VOJTOK, R., 2006: Late Miocene to Early Pliocene sedimentary environments and climatic changes in the Alpine-Carpathian-Pannonian junction area: A case study from the Danube Basin northern margin (Slovakia). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 238, 32 – 52.
- KOVÁČ, M., HÖK, J., MINÁR, J., VOJTOK, R., BIELIK, M., PIPÍK, R., RAKÚS, M., KRÁL, J., ŠUJAN, M. & KRÁLIKOVÁ, S., 2011a: Neogene and Quaternary development of the Turiec Basin and landscape in its catchment: A tentative mass balance model. *Geol. Carpath.*, 62, 4, 361 – 379.
- KOVÁČ, M., SYNÁK, R., FORDINÁL, K., JONIAK, P., TÓTH, C., VOJTOK, R., NAGY, A., BARÁTH, I., MAGLAY, J. & MINÁR, J., 2011b: Late Miocene and Pliocene history of the Danube Basin: Inferred from development of depositional systems and timing of sedimentary facies changes. *Geol. Carpath.*, 62, 6, 519 – 534.
- KOVÁČ, M., NAGYMAROSY, A., OSZCZYPKO, N., SLACZKA, A., MARUTEANU, M., MANTECO, L. & MÁRTON, E., 1998: Palinspastic reconstruction of the Carpathian-Pannonian region during the Miocene. In: *Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. GS SR, Bratislava, 189 – 217.*
- KOVÁČ, M., BIELIK, M., LEXA, J., PERESZLÉNYI, J., ŠEFARA, J., TŰNYI, I. & VASS, D., 1997: The Western Carpathian intramontane basins. In: *Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Miner. Slov., Monograph., 43 – 64.*
- KOVÁČ, M. & TŰNYI, I., 1995: Interpretácia paleomagnetických údajov zo západnej časti Centrálnych Západných Karpát. *Miner. Slov.*, 27, 213 – 220.
- KOVÁČ, M., BARÁTH, I., HOLICKÝ, I., MARKO, F. & TŰNYI, I., 1989: Basin opening in the Lower Miocene strike-slip zone in the SW part of the Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 10, 1, 37 – 62.
- KOVÁČ, M., MARKO, F. & NEMČOK, M., 1993: Neogene structural evolution and basin opening in the Western Carpathians. *Geophys. transact.*, 38, 1, 297 – 309.
- KOVÁČ, P. & HÖK, J., 1993: The Central Slovak fault system: The field evidence of a strike-slip. *Geol. Carpath.*, 49, 3, 155 – 159.
- KRÁLIKOVÁ, S., HÖK, J. & VOJTOK, R., 2010: Reorientácia napätového poľa odvodená z morfoštruktúr a zlomového porušenia pliocénnych sedimentov Hronskej pahorkatiny (Západné Karpaty). *Acta Geol. Slov.*, 2, 1, 17 – 22.
- MAHEĽ, M., 1961: Nové poznatky z niektorých „kľúčových území“ v Strážovskej hornatine. *Geol. Práce, Spr.*, 21, 29 – 70.
- MARKO, F., 1993: Kinematické indikátory strižných pohybov pri krehkej deformácii (prehľad). *Miner. Slov.*, 25, 285 – 287.
- MARKO, F., PLAŠIENKA, D. & FODOR, L., 1995: Meso-Cenozoic stress fields within the Alpine-Carpathian transition zone: A review. *Geol. Carpath.*, 46, 1, 19 – 27.
- MARKO, F., FODOR, L. & KOVÁČ, M., 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Miner. Slov.*, 23, 189 – 200.
- MARKO, F., KOVÁČ, M., FODOR, L. & ŠUTOVSKÁ, K., 1990: Deformácie a kinematika miocénnej strižnej zóny severnej časti Malých Karpát (Bukovská brázda, hrabnicke súvrstvie). *Miner. Slov.*, 22, 5, 399 – 410.
- MARKO, F. & KOVÁČ, M., 1996: Rekonštrukcia miocénnej tektonickej evolúcie Vadovskej kotliny na základe analýzy štruktúrneho a sedimentárneho záznamu. *Miner. Slov.*, 28, 81 – 91.
- MARKO, F., 2002: Zlomy a ich úloha počas terciárnej evolúcie Západných Karpát (región ALCAPA). *Manuskript. Archív PriF UK, Bratislava, 88 s.*
- NEMČOK, M., MARKO, F., KOVÁČ, M. & FODOR, L., 1989: Neogene tectonics and paleostress changes in the Czechoslovakian Part of the Vienna Basin. *Jb. Geol. B. A.*, 132, 443 – 458.
- NEMČOK, M., KONEČNÝ, P. & LEXA, O., 2000: Calculations of tectonic, magmatic and residual stress in the Štiavnica stratovolcano, Western Carpathians: Implications for mineral precipitation paths. *Geol. Carpath.*, 51, 1, 19 – 36.
- PEŠKOVÁ, I., VOJTOK, R., STAREK, D. & SLIVA, L., 2009: Late Eocene to Quaternary deformation and stress field evolution of the Orava region (Western Carpathians). *Acta geol. pol.*, 59, 1, 73 – 91.
- PETIT, J. P., 1987: Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Struct. Geol.*, 9, 5 – 6, 597 – 608.
- PRISTAŠ, J. (ed.), ELEČKO, M., MAGLAY, J., FORDINÁL, K., ŠIMON, L., GROSS, P., POLÁK, M., HAVRILA, M., IVANIČKA, J., HATÁR, J., VOZÁR, J., MELLO, J. & NAGY, A., 2000a: Geologická mapa Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000. 1. vyd. Reg. geol. mapy Slovenska 1 : 50 000. *MŽP SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*
- PRISTAŠ, J. (ed.), ELEČKO, M., MAGLAY, J., FORDINÁL, K., ŠIMON, L., GROSS, P., POLÁK, M., HAVRILA, M., IVANIČKA, J., HATÁR, J., VOZÁR, J., TKÁČOVÁ, H., TKÁČ, J., LIŠČÁK, P., JÁNOVÁ, V., ŠVASTA, J., REMŠÍK, A., ŽÁKOVÁ, E. & TÖROKOVÁ, I., 2000b: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000. *ŠGÚDŠ, Bratislava, 250 s.*
- POSPÍŠIL, L., NEMČOK, J., GRANICZNY, M. & DOKTÓR, S., 1986: Príspevek metod dálkového průzkumu k identifikaci zlomů s horizontálním posunem v oblasti Západních Karpát. *Miner. Slov.*, 19, 385 – 402.
- ŠIMON, L., FORDINÁL, K. & ELEČKO, M., 2002: New knowledge on lithostratigraphy of Neogene sediments of the Bánovská kotlina depression – northern rim of the Danube Basin, Slovakia. *Geol. Carpath.*, 53, special issue – XVII Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association proceedings, 55 – 56.
- TŰNYI, I. & KOVÁČ, M., 1991: Paleomagnetic investigation of the Neogene sediments from the Little Carpathians (Lower Miocene of the SW part of the Western Carpathians). *Cont. Geophys. Inst. Slov. Acad. Sci.*, 21, 125 – 146.
- TARI, G., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J., 1992: Styles of extension in the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 208, 203 – 216.
- VASS, D., PERESZLÉNYI, M., KOVÁČ, M. & KRÁL, M., 1990: Out-line of Danube Basin geology. *Földt. Közl. Bull. Hun. Geol. Soc.*, 120, 193 – 214.
- VASS, D., 1998: Neogene geodynamic development of the Carpathian arc and associated basins. In: *Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. GS SR, Dionýz Štúr Publishers, Bratislava, 155 – 158.*
- VASS, D., ELEČKO, M. & FORDINÁL, K., 2002: Závada – Bielice Rise: A buried elevation between Bánovce and Rišňovce Depression in the Danube Basin. *Slovak Geol. Mag.*, 8, 1, 13 – 20.
- VOJTOK, R., HÖK, J., KOVÁČ, M., SLIVA, L., JONIAK, P. & ŠUJAN, M., 2008: Pliocene to Quaternary stress field change in the western part of the Central Western Carpathians (Slovakia). *Geol. Quater.*, 52, 1, 19 – 33.
- VOJTOK, R., BETÁK, J., HÖK, J., MARKO, F., GAJDOŠ, V., ROZIMANT, K. & MOJŽEŠ, A., 2011: Pliocene to Quaternary tectonics in the Horná Nitra Depression (Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 62, 4, 381 – 393.
- WALLACE, R. E., 1951: Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Geol.*, 59, 118 – 130.

Rukopis doručený 12. 7. 2012

Revidovaná verzia doručená 16. 8. 2012

Rukopis akceptovaný red. radou 26. 11. 2012

Cenozoic stress field and faulting at the northern margin of the Danube Basin (Western Carpathians, Slovakia)

The northern rim of the Danube Basin is strongly affected by faults, tilting and erosion (Fig. 1). The dominant large-scale structural phenomenon in the area is ENE–WSW wrench corridor – Carpathian Shear Corridor (CSC), which operated in the Early Miocene as a transpressional dextral brittle shear zone, responsible for the origin of Eggenburgian-Karpatian wrench furrow basins (*sensu* Montenat et al., 1987). In the Middle Miocene CSC operated as a transtensional sinistral brittle shear zone, where CCW block rotations and tilting took place, most likely through a book-shelf mechanism. Wrench furrow basins were destroyed by faulting, uplifted and eroded. Sparsely exposed remnants of these basins fill are exhumed at the northern periphery of the Danube Basin, at the Bánovská kotlina depression which occupies the northernmost bay of the basin. They were utilized as the key outcrops for reconstruction of Cenozoic tectonic history. Following the principle of scale-invariance, small-scale brittle deformational structures were used for dynamic interpretation of large-scale, regionally important faults. As a basic tool, fault-slip related paleostress analysis – inversion method was applied (Fig. 3), and the behavior of the map-scale faults in reconstructed paleostress field has been inferred. Six, Miocene to Quaternary meso-scale faults related paleostress events were recognized (Fig. 4). The orientation of the maximum principal stress axis (σ_1) during the Cenozoic tectonic evolution apparently rotated from WNW–ESE through NNW–SSE, NNE–SSW, NE–SW to the ENE–WSW direction. These stresses represent five directionally independent events which operated in the Neogene-Quaternary time span. The most distinctive and frequent event in the structural record appears to be a NNW–SSE compression. We assume, that these paleostress records comprise two single events, a CCW rotated N–S Early/Middle Miocene one, which is overprinted by records of sixth event – NNW–SSE Plio-Quaternary compression, WSW–ENE tension respectively. The succession of single events was interpreted according to the superposition of structures observed in the field and according to the directional similarity of described stress/deformation events with already restored tectonic history in the surrounding (Marko et al., 1991, 1995; Marko and Kováč, 1996; Fodor, 1995, 2012; Kováč and Hók, 1995; Vojtko et al., 2008; Vojtko et al., 2011; Kováč et al., 2011a). In synthetic model of faulting (Fig. 9), except the stresses

coming from microtectonic analysis, we calculated also with paleostress events resulting from the large, map-scale structures arrangement and overall evolution of the Carpathians loop (Jiříček, 1979). So Early Karpatian N–S compression and Pannonian-Pontian E–W tension, responsible for the origin and activation of numerous N–S faults were respected in the model as well. N–S compression can be logically expected from the promotion of Carpathians to the north pushed by microplates in the back. E–W tension can be related as far field effect of roll-back of subducted lithospheric plate (Doglioni et al., 1991) under Carpathians at the east.

The results of paleomagnetic investigation realized in the neighbouring areas (Kováč et al., 1989; Túnyi et al., 1991; Kováč and Túnyi, 1995) confirm the Early/Middle Miocene CCW block(s) rotation, which occurred in several steps. In accord with this, we suppose, that inside the wrench corridor, records of Early Miocene compression, originally N–S oriented, rotated counterclockwise to ca NW–SE directions, but records of Middle – Late Miocene NNE–SSW to ENE–WSW and Quaternary NNW–SSE postrotational compressional events are preserved in the original directions. Large dextral strike-slip faults formerly in N–S directions, now reoriented to cca NW–SE direction, could have operated as accommodational antithetic faults controlling CCW block rotations inside the sinistral wrench corridor by a domino-style mechanism. Although this structural scenario is very probable in the studied area, paleomagnetic data from the Bánovská kotlina depression are not yet available, however, research is in progress.

After blocks rotations around vertical axes, blocks tilting took place within the area in between the Late Karpatian and Badenian. It is nicely recorded in the exposures of Eggenburgian sediments (Figs. 5 and 7), as well as in asymmetric arrangement of core mountains horsts of Považský Inovec Mts., Strážovské vrchy Mts. and Žiar Mts. Block tilting controlled large, cca N–S listric faults, often operating scissor-like.

The Carpathian Shear Corridor is segmented by regular net of NW–SE, NNW–SSE, N–S faults in the studied area. Evolutionary model of map-scale faults kinematics (Fig. 9) was inferred from its spatial relations to restored paleostress field and mutual offsets in geological map. As the oldest faults seems to be NW–SE ones, the youngest and the most frequent are cca N–S the Plio- Quaternary faults.