

Obsah

1. Téma a ciele práce.....	1
2. Metodika a postup výskumných prác.....	1
3. Fyzicko-geografická charakteristika študovaného územia.....	2
4. Klimatické pomery na území Dobrej Vody.....	4
5. Geologická stavba záujmového územia.....	4
6. Ťažobná činnosť.....	6
7. Hydrogeologická charakteristika územia.....	7
8. Geologický vývoj dobrovodskej oblasti.....	8
8.1. Predneotektonické obdobie.....	9
8.2. Obdobie neotektonické.....	15
9. Prejavy geodynamickéj aktivity dobrovodskej epicentrálnej oblasti.....	20
9.1. Významné zlomové línie v študovanom území.....	20
9.2 Geofyzikálny obraz sledovanej oblasti.....	24
9.3. Analýza výskytu zemetrasení.....	25
9.4. Geodetické merania.....	29
9.5. Geochemické dáta.....	30
9.6. Krasové javy.....	30
9.7. Dokumentované svahové deformácie v sledovanom území.....	32
10. Metodika výskumných prác.....	33
10.1. Inžiniersko-geologické mapovanie.....	33
10.2. Morfometrická analýza prejavov zlomovej aktivity.....	33
10.3. Geotechnické merania.....	36
11. Analýza prejavov geodynamických javov v záujmovom území - Účelová inžiniersko-geologická mapa geodynamických javov Dobrovodskej oblasti v mierke 1: 25000.....	39
11.1. Geomorfologické prejavy neotektonickej aktivity.....	40
11.1.1. Priame pozorovania výskytu zlomových porúch.....	40
11.1.2. Svahové deformácie.....	51
11.1.3. Výsledky morfometrických analýz.....	61
11.1.4. Prítomnosť grábenových štruktúr.....	70
11.1.5. Krasové javy.....	71
11.1.6. Výskyt sladkovodných vápencov.....	74
12. Hydrogeologické indikátory zlomovej aktivity.....	75
13. Inštrumentálne dáta súčasnej geodynamickéj aktivity v študovanej oblasti.....	78
13.1. Sledovanie zlomovej aktivity.....	78
13.2. Prieskumné odkryvné práce.....	93
14. Syntéza údajov o prejavoch geodynamickéj aktivity v študovanej oblasti.....	95
14.1. Časové a priestorové strety výskytov geodynamických javov v študovanej oblasti.....	95
15. Záver.....	99
16. Summary.....	100
17. Literatúra.....	101
18. Zoznam príloh.....	116

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky



Geodynamické riziká severnej časti Malých Karpát

(doktorská disertační práce)

Vypracoval: Mgr. Miloš Briestenský
Školitel: RNDr. Josef Stemberk, CSc.
Konzultant: Ing. Zdeněk Kudrna, CSc.

Praha 2008

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

Doktorská disertační práce

Praha 2008

Mgr. Miloš Briestenský

Prehlasujem, že som predkladanú dizertačnú prácu vypracoval samostatne, s použitím uvedenej literatúry, a že som ju nepredložil ani jej podstatnú časť k získaniu iného akademického titulu.

Ďakujem svojmu školiteľovi RNDr. Josefovi Stemberkovi, CSc. a konzultantovi Ing. Zdeňkovi Kudrnovi, CSc. za cenné rady a pripomienky, všetkým kolegom na pracovisku Ústavu štruktúry a mechaniky hornín AV ČR, v. v. i. a ostatným za všestrannú pomoc a technickú podporu, RNDr. Jozefovi Vozárovi, DrSc. za poskytnuté zázemie v oblasti Malých Karpát a hodnotné rady. Ďalej ďakujem Doc. Jozefovi Hložkovi, CSc., Ing. Ľubovi Petrovi, CSc., Mgr. Ľubovi Slívovi, PhD., pracovníkom Slovenského múzea prírody a jaskyniarstva ako i zamestnancom Slovenskej správy jaskýň v Liptovskom Mikuláši. Rovnako moja vďaka za nezištnú pomoc počas prieskumu a inštalácii prístrojov patrí jaskyniarom z oblasti Malých Karpát ako i pracovníkom firmy Progseis za poskytnuté údaje. V neposlednej rade ďakujem svojej obetavej manželke za psychickú podporu počas môjho doktorského štúdia.

1. Téma a ciele práce

Severná časť Malých Karpát, označovaná ako Brezovské Karpaty sa dlhé desaťročia teší pozornosti geológov i geomorfológov. Vďaka pomerne zložitému vývoju, komplikovanej geologickej stavbe a aktívnej zemetrasnej aktivite, radí sa z hľadiska vedeckého výskumu medzi atraktívne lokality. Dobrovodská depresia s jej bohatou geologickou históriou, tvoriaca tektonické centrum Brezovských Karpát, kontrolujúce i dnes ich aktívny vývoj, stala sa i mojim predmetným územím. I napriek širšiemu záujmu o významné časti hráste Malých Karpát, prevažná časť výskumných prác bola sústredená do spomenutej oblasti Dobrovodskej depresie.

Témou tejto doktorskej práce je hodnotenie rizikových geodynamických procesov ohrozujúcich rozvoj vybraných oblastí Západných Karpát (Malé Karpaty). Za modelovú lokalitu bola vybraná severná časť Malých Karpát. Cieľom práce je definovať časti sledovaného územia s vysokým výskytom geologických hazardov, reflektujúcich prítomnosť aktívnych tektonických štruktúr; vytvoriť aktualizovaný pohľad na súčasné mechanizmy, kontrolujúce vývin severnej časti Malých Karpát a postihnúť ich základné črty.

Ciele práce je možné zhrnúť nasledovne:

- zostaviť obraz o doterajších prácach vykonaných v sledovanej oblasti,
- vybrať vhodné metódy geologického a geomorfologického výskumu, doteraz nepoužité, ktoré by boli schopné poukázať na recentný geodynamický režim oblasti,
- terénny výskum geodynamických javov a procesov,
- monitoring geodynamických procesov (vybudovanie pozorovacej siete zameranej na zlomové pohyby, obsah radónu v podzemnom priestore a hladinomerné pozorovania),
- porovnanie vlastných výsledkov monitoringu s inými metódami (seizmické údaje),
- syntéza archívnych údajov a vlastných prác.

2. Metodika a postup výskumných prác

Predložená práca je komplexom výsledkov laboratórnych štúdií, terénnych štúdií a archívnych prác, ktorých cieľom je poskytnúť obraz o aktuálnom stave poznania v dobrovodskej oblasti. Samotným terénnym prácam predchádzala analýza archívnych dát a doterajších literárnych poznatkov. Na základe týchto údajov bol následne zvolený postup prác. Keďže daná epicentrálna oblasť bola v minulosti pomerne často študovaná, predovšetkým vo vzťahu k blízkej jadrovej elektrárni Jaslovské Bohunice, použil som tu niektoré metódy výskumu, ktoré neboli doteraz pre túto lokalitu využité, prípadne boli použité iba v hrubej mierke. Medzi ne patria morfoštruktúrne analýzy ako: orientácia erózných rýh, orientácia lineárnych úsekov svahov, linearita riečnej siete a pozdĺžne profily tokov. Výsledkami týchto analýz sú však nepriame dôkazy o zlomovej aktivite tejto oblasti. Nemožno ich teda chápať ako priamy dôkaz o prítomnosti aktívnych zlomov v určitej časti územia. Navzdory danej skutočnosti však tvorili významný predstupeň k nasledujúcim mapovacím prácam a napomohli k vymedzeniu predpokladaných zlomových zón. Okrem prvej uvedenej metódy, všetky tri ostatné spočívali na analýze mapových podkladov. Metodiku sledovania orientácie erózných rýh som vytvoril v priebehu dizertačnej práce a jej výber vyplýval z pozorovania veľkého počtu erózných rýh na sledovanom území.

Prevažná časť dizertačnej práce však spočívala na terénnom geologickom mapovaní.

Sústredil som sa na sledovanie javov a procesov svedčiacich o recentom dynamickom režime uvedenej zóny ako sú: svahové deformácie, krasové javy, zlomy v odkryvoch, výskyt rašelin, bezodtokových depresií, sladkovodných vápencov, lineárne združených výverov podzemných vôd, priebeh litologických rozhraní, terénnych hrán a erózie povrchu. Konečným výstupom mapovacích prác je účelová inžinierskogeologická mapa geodynamických javov Dobrovodskej oblasti v mierke 1:25 000, tri mapové podklady jaskynných objektov ako i množstvo priečných rezov, zaradených priamo do textu.

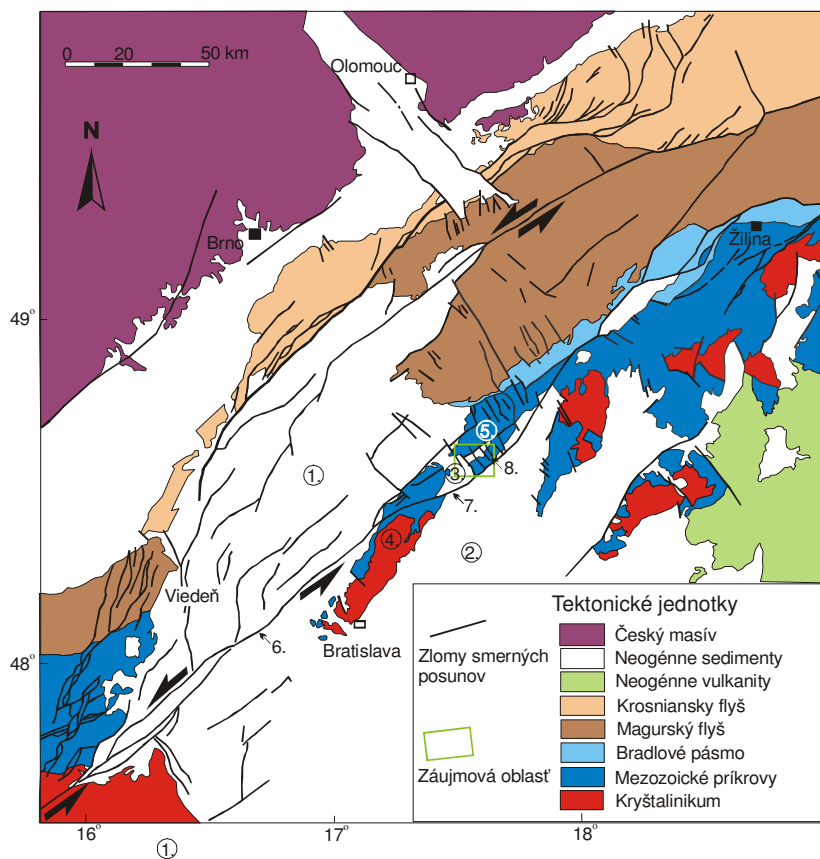
Syntéza výsledkov archívnych údajov, morfoštruktúrnych analýz a mapovacích prác predurčila výber lokalít pre priame sledovanie tektonických pohybov, oscilácie radónu v podzemnom priestore a zmien výšky hladiny podzemnej vody. V okolí Dobrej Vody som osadil štyri extenzometrické meradlá typu TM71. Za účelom pochopenia zákonitostí dynamiky vývoja pohoria Malých Karpát ako celku, bola v blízkom okolí sledovanej lokality táto sieť rozšírená o ďalších sedem meradiel. Extenzometrickú sieť som doplnil o indikátor radónu TS96 (jaskyňa Driny) a dve hladinomerné meradlá (lokalita Ľahký kameň a Dobrá Voda). Získané výsledky z terénneho mapovania napomohli i k voľbe miesta pre prieskumnú ryhu, ktorá bola vybudovaná v spolupráci so Štátnym geologickým ústavom Dionýza Štúra v Bratislave v roku 2005 na lokalite Na Včelíne (oblasť Dobrej Vody).

Najvýznamnejšou výstupnou formou tejto štúdie je účelová inžinierskogeologická mapa geodynamických javov Dobrovodskej oblasti. Pre jej rozsah ju dávam ako prílohu na zadnú časť práce.

3. Fyzicko-geografická charakteristika študovaného územia

Záujmové územie je obmedzené z juhovýchodu Smolenickým zlomom, juhozápadu Senicko-jablonickou depresiou, zo severovýchodu Chtelnickou sústavou zlomov a zo severozápadu čiastočne zasahuje do oblasti Brezovskej elevácie (obr. č. 1). Z pohľadu kladu topografických mapových listov 1:10 000 je sledované územie zachytené na mapách 35-31-13, 35-31-14, 35-31-18, 35-31-19. Hovoríme teda o Dobrovodskej depresii s príľahlými časťami hrásťovej morfoštruktúry Brezovských Karpát, vynárajúcej sa vo forme eróznotektonického okna spod spodnomiocénneho sedimentárneho obalu (Michalík, 1986). Brezovské Karpaty sú charakteristické vrásovoblokovou, stredne vyzdvihnutou, masívnou morfoštruktúrou individualizovanou predovšetkým pozdĺžnymi zlomami, rozdelenou na viac čiastkových morfoštruktúr (Jákal a kol., 1988). Podľa staršieho názvoslovía sa Brezovské Karpaty označovali i ako Jablonicko-Prašnícke pohorie (Kabina a Windt, 1967), prípadne Jablonické pohorie (Kalaš a Broďáni, 1968).

Dobrovodská kotlina, pretínajúca uvedenú Brezovskú štruktúru, spadá do systému Alpínsko-Himalájskej sústavy, subsystému Karpaty, provincie Západné Karpaty, subprovincie Vnútorne Západné Karpaty, oblasti Fatronsko-Tatranskej, celku Malé Karpaty a podcelku Brezovské Karpaty (Mazúr a Lukniš, 1978). Je súčasťou tzv. senickej časti Viedenskej panvy (in Kováč a kol., 2004). Kotlina predstavuje poklesnutú formu s priamočiarymi zlomovými okrajmi po jej okraji a zvlňeným pahorkatinným reliéfom (obr. č. 2), ktorý sa začal vyvíjať vo vrchnom pliocéne (Kvitkovič a Plančár, 1997). Chrbty tohoto reliéfu dosahujú relatívnu výšku 50 m. Kotlina je obmedzená vrstevnicami 325-350 m n. m. až 225 m n. m. (Kalaš a Broďáni, 1968). Je odvodňovaná riekou Blava s dolinou antecedentného charakteru (Kvitkovič a Plančár, 1997). Horná časť uvedeného toku Blava má perovitú textúru (Lacika, 2002).



Obr. č. 1: Situácia záujmového územia v tektonickej schéme kontaktu Českého masívu, Západných Karpát a Východných Álp. 1. Viedenská panva, 2. Podunajská panva, 3. Senicko-Jablonická depresia, 4. Pezinské Malé Karpaty, 5. Brezovské Malé Karpaty, 6. zlom Mur-Mürz-Leitha, 7. Smolenický zlom, 8. Chtelnická sústava zlomov (upravené podľa: Decker a kol. 2005).



Obr. č. 2: Pahorkatinný reliéf centrálnej časti Dobrovskej depresie. Pohľad z lokality Brána severozápadným smerom na Vlasáčku. Foto: Briestenský.

Z hľadiska morfoloetktonického členenia, sledované územie možno zahrnúť do tzv. Považsko-pieninského pásma (Plašienka, 1999) a z geomorfologického hľadiska do oblasti jadrových stredohorí (Salaj a kol., 1987). Vyznačuje sa stredohorským charakterom s typickým husto rozčleneným zarovnaným povrchom vo výškach okolo 450-400 m n. m., ktorý je uklonený na juhovýchod. Vrcholové skupiny sa tu dvíhajú do výšok zhruba nad 550 m n. m. Nad kotlinou výrazne vystupujú kry Klenovej (585 m n. m.), Kopca (472 m n. m.) a Vrátna (576 m n. m.) (Kvitkovič a Plančár, 1997). Na mapovanom území však vrcholy Klenová a Vrátno nevystupujú.

Podľa staršieho členenia územia Slovenska, na neotektonické bloky, spadá sledovaná lokalita do dunajského bloku (Fusán a kol., 1979, 1981). Podľa novej navrhovanej klasifikácie sa nachádza v neotektonickej oblasti Západné Slovensko (Hók a kol., 2000). Uvedená lokalita sa však nachádza na jeho západnej hranici, tvorenej pomerne širokou zlomovou zónou Mur-Mürz-Leitha (Šefara a kol., 1998).

4. Klimatické pomery na území Dobrej vody (in Pokorný, 2002)

Priemerná ročná teplota vzduchu sa v danej oblasti pohybuje medzi 9 až 10 °C; počas najchladnejšieho obdobia roku – januáru neklesá priemerná hodnota teploty pod –3 °C. Dlhodobé priemerné teploty vzduchu získané z najbližšej stanice SHMÚ v Smoleniciach za obdobie 1931 až 1960 uvádzam v tabuľke č. 1.

mesiac	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	rok
teplota	-2,3	-0,3	4,9	9,8	14,9	18,2	20,2	19,5	15,6	9,8	4,5	0,3	9,6

Tab. č. 1: Dlhodobé priemerné teploty vzduchu.

Priemerný ročný úhrn zrážok sa v oblasti pohybuje okolo 700 mm. V nasledujúcej tabuľke č. 2 uvádzam rovnako dlhodobé priemerné úhrny zrážok získané za obdobie rokov 1931-1960 zo stanice SHMÚ – Dobrá Voda.

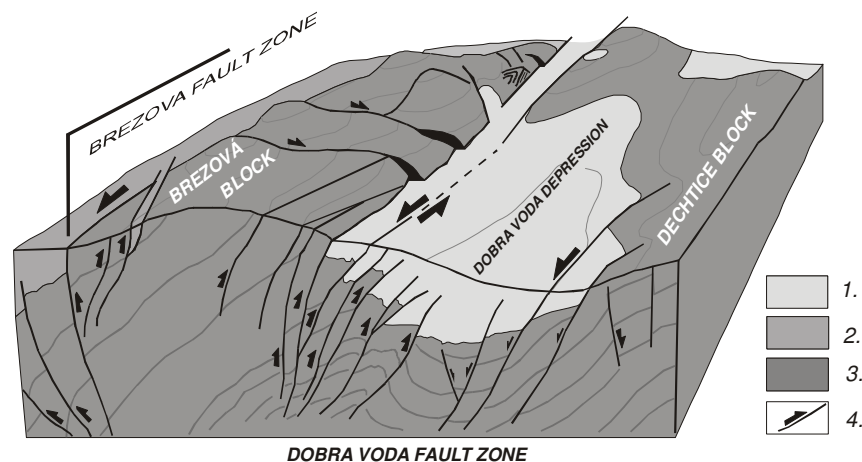
mesiac	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	rok
zrážky	51	45	50	46	64	71	84	65	40	61	66	57	100

Tab. č. 2: Dlhodobé priemerné úhrny zrážok.

5. Geologická stavba záujmového územia

Z hľadiska členenia Západných Karpát do superjednotiek, na sledovanom území vystupuje superjednotka Hronika. Jej mezozoické série tu prislúchajú k dvom typom: hlbokovodnejšiemu a plytkovodnejšiemu. Dechtická elevácia, situovaná juhovýchodne od Dobrovodského zlomového pásma, má afinitu k Chočskej jednotke, príbuznej Lunzskej jednotke v Alpách. Tá obsahuje hlbokovodnejšie fácie ako Jablonická jednotka (Michalík a kol., 1987). Brezovská elevácia, so zastúpením plytkovodnejších facií, je situovaná severne od Dobrovodského zlomového pásma a spadá pod Jablonickú jednotku. Jablonická jednotka sa najčastejšie vyskytuje v Malých Karpatoch (Marko a kol., 1991).

Druhohorné série Dechtickej elevácie reprezentujú: reiflingské, partnašské a lunzské súvrstvia, raminské a wetersteinské súvrstvia (Michalík a kol., 1987). Brezovskú eleváciu reprezentujú: wetersteinské a steinalmské súvrstvia (Michalík a kol., 1987).



Obr. č. 3: Schématický geologický rez Dobrovodskou oblasťou s vyznačenými významnými zlomami. 1. neogénne a kvartérne sedimenty, 2. vrchnokriedové a paleogénne sedimenty, 3. mezozické karbonatické série, 4. významné zlomy so zmyslom pohybu (upravené podľa Marka a kol. 1991).

Kontakt medzi Dechtickou a Brezovskou eleváciou buduje podľa Michalíka a kol., (1987) strmo uklonená prešmykovo-zlomová zóna nazývaná dobrovodskou (obr. č. 3). Zóna je súčasťou systému zlomov s orientáciou VSV-ZJZ, zužujúcou sa od ZJZ smerom na VSV. Táto zóna je prekrytá neogénnym pokryvom, ktorý na povrchu reprezentujú predovšetkým jablonické zlepence. Ide o polymiktné, fluvialno-jazerné zlepence karpatsko-panónskeho veku, ktorých materiál pochádza väčšinou z oblasti Malých Karpát (Mišík a Reháková, 2004). V menšej miere na povrch vystupujú vápnité pieskovce a ílovce otnangského veku, egenburgské bazálne zlepence a pieskovce, egenburgské pieskovce a piesky s polohami zlepenčov. Otnangské - planinské súvrstvie (Kováč a kol., 1992) vystupuje napr. na lokalite Konča Skaliek. Najväčšie stlačenie zóny s prešmykovo-šupinovým charakterom a vergenciou šupín k JV sa nachádza južne od Klenovej (Salaj a kol., 1987).

Na juhovýchodnom okraji Brezovskej elevácie sa nachádza pruh senónskych baraneckých pieskovcov prislúchajúci k južnému Vývoju Bradla (Salaj a kol., 1984). Tiahne sa s prerušeniami od lokality Zlámaná hora smerom na SV po oblasť Skalky. Roztrúsene vystupuje ešte na severnom okraji Dechtickej elevácie na lokalitách Šidlová a Bradlo. Na základe môjho mapovania som našiel tento výskyt i na lokalite Kráľova dráha. Dobrovodské zlepence z oblasti Brezovskej elevácie dosahujú hrúbku 20 – 50 m. Okrúhliakový materiál je tu tvorený triasovými dolomitmi a vápencami prevažne z lokálnych zdrojov. Asociácie ťažkých minerálov však indikujú i zdroje z južne a severne položených oblastí. Zlepence a brekcie tvoriace sutinové kužele ohraničujúce reverzné zlomy je možné nájsť v pásme od Dobrej Vody až do Čachtíc (Plašienka a kol., 1991).

Deluviálne sedimenty na sledovanom území dosahujú v rozmedzí okolo 6,5 až 7,5 m (Pokorný, 2001). Takto hrubé sedimenty pokrývajú prevažne neogénne horniny. Sú zastúpené ílovitým materiálom s prímiesou úlomkov zo zlepenčov. Pôvod ílov je v zvetrávaní nadložných ílovitých sedimentov. V častiach územia s karbonatickým podkladom pokryvy svahov tvoria prevažne rendziny s malou hrúbkou, často premiešané s úlomkami karbonátov.

Fluvialne sedimenty sa nachádzajú najčastejšie v dolných častiach tokov. Dominujú tu záplavové íly. Charakteristický je vrstevný sled sivých ílov; nad nimi sa nachádzajúca vrstva

piesčitých štrkov a vrchnú polohu zastupujú žlté íly. Na miestach, kde štrky absentujú, prechádzajú sivé íly postupne do ílov žltej farby. S obidvoma typmi som sa stretol v údolí potoka Životín.

Eolické sedimenty sa na sledovanom území vyskytujú pomerne zriedkavo. Výrazný odkryv som zaznamenal 450 m severozápadne od horárne Dolná Skalová, na pravom brehu ľavého bočného prítoku Blavy. Ide o typickú spraše s mocnosťou cca 7 m a s prítomnosťou cicvárov. Čiastočne som nachádzal piesčité sedimenty pravdepodobne eolického pôvodu i na jv. svahoch údolia smerom na ZJZ od vyššie uvedenej lokality.

Organické sedimenty sa na vybranom území nachádzajú v pásme od obce Dobrá Voda smerom na JV po miestny priemyselný park. Mocnosť rašelin je viac ako dva metre. Sú však prekryté ílovitými sedimentmi zrejme deluviálneho pôvodu. S menším výskytom rašelin som sa stretol v dne údolia v koryte toku Životín na lokalite Ľahký kameň. Ich pôvod bude súvisieť so zmenou režimu miestneho toku. Vek rašelin a rašelinných hlín je v oblasti Malých Karpát odhadovaný na holocénny (Kováč a kol., 2004).

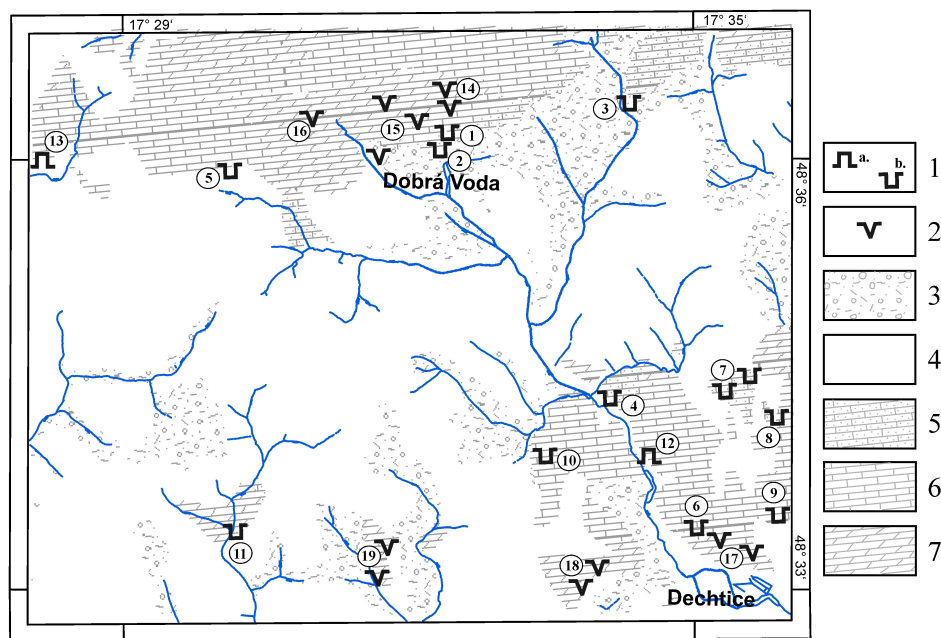
Z hľadiska geologicko-štruktúrnej situácie za najkomplikovanejšiu oblasť na danom území sa považuje územie medzi Miškozlovom a Jablonickým lomom. Nachádza sa tu výrazná priečna antiklinála s jadrom zastúpeným annaberskými vápencami a dolomitmi. Pomerne zložitú situáciu tu rovnako spôsobuje okrajová sieť zlomov JV – SZ smeru. Klenbu antiklinály tvoria wettersteinské vápence a dolomity (Salaj a kol., 1987). Od Miškozlového po Vítek má zóna povahu deformovanej synklinály s wettersteinskými dolomitmi v jej jadre, wettersteinskými vápencami na krídlach a reiflinskými vápencami v osovej časti. Východná časť územia je typická spätným nasúvaním štruktúry Klenovej na štruktúru Plešivej hory zo smeru SZ na JV (Salaj a kol., 1987).

Značnú zložitosť v geologickej pozícii a situácii litologických rozhraní v blízkosti jablonického lomu medzi lokalitami Sabatín a Bzová potvrdili i moje terénne práce. Na základe mapovacích prác som bol nútený upraviť litologické rozhrania medzi neogénom a mezozoikom sledovanej časti.

6. Ťažobná činnosť na sledovanom území

Význam lokalizácie skalných odkryvov spočíva predovšetkým v ich výpovednej hodnote. Pre značný nedostatok prirodzených skalných odkryvov, na ktorých by bolo možné na vymedzenom území sledovať výskyt zlomov, tvoria lomy (obr. č. 4) významný zdroj informácií.

V severovýchodnej časti obce Dobrá Voda (bod č. 1, obr. č. 4) dochádzalo v minulosti k ťažbe vápenca pre účel výroby vápna (Kabina a Windt, 1967). Vápenec pre dekoračné účely sa ťažil v miestnom lome za kostolom v obci Dobrá Voda (bod č. 2, obr. č. 4) a v oblasti Skaliek (bod č. 3). Rovnako som našiel pozostatky po ťažbe tohoto materiálu vo vrcholovej časti Šidlovej (bod č. 4), 300 metrov severne od horárne Dolná Skalová. Menšie lomy stavebného kameňa som vymapoval na lokalitách Lesy (bod č. 5), Vinohrady (bod č. 6), Skala (bod č. 7), Plešivá (bod č. 8), Babia Hôrka (bod č. 9), Lažteky (bod č. 10) a južne od Kráľovej Dráhy (bod č. 11). V súčasnosti prebieha otvorená ťažba stavebného kameňa na lokalite Dolná Skalová (bod č. 12) v katastri obce Dechtice a v Jablonickom lome (bod č. 13). Dolomitický štrk a piesok sa ťažil lokálne na viacerých miestach: Michalovie vŕšok (bod č. 14), Mariášske Brehy (bod č. 15), Pod Mariášom (bod č. 16), Vinohrady (bod č. 17), Pod Rakytkou (bod č. 18) a Brezina (bod č. 19).



Obr. č. 4: Situácia sledovaných ťažobní. 1a. lom v prevádzke, 1b. opustený lom, 2. pieskovňa, 3. deluviálne sedimenty, 4. neogénne sedimenty, 5. vrchnokriedové a paleogénne horniny, 6. vápence, 7. dolomity (upravené podľa Salaj a kol. 1987).

7. Hydrogeologická charakteristika územia

Z pohľadu hydrogeologického možno v sledovanom území vyčleniť tri vzájomne súvisiace hydrogeologické štruktúry (Salaj a kol., 1987):

- hg. štruktúra Klenovej
- hg. štruktúra dobrovodskej depresie
- hg. štruktúra Plešivej hory

Prevažná časť triasových súvrství Klenovskej štruktúry, okrem lunzských vrstiev, tvorí dobré podmienky pre vedenie a akumuláciu podzemných vôd. Infiltrácia a vedenie vôd sú podporené priečnou tektonikou. Na juhovýchodnom okraji štruktúry však poklesnuté bloky mezozoických hornín a ich nepriepustný neogénny pokryv tvoria bariéru, na okraji ktorej vystupujú krasové pramene: Hlavina (46,4 – 126,0 l/s), Mariáš (0,0 – 40,8 l/s), Vítek (13 – 39,0 l/s) (Salaj a kol., 1987) a vyvieracia (Hlávka) v obci Dobrá Voda (150 l/s) (Kalaš a Broďári, 1968). Malík a kol. (1989) pre prameň Hlávka uvádza nižšie výdatnosti v rozmedzí 46, 1-126, 4 l/s.

Klenovská štruktúra je charakterizovaná nízkym špecifickým odtokom podzemných vôd, čo možno dať do súvisu s prepojením so štruktúrou Plešivej hory popod štruktúru dobrovodskej depresie. Je to vysvetliteľné tým, že kriedové horniny v podloží neogénnych sedimentov dobrovodskej depresie tvoria nepriepustný strop pre vody v triasových

karbonátoch a priečna tektonika umožňuje transport týchto vôd do štruktúry Plešivej Hory.

Štruktúru Plešivej hory tvorí jednotný zvodnený komplex mezozoických súvrství. Juhovýchodné ohraničenie reprezentované okrajovým zlomom tvorí však pre transport týchto vôd bariéru a vznikajú tu tak pretekavé (bariérové) pramene. Hlavným odvodňovaním je tu plošný výver v blízkosti obce Dechtice, ktorý dosahuje výdatnosť 600 l/s. Vody tejto štruktúry sú dotované zo štruktúry Plešivá a Klenová. Predpokladá sa teda prestup vôd popod Dobrovodskú depresiu (Kullman, in Malík a kol. 1989). Rovnako sa predpokladá i dotácia pozdĺž Malokarpatského zlomu z oblasti Trstína (Kullman, 1982), štruktúr Rohožníka a Prieval (in Malík a kol., 1989).

Horniny neogénu a kriedové sedimenty na sledovanom území patria medzi málo priepustné a preto ku kolektorom s nízkou priepustnosťou (Machnerová a kol., 1991). Pramene vystupujúce z neogénneho sedimentárneho podložja sú prevažne charakteru vrstevného s výdatnosťou do 0,1 l/s. Pramene na lokalite Cerová definoval ako vrstevné Fecek (1994). Vyššie výdatnosti v daných horninách sú viazané na zlomové poruchy. Sú sprevádzané často výskytom pramenitov. Najznámejší prameň tohoto typu sa nachádza na lokalite Ľahký kameň.

8. Geologický vývoj dobrovodskej oblasti

Vývoj záujmového územia prešiel v geologickej minulosti pomerne zložitými procesmi (obr. č. 5). Zjednodušený obraz o tektonickom vývoji Západných Karpát, od najstarších identifikovateľných udalostí po súčasnosť, sa pokúsili vytvoriť autori Bezák a kol. (1995):

1. sformovanie kontinentálnej kôry v paleozoiku v období hercýnskej orogenézy,
2. vznik karpatsko-panónskeho bloku po paleoalpínskych a mezoalpínskych tektonických procesoch,
3. kolízia karpatsko-panónskeho bloku so severoeurópskou platformou,
4. interakcia litosféry a astenosféry v záverečných extenzných štádiách vývoja.

Vzhľadom na potrebu rozdeliť geologický vývoj sledovanej oblasti na starší a mladší, podávam prehľad najdôležitejších udalostí v dvoch podkapitolách. Podkapitola neotektonického obdobia má za úlohu načrtnúť najdôležitejšie znaky vývoja územia reflektujúceho sa do geomorfologickej hodnoty dnešných povrchových tvarov a dynamiky procesov.



Obr. č. 5: Tektonické zrkadlo v lome a bývalej vápenke na severnom konci obce Dobrá Voda, dokumentujúce zložitosť vývoja a interpretácie histórie danej oblasti. Fotografia znázorňuje striácie dvoch generácií pohybov s rôznym smerom zachované na jednom tektonickom zrkadle. Foto: Bristenský.

8.1. Predneotektonické obdobie

Počiatkové štádiá alpínskeho vývoja boli sprevádzané rozpadom hercýnskej kontinentálnej kôry a vytvorením niekoľkých mikrodosiek, oddelených oceánskymi bazénmi. Postupným zatváraním týchto sedimentačných priestorov v časovej postupnosti a v trende od J k S, došlo na meliatickej sutúre k interakcii panónskeho a slovenského bloku (sformovali sa v ňom hlavné paleoalpínske jednotky - gemerikum, veporikum a tatrikum). Nasledovala kolízia slovenského bloku s predpokladaným fundamentom oravika na sutúre vahika (Plašienka, 1995).

Najstaršie horniny vystupujúce na povrch záujmovej oblasti sú tu zastúpené mezozoickými sériami hronika. Pôvod hronika, tvoreného sústavou príkrovov a šupín, je ale značne nejasný. Predpokladá sa, že vznikalo v priestore medzi veporikom a gemerikom (in Biely a kol., 1996). Predoligocénny vývoj hronika podáva Plašienka (1999):

- vrchný karbón – skýt: transtenzia a rifting hrubej kontinentálnej kôry s obsahom granitoidov (internej zóny variscíd) s mohutným synriftovým vulkanizmom,
- stredný trias: sformovanie pasívneho kontinentálneho okraja s rífmami a interšelfovými panvami,
- vrchný trias: vyplnenie paniev terigénnymi turbiditmi, vznik zrelého pasívneho okraja s karbonátovou platformou,
- spodná a stredná jura: opätovný rifting, extenzia, rozčlenenie šelfu,
- vrchná jura: subsidencia, usadzovanie pelagitov a kalciturbiditov,
- spodná krieda: usadzovanie pelagitov, v hoterive nástup flyšovej sedimentácie, skrátenie a vytvorenie internej vrásovo-šupinovej stavby,

- vrchná krieda: gravitačný severo- až východovergentný presun do priestoru severných zón Centrálnych Západných Karpát, neskôr transtenzia a subsidencia gosauských paniev v periférii Centrálnych Západných Karpát.

Pred gosauskou transgresiou mora boli väčšie časti Brezovských Karpát súšou. Túto skutočnosť dokumentuje prítomnosť sladkovodných vápencov strednokriedového veku (Činčura, 1998).

V období **paleogénu** došlo k subsidencii vonkajšieho a vnútorného okraja Centrálnych Západných Karpát. Počas mladšieho paleogénu - **oligocénu** došlo k úniku západokarpatského segmentu z alpského priestoru smerom na SV. Tento pohyb bol sprevádzaný vznikom akrečnej prizmy v čele orogénu, flexúrnym ohybom južného okraja Českého masívu pod alpské príkrovy a štruktúrnou prestavbou paleoalpínsky konsolidovanej časti Centrálnych Západných Karpát (Ratsbacher a kol., 1991, Kováč a kol., 1991, Kováč a Baráth, 1995). Počas oligocénu prevládala kompresia SSZ – JJV smeru, ktorá vyvolala vznik násunovej a prešmykovej tektoniky (Nemčok a kol., 1989).

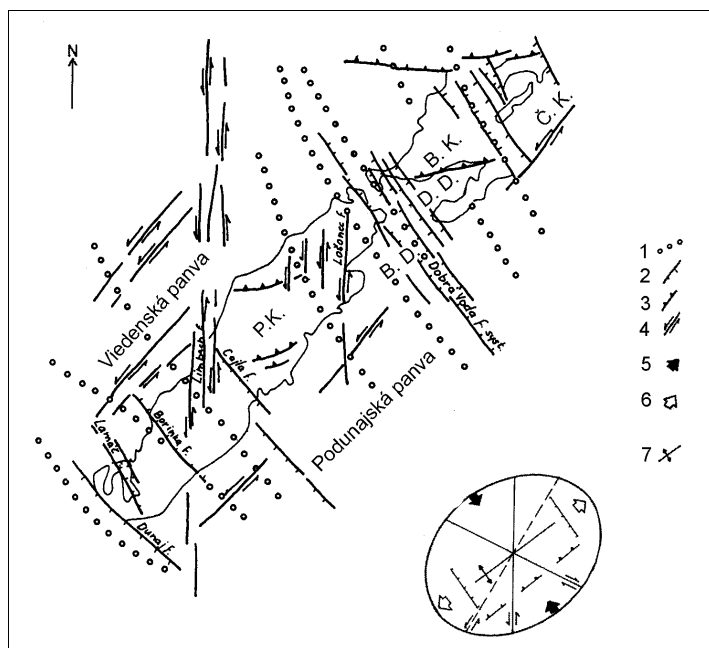
Počas prechodného obdobia medzi **vrchným oligocénom a spodným miocénom** mala kompresia dominujúci smer SSZ-JJV s extenziou smeru VJV-ZSZ. V sledovanej dobrovodskej oblasti kulminoval smer kompresie medzi ZSZ a SZ. Po oligocéne oblasť zrotovala o 43° proti smeru hodinových ručičiek (Marko a kol., 1991). Sedimentačné oblasti Západných Karpát sa v tomto období presúvali smerom do frontálnej a tylovej oblasti dvíhajúcej sa akrečnej prizmy. Časť prizmy a priľahlých oblastí bola zaplavená až do egeru (Kováč a kol., 1991). V období kiščel/spodný eger rovnako dochádza k uzatváraniu paleogénnych sedimentačných bazénov (Kováč a kol., 1991). Prešmyky vo frontálnej časti orogénu mali počas tejto fázy smer SV – JZ s vergenciou do vnútra Karpát (Marko a kol., 1990) a v západnej časti centrálnych Západných Karpát prevládali ľavostranné horizontálne posuny smeru SSV-JJZ, sprevádzané pravostrannými posunmi smeru VJV-ZSZ. Celková redukcia priestoru sa v dobrovodskej oblasti v danom období reflektovala vznikom spodnomiocénneho (egenburgsko-otnangského) sedimentačného priestoru typu „wrench fault furrow“ (teda dobrovodskej depresie) s následnou transgresiou mora. Sedimentačný priestor bol vyplňaný materiálom pochádzajúcim z flyšových súvrství. Tieto sedimenty sa nachádzajú v spodnomiocénnej výplni dobrovodskej depresie (Kováč a kol., 1991).

Počas **spodného miocénu**, ktorý začal pred 23,8 miliónmi rokov (Berggren a kol., in: Kováč 2000), sa v Západných Karpatoch zmenil smer osi paleonapätia na SZ-JV. Ku zmene zo S-J na SZ-JV došlo v priebehu egenburgu (Kováč a kol., 1989). Transpresný mechanizmus, ktorý mal vplyv na vznik dobrovodskej strižnej panvy v prechodnom období medzi vrchným oligocénom a spodným miocénom, sa koncom ranného miocénu zmenil na transtenzný (Bezák a kol., 2004).

V spodnom miocéne postupuje orogén smerom na severoeurópsku platformu a skracovanie priestoru spôsobuje vzrast hrúbky čelnej časti orogénu. To zapríčinilo rast litostatického tlaku a prednostné vytvorenie zlomov s horizontálnym posunom. Aktivita prešmykových zlomov s horizontálnou zložkou pohybu VSV-ZJZ smeru (Nemčok a kol., 1989, Kováč a kol., 1989) je v oblasti Malých Karpát a Brezovských Karpát výrazná. Prejavuje sa v období egenburgu napríklad vznikom sutinových kužeľov v páse so začiatkom v Rozbehoch, cez Dobrú Vodu do Čachtíc. Sedimentáciu v Dobrovodskom bazéne v spodnom miocéne ovplyvnil tzv. Dobrovodský zlom, so spomenutým prešmykovým charakterom a ľavostrannou horizontálnou zložkou pohybu (Marko et. al., 1991). Podľa Kabinu a kol. (1980)

vývoj depresie bol nasledovný: spodnomiocéna sedimentácia začala spodnoburdigalskými jemnými pieskami v jazernom prostredí, nasledovala uložením ílovito-piesčito-lignitového sedimentu v brakickom prostredí a postupovala sedimentáciou zlepenčovo-pieskovcového súvrstvia v pravom morskem prostredí.

Sinistrálne posunové zlomy smeru S-J (obr. č. 6), medzi ktoré zaraďujeme napr. Lošonský zlom (reflektujúci sa v oblasti jaskyne Driny) mali v severnej časti Malých Karpát v danom období veľký význam. Pohyb na spomenutom zlome napr. spôsobil posun masívu Baďurka k severu. V spodnom miocéne tiež dochádza k vzniku Blatnianskej depresie (niekedy označovanej i ako Piešťanský záliv) tzv. pull-apart mechanizmom (Kováč, 1993, 1989).



Obr. č. 6: Schéma tektonických pomerov v oblasti Malých Karpát počas spodného miocénu: 1. os max. kompresného napätia, 2. poklesové zlomy, 3. prešmyky, 4. smerné posuny, 5. smer kompresie, 6. smer extenzie, 7. smer osí vrás, P.K.-Pezinské Karpaty, B.K.-Brezovské Karpaty, Č.K.-Čachtické Karpaty, D.D.-Dobrovodská depresia, B.D.-Blatnianska depresia (upravené podľa: Nemčok a kol., 1989).

Počas *egenburgu* došlo k transgresii mora na značnej časti územia. Smerom na východ transgresia zasahovala na Považie, do Bánovskej kotliny a do oblasti Hornej Nitry. More tu však bolo plytké (Kováč a kol., 1991). Pred transgresiou prebehlo zarovnanie územia pôvodne rozčleneného v oligocéne (Salaj a kol., 1987). Podľa Barátha a Kováča (1989) nebolo však zaliate celé územie ale vyššie partie Brezovských Karpát vystupovali z mora ako archipelag. V priebehu sávskej orogénnej fázy vznikali ľavostranné horizontálne posuny VSV-ZJZ (napr. Kátlovského zlomu) a SV-JZ smeru a poklesy s orientáciou S-J (Kováč a kol., 1989). V tomto období došlo i k aktivizácii Smolenického zlomu s ľavostranným bočným mechanizmom pohybu (Kováč a kol., 1989). Počas *egenburgu* tvorila Dobrovodská depresia okraj sedimentačného priestoru, ktorého depocentrá – hlbšie časti sa dnes nachádzajú v severnej časti viedenskej panvy. Prevládalo tu plytké more a zdroje sedimentov boli buď miestne, alebo severne a južne položené od sedimentačného bazénu. Depozícia bazálnych zlepenčov na tektonicky aktívnom juhovýchodnom svahu elevačnej štruktúry v priestore dnešnej brezovskej hrásti bola viazaná na prešmyky s vergenciou do vnútra Karpát (Kováč a kol., 1988, Baráth a Kováč, 1989).

Klasty v oblasti dobrovodskej depresie sú tvorené predovšetkým dolomitickými vápencami wettersteinského typu, steinalmskými vápencami a zriedkavo rohovcami (Kováč, Marko,

Baráth, 1993). Výsledky analýz materiálu zo zlepcov naznačujú, že kryštalinické komplexy na alpsko-karpatskom styku boli ešte v priebehu egenburgu pochované. Do tejto doby materiál sedimentov pochádzal výlučne z mezozoických komplexov (Kováč a Baráth, 1995). Do súčasnej pozície bola sledovaná oblasť od egenburgu zrotovaná o 43° proti smeru hodinových ručičiek (Kováč a kol., 1989).

Tektonická fáza *ottnangu* je často nazývaná ako intraburdigalská tektonická fáza (Kováč, 2000). V tomto období pokračovala nepretržitá sedimentácia, ktorá sa začala už v egenburgu. V sledovanom Dobrovodskom bazéne sa rozprestieralo tzv. watové more s miestami s anoxickým režimom, ktorý bol spôsobený čiastočnou izoláciou tohoto sedimentačného priestoru. Rovnako pokračovala tektonická aktivita zlomov kontrolujúcich prehlbovanie bazénu. Sedimentácia bola teda tektonicky kontrolovaná. Odzrkadľuje sa to v bazálnych zlepcoch s ílovitým tmelom planinského súvrstvia dobrovodskej depresie, ktoré boli deponované z okraja do hlbších častí depresie (Kováč, Marko a Baráth, 1993). Zdrojová oblasť sedimentov dobrovodskej depresie sa v *ottnangu* nachádzala hlavne na juhu od dobrovodskej zlomovej zóny (Kováč a kol., 1991). Počas najvyššej časti *ottnangu* tu však už prevládalo brakické dobre prevzdušnené more (Kováč a kol., 1991). Počas *ottnangu* pred uložením jablonických zlepcov už bol predvrchnokriedový podklad odhalený a dochádzalo na ňom ku krasovateniu karbonatických hornín (Činčura, 1998).

V prechodnom období *medzi ottnangom a spodným karpatom* rovnako dominoval význam prešmykovej a zlomovej tektoniky (Salaj, 1982).

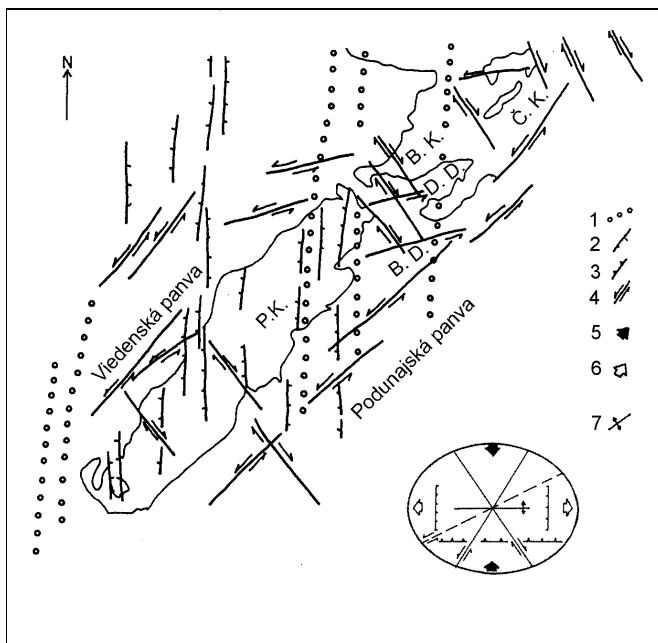
Počas *karpату* v sledovanej oblasti sedimentáciu kontrolovali i poklesové zlomy SZ-JV orientácie. Medzi tieto zlomy sa zaradzujú i zlomy prechádzajúce od obce Jablonica po Trstín, na ktorých sa formovala depresia oddeľujúca Brezovské a Pezinské Karpaty (Plančár in Nemčok a kol., 1989). V karpate prevládala kompresia smeru S-J (Marko a kol., 1991, Kováč a Baráth, 1995) a súčasne došlo k zvrásneniu pôvodných *ottnangských* sedimentov. V dobrovodskej oblasti prevažovali ľavostranné horizontálne posuny smeru SV-JZ a spätné prešmyky smeru ZJZ-VSV, ktoré mali za následok vznik sklzových telies v spodnokarpatských sedimentoch dobrovodskej depresie (Marko a kol., 1991). Vďaka prešmykom dochádzalo k vtláčaniu mezozoika do spodnomiocénnej výplne dobrovodskej depresie (Machnerová a kol., 1991). Transgresia mora sa v danej oblasti prejavila iba v okrajových častiach panvy (Marko a kol., 1991). Na rozdiel od egenburgskej transgresie, ktorá postupovala z čelnej alpskej molasy, sedimentačný priestor v období *karpату* bol zapĺňaný z juhu z panónskej oblasti (Kováč, Marko, Baráth, 1993).

Počas spodného *karpату* v dobrovodskej depresii rovnako došlo k uloženiu karpatského šlíru a čiastočnej izolácii tohoto bazénu. Zdroje sedimentov boli buď miestne, alebo južne situované od bazénu. Počas vrchného *karpату* však dochádza k depozícii sedimentov i zo severne položených zdrojov (Kováč a kol., 1991). V období *karpату* sa prehlbuje Dobrovodský bazén, ktorého zanášanie pokračovalo až do spodného bádenu. Vo vrchnom karpate došlo k transgresii jablonických deltových zlepcov s pôvodom z mezozoických komplexov severných Vápencových Álp a centrálnych Západných Karpát. V tejto fáze sa začali erodovať i vyzdvihnuté kryštalinické komplexy Malých Karpát.

Do súčasnej pozície bola sledovaná oblasť od *karpату* zrotovaná o 37° proti smeru hodinových ručičiek (Kováč a kol., 1989).

V prechodnom období *medzi spodným miocénom a stredným miocénom* mali osi paleonapätového maximálneho kompresného poľa smer S-J (obr. č. 7). Táto fáza je napríklad

typická deformáciou mezozoických hornín na lokalite Hradište pod Vrátnom. Rovnako i egenburgské horniny tejto oblasti prešli deformáciou. Počas intrabádenskej (Sandulescu, in Kováč, 2000) orogénnej fázy boli aktivizované poklesové zlomy smeru S-J a zlomy s horizontálnym posunom smeru SV-JZ. V oblasti dobrovodskej depresie boli aktívne i zlomy smeru SZ-JV s charakterom horizontálnych posunov. V tejto dobe bol aktívny Ludinský-dobrovodský zlom (Kováč a kol., 1989) s pravostrannou zložkou pohybu. Smolenický zlom má charakter ľavostranného posunového zlomu. V uvedenom období došlo v dôsledku dextrálnych postranných posunov v smere SZ – JV k uzavretiu spojenia medzi Viedenskou panvou a Bánovskou kotlinou a k oddeleniu paleogénnych sedimentov Bukovskej brázdy od paleogénnych sedimentov Blatnianskej priehlbiny (Túnyi a Kováč 1991, Márton a kol. 1992, Kováč a Baráth, 1995, Kováč a kol., 1993). Dané posuny rovnako umožnili ľavostrannú rotáciu centrálnych Západných Karpát (Kováč a Baráth, 1995).



Obr. č. 7: Schéma tektonických pomerov v oblasti Malých Karpát počas prechodného obdobia medzi spodným a stredným miocénom: 1. os max. kompresného napätia, 2. poklesové zlomy, 3. prešmyky, 4. smerné posuny, 5. smer kompresie, 6. smer extenzie, 7. smer osí vrás, P.K.-Pezinské Karpaty, B.K.-Brezovské Karpaty, Č.K.-Čachtické Karpaty, D.D.-Dobrovodská depresia, B.D.-Blatnianska depresia (upravené podľa: Nemčok a kol., 1989).

V **strednom miocéne**, ktorý sa začal zhruba pred 16,4 miliónov rokov (Berggren a kol., in: Kováč 2000), prevažovali extenzívne posuny s maximálnym kompresným napätím smeru SV-JZ (Nemčok a kol., 1989), poprípade SSV-JJZ (Nemčok a kol., 1989) a s extenziou VJV – ZSZ (Marko a kol., 1991). Mierna pravostranná rotácia smeru hlavného kompresného napätia do smeru SV-JZ s prechodom do čistej extenzie, kolmej na tento smer, vo vrchnom bádensarmate spôsobila vznik poklesových zlomov smeru SV-JZ, ktoré lemujú hrásť Malých Karpát (obr. č. 8). Reprezentant týchto zlomov je na lokalite Naháč – Prekážky. Nachádzajú sa tu slabo spevnené štrky karpátu porušené strmými poklesmi smeru SV-JZ. Striácie na ílovej výplni zlomu indikujú i mladší smerovoposuvný pohyb neznámeho zmyslu (Marko a Kováč, 1996). Extenzia V–Z až SSV–JJZ v období vrchného sarmatu umožnila transgresiu mora do zálivov malokarpatskej hrásti.

Horniny *stredného bádenu* sú postihnuté predovšetkým deformáciou fázy s maximálnym

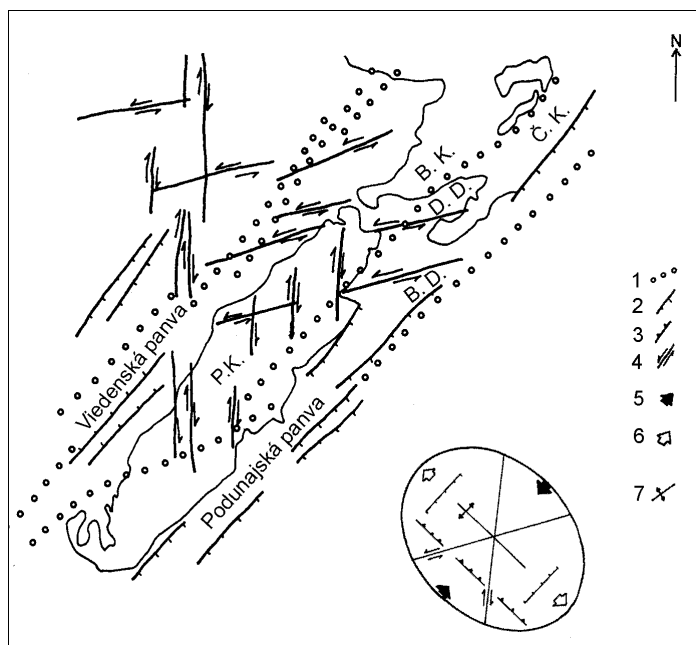
kompresným napätím smeru SV-JZ. Sedimentácia v *strednom a vrchnom bádene* bola kontrolovaná extenzným režimom viedenskej a dunajskej panvy (Kováč a Baráth, 1995), zlomovou tektonikou smeru JJZ-SSV (Špička in Nemčok a kol., 1989).

Počas stredného miocénu dochádzalo k ohýbaniu paleoalpínsky konsolidovaných štruktúr, rotácii zlomov, blokov a tvorbou novej generácie krehkých deformácií (Kováč, Marko a Baráth, 1993). Deformácie generované v tomto období sa zachovali v oblasti Hradišťa pod Vrátnom a Brezovej pod Bradlom. V severnej časti Malých Karpát dochádzalo i k výrazným pravostranným horizontálnym posunom, avšak s menšou amplitúdou ako bol ľavostranný pohyb na týchto zlomoch v spodnom miocéne. Ďalšie pomerne časté pohyby, ku ktorým v danej oblasti dochádzalo zaraďujeme ľavostranné pohyby na zlomoch VSV-ZJZ smeru združené so SSV-JJZ až SV-JZ poklesovými zlomami s horizontálnou zložkou pohybu (Pospíšil in Nemčok a kol., 1989). Zlomy s orientáciou SV-JZ vznikli alebo sa reaktivovali v strednom bádene a boli aktívne ako synsedimentárne zlomy do konca sarmatu, prípadne mladšieho panónu (Vass, 2003). Mezozoické horniny Brezovskej elevácie boli formované medzi ľavostranným Brezovským a Dobrovodským strike-slipovým zlomom smeru VSV-ZJZ. Medzi týmito zlomami nastala rotácia blokov proti smeru hodinových ručičiek, ktorá bola realizovaná vďaka pravostranným pohybom smeru SSZ-JJV. Uvedené smerné zlomy boli do dnešnej pozície zrotované do smeru SSZ-JJV (Marko et. al., 1991). Poklesové zlomy orientované pôvodne v smere SSV-JJZ sa rovnako uplatnili pri rotácii a generovali sa na nich šikmé ako i čisté pravostranné posuny (Marko et. al., 1991). Po rotácii blokov naďalej pokračoval sinistrálny posun na zlomoch smeru VSV-ZJZ, ktorý spôsobili vznik esovitých ohybov paleoalpínskych štruktúr v Brezovskej elevácii. Ohyb deformoval zlomy v strižnej zóne pri rotácii blokov. V mieste najväčšieho ohybu vznikli vejárovito usporiadané ľavostranné aj pravostranné strike-slipové pohyby generované ohybom (Marko et. al., 1991). V tomto období sa juhovýchodný okraj hráste Malých Karpát stáva výrazne markantným (Fusán a kol., 1986).

Pezinská časť Malých Karpát bola v tret'ohorách až do bádenu dvíhaná, na rozdiel od Brezovskej časti, ktorá v danom období poklesávala. Od bádenu však bol zaznamenaný jej výzdvih (Plašienka a kol., 1991). Subsidiencia na západnom ohraničení podunajskej panvy, ktorá sa nachádzala v extenznom režime (Horváth, 1993), je v strednom a vrchnom bádene najvýraznejšia v oblasti Blatnianskej depresie. Jej poklesávanie kontrolovali zlomy smeru SV-JZ a orientované posuny smeru ZJZ-VSV (Kováč a Baráth, 1995, Vass a kol., 1988). Rýchla subsidiencia sa prejavila 2000-3000 m hrubým peliticko-psamitickým vývojom (Maglay a kol., 2006). Sedimentačné bazény susedných oblastí sa začali v strednom miocéne izolovať. Tento jav je možné dokumentovať postupnou zmenou salinity. Do konca sarmatu tu je však zaznamenaný ešte vplyv kolísania hladiny svetového oceánu (Hudáčková a Kováč in: Kováč, Marko a Baráth, 1993).

V strednom miocéne boli sedimenty Jablonickej a Dobrovodskej depresie inkorporované do dvíhajúcej sa hrášt'ovej štruktúry Malých Karpát (Kováč, Marko a Baráth, 1993).

Počas *vrchného bádenu* došlo ku transgresii mora na východnom okraji Malých Karpát v periférnej oblasti Blatnianskej depresie. Postup mora je tu zaznamenaný uložením tzv. doľanských konglomerátov (Kováč, Marko a Baráth, 1993). Koncom bádenu v dôsledku posunu Karpát voči Alpám sa poklesovou dilatáciou karpatskej stavby dotvára viedenská a podunajská panva.



Obr. č. 8: Schéma tektonických pomerov v oblasti Malých Karpát počas stredného miocénu: 1. os max. kompresného napätia, 2. poklesové zlomy, 3. prešmyky, 4. smerné posuny, 5. smer kompresie, 6. smer extenzie, 7. smer osí vrás, P.K.-Pezinské Karpaty, B.K.-Brezovské Karpaty, Č.K.-Čachtické Karpaty, D.D.-Dobrovodská depresia, B.D.-Blatnianska depresia (upravené podľa: Nemčok a kol., 1989).

8.2. Obdobie neotektonické

Pohyby, ktoré sa uskutočňovali od mladších treťohôr s pokračovaním do štvrtohôr sa podľa Ondrášika a Rybáře (1991) nazývajú neotektonickými. Často je však chápanie tohoto termínu vo svetovej literatúre nejednotné (Kukal, 1983). Európska literatúra definuje pohyby neotektonické ako pohyby štvrtohorné a treťohorné. Vo svete sa však možno stretnúť s vysvetlením, že ide o pohyby výlučne štvrtohorné, poprípade recentné. Slemons vysvetľuje pojem neotektoniky ako obdobie po miocéne (in: Stewart a Hancock, 1994). Mörner (1990) zase dobre upozorňuje na závislosť definovania neotektonických procesov v súvislosti na rôznom aktuálnom tektonickom režime v odlišných regiónoch. Muir Wood a Mallard (1992) charakterizujú neotektonické procesy a udalosti ako vzniknuté alebo pretrvávajúce v aktuálnom tektonickom režime. Súčasná verzia pojmu neotektonika bola zhrnutá Wilsonom (in: Dennis a Murawsky, 1988) do nasledujúcej podoby: „Neotektonika zahrňuje nové, živé alebo aktívne tektonické pohyby od miocénu do recentu, lokálnej až doskovitej mierky, predovšetkým ale spojené s regionálnou tektonikou“.

Kvitkovič a Vanko (1990) pre územie Západných Karpát charakterizujú neotektonické obdobie ako časový úsek od vrchného bádenu s pretrváváním do recentu. Pospíšil a kol. (1992) ako časový úsek sarmat-kvartér, ktorý nasledoval po poslednom prejave vrásových a príkrovových pohybov. Rovnako upozorňuje na to, že toto obdobie nie je pre celé Západné Karpaty zhodné. V západnej časti Západných Karpát (moravskom úseku) vyznievajú tieto pohyby v bádene. Naproti tomu vo východnej časti karpatského oblúku dochádza k nasúvaniu vonkajších jednotiek na karpatskú predhlbeň až v posarmatskom období. Z toho pre neho jednoznačne vyplýva, že v oblasti západnej, možno pobádenskej pohyby na zlomoch

definovať ako pohyby neotektonické. Kováč a kol. (1997) kladie hranicu neotektoniky na rozhranie miocén/pliocén, teda do obdobia, kedy prechádzala sústava medzihorských panví do termálnej fázy panvového vývoja. Na začiatku pliocénu sa tiež zmenili charakteristiky napätového poľa s pretrváváním do recentu (Bada, 1999). Hrašna (1998) pre územie Slovenska vyčleňuje neotektonické prejavy od konca miocénu s trvaním po recent. Toto obdobie zahŕňa časový úsek 5,4 miliónov rokov. Zhodne Halouzka a kol. (1998) zrovnávajú obdobie neotektonických pohybov na území Západných Karpát s najmladším tektonicko-sedimentárnym megacyklom, ktorý začal na báze pliocénu, teda na hranici pont/dák, s trvaním až do kvartéru. Od hranice dák/roman sa začínajú meniť geologické pomery a meniť svoj charakter na kvartérny až súčasný.

Podľa autorov Kvitkoviča a Plančára (1975) možno neotektonické obdobie rozdeliť na dve štádiá:

1. štádium charakteristické prevahou denudačných procesov, znižovaním reliéfu, vzniku zarovnaných povrchov a aktivizovaním hlbinných zlomov rozdeľujúcich zemskú kôru na bloky. V priebehu attickej fázy v dôsledku zvýraznených vertikálnych pohybov došlo k vykľutiu Západných Karpát s následnou deformáciou najstaršieho denudačného povrchu tzv. vrcholovej rovne. Stredohorská roveň sa utvárala na jej menej vyzdvihnutých častiach, resp. viac uklonených s postupne sa rozvíjajúcim denudačným procesom v priebehu spodného panónu. Koniec prvého štádia nastal v spodnom panóne.
2. diferencované pohyby značnej amplitúdy so začiatkom v ponte charakterizujú druhé štádium neotektonického vývoja Západných Karpát. V tomto období sa deformuje stredohorská roveň, vznikajú antiklinálne, brachyantiklinálne vykľutia a synklinálne až brachysynklinálne prehnutia, s následným vznikom klenieb, hrástí, priekopových prepahlín počas germanotypnej tektoniky. Vznikom vnútrohorských kotlín a pohorí bol pôvodný panónsky povrch silne deformovaný. V Malých Karpatoch sa tento povrch nachádza vo výškach 400 – 600 m n. m. Vo vrchnom pliocéne v dôsledku zarovnávaní v dolinách a v kotlinách vzniká poriečna roveň.

Staršie neotektonické obdobie (sávsko-staroštýrska fáza) bolo ešte charakteristické presunom alpíd (Roth a Procházková, 1987) na severoeurópsku platformu (pri súčasnom severovergentnom pomalejšom pohybe Álp a rýchlejšom pohybe Karpát).

Pre **vrchný miocén** západokarpatských paniev sa časová hranica medzi stredným a vrchným miocénom kladie na 11,5 milióna rokov (Vass a kol., in: Kováč 2000). Smer kompresie pre toto obdobie je zhodný so smerom kompresie v strednom miocéne, teda SV–JZ. Počas vrchného miocénu a s pokračovaním až do pliocénu prevažovala extenzná tektonika (obr. č. 9) s osami maximálnej extenzie SZ - JV smeru (Nemčok a kol., 1989). Počas tohoto obdobia vznikajú v Brezovských Karpatoch najmladšie poruchy priečného smeru SZ-JV (Michalík, 1986).

V priebehu *sarmatu* došlo k rozčleneniu bádenských morských spojení s mediteránnou oblasťou a spôsobilo to zmenu charakteru mora na brakický. More bolo teda plytké (Kováč a Baráth, 1995). Mladšie členy neogénu dobrovodskej depresie chýbajú a to nasvedčuje o skutočnosti, že depresia bola viac-menej skonsolidovaná už pred tortónom (Kalaš a Broďári, 1968). Počas sarmatu sa tektonický režim mení na extenzný so smerom SZ-JV a kompresiou SV-JZ. Subsidiencia Blatnianskej depresie sa spomalila, čo dokladá malá hrúbka sedimentov

100-400 m (Maglay a kol., 2006).

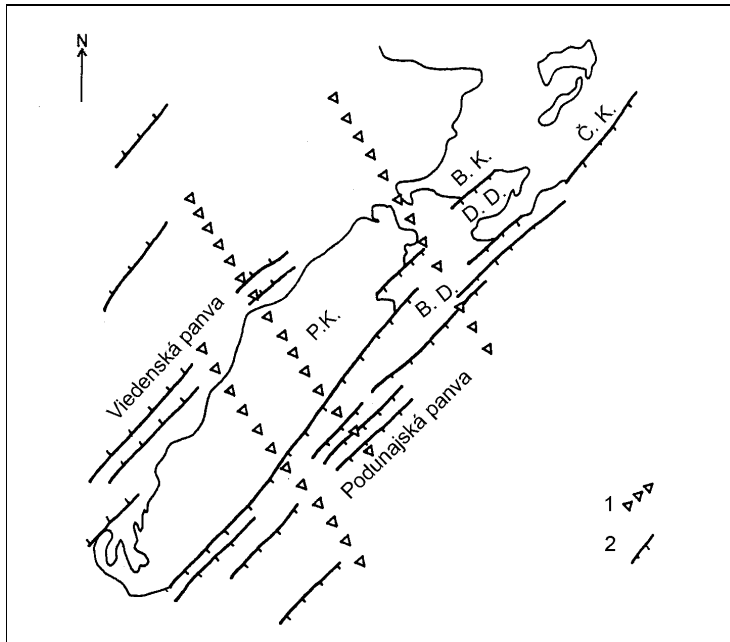
V období mladoštýrsko-moldavskej tektonickej fázy trvajúcej od stredného sarmatu sa pohyb Alpíd zastavil. Príčinou bol rastúci odpor Euroázijskej dosky, predovšetkým v danej oblasti pod Karpatami ponoreného sudetsko-malenického platformného prahu (Roth a Procházková, 1987). V dôsledku toho v oblasti Malých Karpát už nedochádza k nasúvaniu Západných Karpát na severoeurópsku platformu. Tento pohyb ale podľa Rotha pokračuje smerom na východ karpatského oblúka, kde podobná prekážka absentuje. Preto dochádza k ľavostrannému pootáčaniu karpatského bloku i vonkajších Karpát, ktorých pohyb dosiahol 17° (Roth 1987, 1980). Kvitkovič a Plančár však predpokladajú pretrvávajúce nasúvanie Západných Karpát na ich predpolie, definované na základe poznatkov o prevládajúcich zdvihoch v strednej a severozápadnej oblasti Západných Karpát (Kvitkovič a Plančár, 1975). Začiatkom panónu s pokračovaním do kvartéru sa začal vývoj centrálnej a južnej časti podunajskej nížiny (Kvitkovič, 1993) za vyznievania poklasávania Blatnianskej depresie (Kováč a kol., 2004); spodný panón sprevádzal kompresný event smeru S – J (Kováč, 2000). Celé nasledujúce obdobie panónu sa považuje za pomerne kľudné časové rozmedzie, počas ktorého dochádza k vzniku stredohorskej rovne (Mazúr, 1965). Niektorí autori pre vytvorenie stredohorskej rovne uvádzajú však omnoho dlhšie obdobie kľudu (Bizubová, 2003), teda baden - pont. Rovnako sa nájde i odmietavý názor na existenciu týchto období kľudu a vzniku zarovnaných povrchov (Bíl 2002, Činčura 1998). Pre pohorie Malých Karpát sú typické dva systémy zarovnaných povrchov a to vo výškach 300-450 m n. m. a v 520-600 m n. m. Podľa Lukniša a Mazúra (1959, in Kabina a Windt 1967) tvoria eróznodenudačné formy. V Dehtickej elevácii sa zbytky zarovnaného povrchu nachádzajú vo výškach 400 - 350 m n. m. (Kalaš a Broďáni, 1968). Na mapovanom území je možné stretnúť sa s týmito javmi na lokalitách: Lažteky, vrcholové plató v priestore Dolná Skalová a Pod Mariášom (Kabina a Windt, 1967).

Následne po vytvorení stredohorskej rovne došlo k asymetrickému výzdvihu SZ časti Brezovských Karpát (Stankoviansky, 1994) a úklonu východnej a juhovýchodnej časti k Podunajskej nížine. Diferencované pohyby spolu s priečnou tektonikou mali za následok vznik blokovej stavby Brezovských Karpát (Stankoviansky, 1994).

Počas panónu a pontu dominovali v oblasti poklesové zlomy SSV – JJZ smeru, ktoré boli sprevádzané horizontálnymi posunmi VSV – ZJZ smeru (Marko a kol., 1990). Sedimentácia ílov bola zaregistrovaná napr. v západnej časti Blatnianskej depresie. Počas panónu dochádza ku vzniku Trstínskej depresie (Otepka, 1984).

V období pontu pokračovala ílovito-piesčitá sedimentácia na obidvoch stranách Malokarpatskej hrásti (Kováč, Marko a Baráth, 1993).

Počas vrchného miocénu až pliocénu postupne utícha subdukcia a dochádza k zmene režimu. V kontraste s bádénom je subsidencia miernejšia a v súvrstviach vyznieva z podložia do nadložných vrstiev. Rovnako ako v bádene sedimentačná oblasť viedenského bazénu je kontrolovaná predovšetkým JJZ-SSV zlomami s poklesovým charakterom. Tieto zlomy sú aktívne hlavne na okraji pohorí v styku s panvami (obr. č. 8). Tektonický režim je charakteristický dominantne pozdĺžnou tektonikou (Buday a kol., 1962, Ibrmajer a kol., 1989). Kompresná udalosť v tomto období spôsobila výzdvih severných častí dunajskej panvy a subsidenciu v jej centrálnej časti (Kováč a kol., 1993).



Obr. č. 9: Schéma tektonických pomerov v oblasti Malých Karpát počas vrchného miocénu až pliocénu: 1. os min. kompresného napätia, 2. poklesové zlomy, P.K.-Pezinské Karpaty, B.K.-Brezovské Karpaty, Č.K.-Čachtické Karpaty, D.D.-Dobrovodská depresia, B.D.-Blatnianska depresia (upravené podľa: Nemčok a kol., 1989).

Pliocén je v oblasti Malých Karpát charakteristický prevahou limnicko-fluviálnej sedimentácie štrkov, čo charakterizuje pokračovanie extenznej tektoniky (Kováč, Marko a Baráth, 1993). V Podunajskej depresii sedimentácia pokračovala počas pliocénu so zmenami od jazernej po riečnu sedimentáciu. Na hranici dak/roman bola tektonická inverzia doprevádzaná poklesávaním podunajského bazénu a kontrolovaná SV-JZ kompresiou s priečnou SZ-JV extenziou, ktorá pretrvávala až do stredného pleistocénu. Počas *vrchného pliocénu* plošinaté pohorie Brezovských Karpát plynulo prechádzalo do Podunajskej nížiny (Stankoviánsky, 1994). Počas vrchného pliocénu a spodného pleistocénu dominovali aluviálne podmienky (Kováč a kol., 2001). Od vrchného pliocénu tiež nastupuje kompresný režim, ktorý pretrváva dodnes. Uvádza sa, že bol spôsobený tlakom Adriatickej mikroplatne, ktorý nemohol byť ďalej kompenzovaný subdukciou čela Karpát (Bizubová, 2003). K detailnému dotvoreniu reliéfu sledovaného územia Brezovských Karpát dochádza počas valašskej fázy v priebehu *vrchného pliocénu – kvartéru* (Kalaš a Broďári, 1968). Podľa Kováča a kol. (2001) bola priemerná rýchlosť pohybov v období pliocén-kvartér na hlavných zlomových zónach širšej oblasti 0,01 – 0,1 mm/rok. V tomto období rovnako narastá v oblasti Trnavskej pahorkatiny význam priečnej tektoniky (Stankoviánsky, 1994), ktorá sa následne v kvartéry stáva dominantnou. Pliocénny a kvartérny pokles viedenskej a podunajskej panvy je doložený geologicky a rovnako i geodeticky. Viedenská panva je typická pobádenským horizontálnym dilatačným pohybom s celkovou hodnotou 4 – 5 km (Vyskočil a Zeman 1979, Ďurica a kol. 1986) a celková pobádenská dilatácia podunajskej panvy dosiahla zhruba 40 km (Kováč a kol., 1986).

V období *vrchný pliocén až spodný pleistocén* vytvorili toky z Brezovských Karpát laterálnou eróziou v neogénnych sedimentoch Trnavskej pahorkatiny poriečnu roveň (Mičian, 1990), prechádzajúcu plynulo do stredohorskej rovne (Stankoviánsky, 1994). Hodnoty relatívnych

výšok poriečnej rovne sa vo vnútrokarpatských kotlinách pohybujú medzi 180 – 200 m nad tokom, v nížinných kotlinách Slovenska 160 – 180 m a v Podunajskej pahorkatine cca 80 – 100 m (Baňacký a kol., 1993).

V pliocéne sa taktiež zmenil smer kompresnej zložky napätia do dnešnej orientácie SZ-JV, pričom smerom od východného okraja Brezovských Karpát do nížiny prevláda extenzia orientovaná v smere SV-JZ (Kováč a kol., 2004) a zároveň sa začali aktivizovať SZ-JV zlomy segmentujúce hrásť Malých Karpát. Tieto zlomy ovplyvnili i sedimentáciu v Blatnianskej depresii (Maglay a kol., 2006)

Obdobie **kvartéru** sa vyznačuje asymetrickým výzdvihom pohoria Malých Karpát, kontrolovaným priečnymi zlomami (Stankoviánsky, 1994). V dôsledku úklonu Brezovských Karpát spolu s Trnavskou pahorkatinou k JV došlo k posunu toku Váhu smerom k východu (Dlabač, 1960).

Dĺžka kvartéru bola stanovená podľa INQUA na 1 milión 800 tis. rokov a z tohoto rozpätia zaberá holocén 10 tis. rokov (Kvitkovič, 1993). Veľkosť kvartérnych pohybů sa na základe analýzy riečnych terás odhaduje na 350 – 400 m (Kvitkovič a Plančár, 1975), pričom v oblasti Malých Karpát, Trábeču, Považského Inovca dosahuje amplitúda neotektonických zdvihů až 400 – 1200 m (Kvitkovič a Plančár, 1975). Počas kvartéru pokračuje poklesávanie v podunajskej i viedenskej panve, nerovnomerný charakter pohybů pozdĺž zlomů SZ-JV a SV-JZ smeru (Kvitkovič, 1993). Poklesávanie záhorsko-plaveckého bazénu počas kvartéru potvrdili výskumy Sobolu a kol. (1963). Uvedená štruktúra je založená na perikarpatských zlomoch Leitha (Kováč a kol., 2002), ktorých severovýchodným pokračovaním je i Plavecko-Dobrovodská zlomová sústava.

V priebehu kvartéru sa v dobrovodskej oblasti striedali viaceré fázy vývoja, čo je dokumentované na odkryvoch proluviálnych sedimentů napr. na lokalite Podskalky. Bol tu vykonaný IG prieskum pre septik (Slávik, 1988). Na danej lokalite do hĺbky 2 m bola zistená hlina, od 2 do 2,8 m hlina so štrkom, od 2,8 do 3,8 m piesčité štrk, do 4,0 íl, od 4 do 6 m íl piesčité a do 8 m ílovitý piesok.

Pleistocén je typický pretrvávajúcou extenziou viedenskej panvy smeru SV-JZ až do recentu, ktorá bola doprevádzaná zlomami kontrolovanou subsidenciou, spôsobenou transtenzným režimom danej oblasti (Strauss a kol., 2006).

V *spodnom pleistocéne* sa výrazne aktivizujú tektonické pohyby, ktoré mali za následok morfológickú diferenciáciu poriečnej rovne v období začínajúcej sa tvorby riečnych terás. Počas spodného pleistocénu sa na území Západných Karpát vytvorili tri generácie riečnych terás. Na ich vzniku sa veľkou mierou podieľali tektonické pohyby (Baňacký a kol., 1993).

Po aktivizácii tektonických pohybů koncom spodného pleistocénu sa v *strednom pleistocéne* v údolí toku Váhu zintenzívnila tvorba riečnych terás (Baňacký a kol., 1993). Začala sa tvorba sprašových komplexů, ktorá pokračovala do vrchného pleistocénu (Kováč a kol., 2004). Po strednom pleistocéne os maximálneho napätia zrotovala o 70° proti smeru hodinových ručičiek (Joniak a kol., 2001).

Vo *vrchnom pleistocénnom až holocénnom* období pretrvávajú diferenciačné tektonické pohyby (Baňacký a kol., 1993). Starší pleistocénny vývoj bol kontrolovaný klimatickými zmenami: ukladaním riečnych terás a sprašových sedimentů. Tektonická inverzia menila rovnako paleogeografiu. Dunaj preťal Devínsku bránu; severná časť dunajského bazénu bola vyzdvihnutá a mierna subsidencia pokračovala v Gabčíkovej depresii. (Kováč a kol., 2001).

Pospíšil a kol. (Pospíšil a kol., 1992) sa pokúsili rozdeliť zlomy fungujúce v neotektonickom období na základe smeru, ktorý odráža i ich genézu, do troch skupín:

- prvá skupina zahŕňa zlomy vsv. až sv. orientácie, ktoré sú odrazom najmladších presunů a

pohybov v Západných Karpatoch. V západnej časti sú predovšetkým orientované severovýchodným smerom, odrážajúc tak diferencované vysúvanie kier a príkrovov k SV, kde sa Karpaty vysunuli vzhľadom k Alpám. Od vážskej línie na východ sa posun karpatských blokov orientoval na S a VSV, čomu zodpovedá i orientácia neotektonických smerov.

- druhá skupina zahŕňa zlomy sz. a s.-j. orientácie. Sú značne staré a založené už v platforemnom podklade Západných Karpát. Tieto zlomy pretínajú jak okolité platformy tak i mladoalpínske štruktúry Západných Karpát a zároveň slúžili ako prírodné kanály pre neogénny vulkanizmus. Dané okolnosti dokazujú, že tieto zlomy majú veľký hĺbkový dosah. Podľa uvedených autorov (Pospíšil a kol., 1992) boli pohyby na týchto zlomoch počas vrásnenia a presunu príkrovov pozastavené a obnovené až po vyznení tlakov - teda s dilatáciou, ktorá nastala po vrásnení Západných Karpát.

- tretia skupina zlomov V-Z orientácie má značne nejasnú povahu a úlohu v Západných Karpatoch. Zrejme ide o zlomy starého fundamentu, komplementárne ku zlomom S-J smeru.

Orientácia maximálneho hlavného napätia je v súčasnosti SSZ-JJV (Marko a Kováč, 1996). Podľa Grünthala a Stromejera (1986) v danej oblasti je však orientácia horizontálneho tlaku SSV-JJZ.

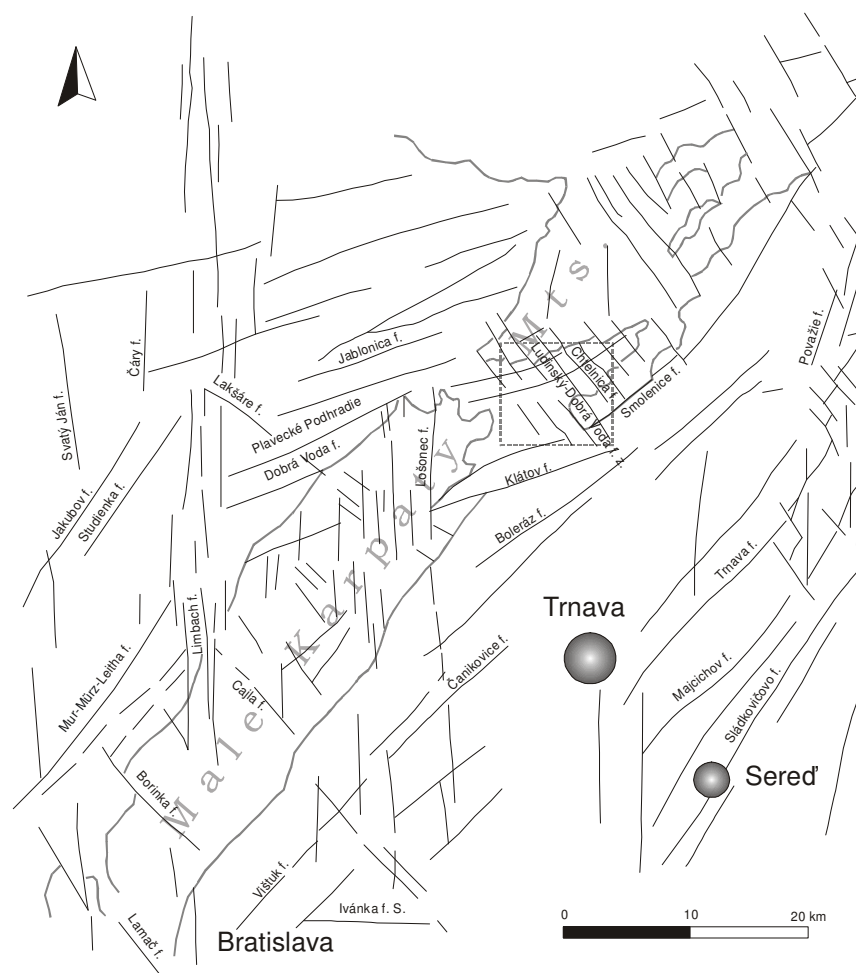
9. Prejavy geodynamickej aktivity dobrovodskej epicentrálnej oblasti

9.1. Významné zlomové línie v študovanom území

Najvýraznejšou zlomovou líniou v študovanom území je Dobrovodská zlomová zóna, ktorej nejasná definícia však v geologickej literatúre neustále pretrváva. Niektorí autori chápu Dobrovodské zlomy ako priečne malokarpatské zlomy varískeho smeru (Schenkova a kol., 1995, Procházková a kol., 1986). Iní autori zas za Dobrovodský zlom považujú zlom prechádzajúci oblasťou v smere VSV-ZJZ (Bielik a kol., 2002, Labák et al, 1998, Marko a kol., 1991, Bezák, 2004).

Hók a kol. (2000) charakterizujú v sledovanej oblasti dva zlomy: zlom paralelný s jv. okrajom Brezovskej elevácie ako Plavecko-dobrovodský (obr. č. 10) a naň priečny zlom v jv. smere ako Ludinský (Dobrovodský). Plavecko-dobrovodský zlom je teda rozhraním medzi severne situovanou Brezovskou eleváciou a južne situovanou Dechtickou eleváciou. Zhodne charakterizujú Plavecko-dobrovodský zlom i Kováč a kol. (1989). Podľa Rotha a Procházkovej (1987) je Dobrovodsko-plavecká zóna zahrnutá do tzv. Mursko-litavsko-smolenického poruchového pásma, vďaka ktorému došlo v období sávsko-starostýrskej neotektonickej fázy k vysunutiu Západných Karpát vzhľadom k Alpám k severovýchodu. Táto zóna teda tvorí rozhranie medzi východnými Alpami a Západnými Karpatami (Kováč a kol., 2002, Vozár a kol., 1998, Hók a kol., 2000). Tollmann (1977) považuje Mursko-mürztalské pásmo za súčasť seizmogénnych párových strihov vyvolaných neotektonickou severojužnou kompresiou Álp. Spomenutá zóna sa prejavuje i vo výraznej zmene reliéfu M-diskontinuity (Beránek a Zounková, 1979). Mur-Mürz línia pokračuje z rakúskej oblasti smerom na SV (obr. č. 10) ako perikarpatský lineament Leithských zlomov (Kováč a kol., 2002) a ďalej na SV sa reflektuje v Plavecko-Dobrovodskej zlomovej zóne. Podľa niektorých autorov je Plavecko-dobrovodský zlom súčasťou Peri-pieninského zlomového pásma prípadne tzv. záhorského-humenského lineamentu, ktorý sleduje ohraničenie bradlového pásma

(Kvitkovič a Vanko, 1990). Táto línia bola identifikovaná i na snímkach DPZ (Janků a kol. 1984, Pospíšil 1986). Vašinová a kol. (1987) upozorňujú na výrazné lineárne indikácie v oblasti Dobrej Vody so smerom SV-JZ. Podľa autorov má zóna šírku 10-20 km a predpokladajú jej hlbinné založenie a rovnako i recentnú seizmickú aktivitu. Podľa Deckera a kol. (2005) sa zlomová línia viedenského zlomu transformuje v oblasti Západných Karpatoch do plytkých prešmykových deformácií. Vek neotektonickej aktivity Dobrovodského zlomového systému bol Halouzkou a kol. (1999) ohodnotený na stredný pleistocén až holocén.



Obr. č. 10: Situácia sledovaného územia (čiarkovane) a schéma zlomov v príľahlej oblasti (upravené podľa: Kováč a kol. 1989, Marko a kol. 1991, Hók a kol. 2000).

Charakteristika priečného Dobrovodského zlomu je rovnako nejednoznačná. Podľa Šimůnka a Procházkovej (1998), ktorý ho nazývajú Nesvačily-Trnavským (Dobrovodským) zlomom, prechádza z Moravosilezickej zóny do Dunajského bloku. Je to podľa nich výrazný hlboký zlom, tvoriaci pokračovanie Poděbradského zlomu z Čiech. Podľa autorov tvorí súčasť tzv. Nesvačilského grábenu pričom dosahuje hĺbku až 18-20 km. V Dunajskom bloku od prekríženia s Peri-Pieninským lineamentom v okolí lokality Dobrá Voda, pokračuje na JV až do transverzálneho zlomu Mojmirov – Tatry. Nesvačilsko-Trnavský zlom potom pokračuje rovnakým smerom na JV až do Maďarskej oblasti. Zlom podľa štúdií pohybových tendencií tvorí rozhranie medzi výraznými poklesmi /až -3,5 mm za rok/ v povážskom a nitrianskom

výbežku Podunajskej nížiny a relatívne menšími poklesmi $\pm 1,5$ mm za rok/ na jeho juhozápadnej strane (Kvitkovič a Plančár, 1975). Na pokračovanie Poděbradského zlomu do karpatskej oblasti, upozornila i Šťovíčková (1973). Podľa staršej bulharskej geotektonickej školy tento zlom dokonca prechádza cez panónsku nížinu a naväzuje na tzv. Krajštidný lineament (Šťovíčková, 1973). Prechod štruktúr z českého masívu do podložia Západokarpatských príkrovov a následný vplyv potvrdzuje i Procházková a kol. (1994). Hók a kol. (2000) však prechod zlomov z Českého masívu do Západných Karpát spochybňujú a vysvetľujú to tým, že sa Západné Karpaty s Českým masívom zblížili až v terciéry a Český masív je geologicky odlišnou doménou. Lankreijer (1999) tiež tvrdí, že zlomy aktívne v paleoalpínskej a neoalpínskej etape vývoja sú v súčasnosti prekryté západokarpatským kôrovým segmentom a ich prejavy v geofyzikálnych poliach sú neregistrovateľné. Podľa Gažu (in Vass a kol., 1974) sa daná zlomová línia v neogénnej výplni neprejavuje. Šefara a kol. (1998) túto zónu SZ-JV smeru nepovažujú za neotektonicky aktívnu a zdôvodňujú to absenciou tohoto zlomu vo výplni Podunajskej panvy. Označujú ho zhodne s Gažom iba ako relikť predneogénneho tektonického režimu. Rovnaký názor na dôkaznosť jeho existencie zastávajú i Kováč a kol. (2002). Geologické mapy sa často rozchádzajú v situovaní danej priečnej poruchy. Možnou paralelou Nesvačisko-Trnavského zlomu by mohol byť Ludinko-dobrovodský zlom, ktorého autori Hók a kol. (2000) situujú na jz. ohraničenie dobrovodskej depresie smerujúcej ďalej cez obec Trstín, Trnavu, Sereď a s predpokladaným pokračovaním až do Šurian. Na nezhodu geologickej interpretácie priečných zlomov s vymapovanými geomorfologickými líniami poukázal i Stankoviansky (1994). Autor tvrdí, že priečne línie, zaznačené na mape Maheľa (1984) a Budaya a kol. (1962) končia na úpätí pohoria a nepokračujú do nížiny, čo sa nezhoduje s ich zistenými faktami. Podľa neho pokračujú ďalej do nížiny. Navzdory rôznym predstavám, zlomy SZ-JV orientácie prechádzajúce Senicko-jablonickou depresiou sa prejavujú výraznou tiažovou anomáliou (Vašinová a kol., 1987) a rovnako boli detekované i z kozmických snímok (Kvitkovič a Feranec, 1986)

Podľa staršej tektonickej (Maheľ, 1984) a geologickej mapy (Biely a kol., 1996) významný priečny malokarpatský zlom prebiehajúci sledovaným územím prechádza smerom na JV cez lokalitu Miškozlovo, Mihalinovú, obec Naháč, smerom na Trnovec n. Váhom a ďalej do Nových Zámkov. Zhodne naďalej zachováva polohu tejto tektonickej línie i Biely a kol. (1996) a Lexa a kol. (2000). Geomorfologické štúdie Stankovianskeho (1994) však výrazný prejav tejto línie nepotvrdili. Podľa novej tektonickej mapy (Bezák a kol., 2004) významný zlom pokračujúci smerom na JV z dobrovodskej oblasti prechádza z Hradišťa pod Vrátnom, cez lokalitu Mošíková, potom cez Jaslovské Bohunice a končí južne od obce Malženice, kde sa stretáva s Považským zlomom. Významný zlom je teda oproti starším predstavám posunutý viac na SV a bude sa pravdepodobne jednať o predĺženie tzv. Hradišťanského zlomu, ktorý začína v obci Hradište pod Vrátnom. Smerom na JV prechádza Brezovskou eleváciou cez lokalitu Lesy. Zlom by mal končiť na lokalite Mariáš a zasahovať i do neogénnej výplne dobrovodskej depresie (Maheľ, 1987). Halouzka a kol. (1999) posúvajú významnú tektonickú líniu smeru SZ-JV viac na sever do údolia toku Blava. Táto línia začína na severozápadnom okraji Brezovskej elevácie, pokračuje smerom na JV dolinou Blavy a končí na styku s riekou Váh. Podľa autorov je na sledovanom území vek neotektonickej aktivity danej štruktúry ocenený na kvartér v celku. Prítomnosť poruchy v údolí toku Blava so smerným posunom zaznamenali i Kabina a Windt (1967). Veľkosť horizontálneho posunu na tejto štruktúre autori odhadli na základe posunu polohy rohových vápencov v oblasti Dolnej Skalovej o 120 až 150 m v sinistrálnom smere. Na mape Maglaya a kol. (2006) je zlom prechádzajúci od Dechtíc údolím Blavy označený ako recentne seizmický, poklesového charakteru. Tento zlom ale pokračuje smerom na JV údolím Blavy a v obci Dechtice sa združuje s poklesovým zlomom SZ-JV smeru.

Tretou najvýznamnejšou tektonickou líniou v sledovanom území je východný Malokarpatský zlomový systém (Bezák a kol., 2004), oddeľujúci Brezovské Karpaty od tzv. Trnavského zálivu (Doležal a kol., 1987). Záujmové územie ohraničuje z jv. strany a je reprezentovaný zlomom, ktorý z juhozápadu prechádza cez obec Naháč; vyznieva v severovýchodnom smere v oblasti lokality Mošíková. Južne od obce Dechtice; v smere na SV ďalej pokračuje ako Čachtický zlom, ktorý bol nazývaný predtým Smolenickým (obr. č. 10) zlomom (Kováč a kol., 1989). Hók a kol. (2000) celú štruktúru označujú ako Malokarpatský zlom, ohraničujúcu hrásť Malých Karpát z východnej strany a to od Bratislavy až k Novému Mestu nad Váhom. Vlčko (1988) tento zlom v inžinierkogeologickej mape zaznačuje ako neotektonicky aktívny a jeho smerovanie na sledovanom úseku je podľa neho z obce Trstín, cez Prekážku, sz. časťou obce Naháč, sz. časťou obce Dechtice, ďalej do Chtelnice a následne pokračuje smerom na severovýchod. Malokarpatským zlomom sa však niekedy chápe zlom ohraničujúci z východnej časti Pezinské Karpaty a smerom na severovýchod od Horných Orešian sa označuje ako Smolenický (Kováč a kol., 2004). Smolenický zlom považujú Decker a kol. taktiež za pokračovanie línie Mur-Mürz-Leitha. Vek neotektonickej aktivity tohoto zlomového systému bol Halouzkou a kol. (1999) ohodnotený na vrchný pliocén až kvartér. Maglay (2006) ho považuje v súčasnosti za recentne seizmicky aktívny. Súčasná vertikálna amplitúda uvedeného zlomu dosahuje viac ako 2000 m (Maglay a kol., 2006).

Zlomový pôvod svahu v západnej a severozápadnej časti Trnavskej pahorkatiny cca 20-30 m vysokého, pokrytého terciárnymi fľovitými komplexami so sprašami v nadloží, ktorý prebieha SV-JZ smerom predpokladá i Vaškovský (1971). Podľa Sýkorovej je priebeh Malokarpatského (Smolenického) zlomu na sledovanom území nejasný (Sýkorová in: Malík a kol., 1989). Podľa autorky je buď daný zlom, s výškou skoku 200-500 m, situovaný južne od obce Dechtice alebo neogén transgreduje na mezozoikum, ktoré sa pod neogén ponára, prípadne je zlom tvorený sústavou stupňovitých poklesov. Tzv. Dechtický zlom (Dlabač a Adam, 1987) paralelný s Malokarpatským zlomom, situovaný JV od Dechtíc so smerom SV-JZ, dosahuje výšku skoku okolo 1000 m a na rozhraní sarmat/báden sa redukuje na 300 m (Doležal, 1987).

Ďalšou zreteľnou zlomovou líniou paralelnou s Ludinsko-dobrovodským zlomom a tvoriacou zároveň sv. ohraničenie sledovaného územia je Chtelnický zlom (obr. č. 10). Daný systém zlomov prechádza dolinou toku Výtok smerom na JV do obce Chtelnica (Maheľ, 1987).

Diskutabilnou štruktúrou prechádzajúcou od východného okraja Malých Karpát cez Dobrú Vodu smerom na sever a následne na severoseverovýchod do oblasti Valašského Meziříčí, je tzv. Luhačovický zlomový systém. Jeho pôvod je podľa Machnerovej a kol. (1991) v hlbokom porušení platformných komplexov. Zhodne identifikuje výrazne sa tiažovo prejavujúce zlomy S-J smeru v epicentrálnej oblasti Dobrej Vody i Vašinová a kol. (1987).

Smerom na východ od záujmového územia sa nachádza Považský (Vážsky) zlomový systém (obr. č. 10), zlom s preukázanou kvartérnou aktivitou. Táto štruktúra ssv. orientácie podľa Zemana a kol. (2000) predstavuje hlboko v podloží Západných Karpát založenú štruktúru, ktorá je pravdepodobne v priebehu geologickej histórie reaktivizovaná a jej vek by mohol siahať až do prekambriického obdobia (Bližkovský a kol. 1992 in: Zeman a kol. 2000). Pozdĺž daného zlomového pásma poklesáva Považský Inovec smerom na západ (Maglay a kol., 2006).

V nasledujúcich odstavcoch zhrniem výsledky niektorých štúdií, ktoré zachytili prítomnosť zlomových štruktúr na vymedzenom mapovom území:

Kabina a Windt (1967) - posun rohovcovej polohy v smere SV-JZ o 20-40 m v sinistrálnom zmysle na lokalite Lažteky.

Nahálka a Grófová (1978) - upozorňujú na prítomnosť priečných porúch so smerom SV-JZ, kolmých na hlavný smer zlomov obmedzujúcich zo SZ bralo Malé Skalky.

Kabina a kol. (1980) - ložiskovým územím naprieč hrebeňom Malých Skaliek prechádza významná porucha so smerom SZ-JV a so sklonom 80° k JZ. Pozdĺž nej dochádzalo k poklesávaniu jz. bloku Malých Skaliek. Zlom sa podľa ich mapy prejavil sinistrálnym strihom. Podľa autorov je oblasť Skaliek postihnutá dominantne zlomami smeru SZ-JV.

Dubovský (1986, 1987) - geofyzikálnym prieskumom kombináciou metód VES a KOP na profile PF-II naznačil významné zlomové rozhrania prechádzajúce naprieč Dobrovodskou depresiou a jej jv. okrajom. Vymedzil zlomovú líniu jz. okraja Malých Skaliek.

Senko (1997) - zo správy pre hydrogeologický prieskum lokality Cerová vyplýva, že vrt je situovaný v tektonicky drvenej zóne cca 5-10 m širokej, smeru SZ-JV. Nachádza sa cca 65 m východne od hlavnej budovy.

Dostál a kol. (1991) - na základe reflexne seizmického prieskumu autori vymedzili schému zlomov centrálnej časti dobrovodskej depresie a priľahlej časti Brezovskej elevácie. Táto práca potvrdila prítomnosť priečných porúch SZ-JV smeru. V centrálnej depresii naznačili prítomnosť prešmykových zlomov a rovnako významnú zlomovú zónu obmedzujúcu depresiu z jv. strany.

Krumlová a kol. (1966) - alúvium nivy v Dechticiach reprezentuje, resp. vymedzuje poklesnutú kryhu.

Henkelová (1994) - práca sa zaoberala i prítomnosťou zlomov prechádzajúcich kameňolomom na lok. Dolná Skalová. Vymedzila tu zlomy vsv. smeru so sklonom 80° a 85° a úklonom k JJZ a SSV.

Janík (1970) - odporové geofyzikálne štúdie preukázali prítomnosť porúch so smerom SV-JZ na lokalite Šidlová.

Doležal a kol. (1987) - existenciu výrazného zlomového pásma SZ-JV orientácie prechádzajúceho medzi lok. Handliarova Skala a Lipy v údolí Krupského potoka preukázali seizmické profilovacie práce.

9.2. Geofyzikálny obraz sledovanej oblasti

Na sledovanom území prebiehali viaceré práce využívajúce geofyzikálne metódy výskumu. Prevažná časť úloh bola zameraná na identifikáciu zlomových porúch danej oblasti

v náväznosti na prieskum epicentrálnej oblasti Dobrá Voda a pre potreby ťažobného priemyslu. Pre prieskum ložiska na lok. Dolná Skalová boli použité Janíkom (1970) metódy KOP a KVES. Práca poukázala na značné porušenie oblasti Šidlová. Masív je významne tektonicky členený na bloky, ktoré sú obmedzené zlomovými líniami. Dominantne sú podľa výstupnej mapy zastúpené poruchy SZ a SV smeru.

V roku 1986 bol A. Dubovským v danej oblasti vykonaný geofyzikálny prieskum. Účelom tejto štúdie bolo upresniť priebeh a charakter zlomového pásma, poklesávanie mezozoika pod neogén, rovnako tiež upresniť rozhranie medzi neogénom a karbonátmi stredného a vrchného triasu a kriedou. Pri terénnych prácach boli použité tieto metódy: vertikálna elektrická sondáž a symetrické odporové profilovanie. Pre centrálnu časť vnútrohorskej depresie bol tento prieskum doplnený v roku 1987 taktiež metódou VES (Dubovský, 1987).

V roku 1987 sa v dobrovodskej oblasti urobilo niekoľko seizmických profilov (Doležal a kol., 1987). Priamo záujmovým územím viedli štyri profily: 94A/72, 561/86, 562/86, 563/86, 564/86. Z výsledkov vystupuje výrazne Smolenický zlom prechádzajúci od Chtelníc cez Naháč ďalej na JZ, rovnako Dobrovodské pásmo SV-JZ smeru situované sz. od obce Dobrá Voda (teda nie Dobrovodskou kotlinou), zlom s orientáciou SZ-JV prechádzajúci z obce Naháč smerom na SZ, rovnako zlom SZ-JV označený ako Chtelnický zlom situovaný ale juhovýchodnejšie od obce Chtelnica, rovnako zlom SZ-JV orientácie prechádzajúci lok. Prekážka.

Za účelom vyšetrovania priebehu zlomových líní v oblasti sa vykonali Dostáalom a kol. (1991) detailné seizmické profily, ktoré poukázali na význam zlomových líní SZ-JV smeru prechádzajúcich SV od obce Dobrá Voda, prítomnosť prešmykových zlomov SV-JZ smeru vystupujúcich v centrálnej depresii od obce Dobrá Voda do oblasti Skaliek a rovnako významnú zlomovú zónu obmedzujúcu depresiu z juhovýchodnej strany.

Bielik a kol. (2002) v oblasti južného Slovenska vykonával gravimetrické merania, z ktorých pre oblasť Dobrej Vody výrazne vystupuje Dobrovodský zlom orientácie VSV-ZJZ. V okolí sa detekoval Považský zlomový systém, Malokarpatský okrajový zlom, Kátlovský poklesový zlom, Leithský zlomový systém a tzv. Brezovský zlom.

9.3. Analýza výskytu zemetrasení

Zemetrasenia sú odozvou na meniace sa napätostné pomery určitej oblasti, ktorých pôvod je predovšetkým závislý na zdrojoch. Zdroj recentného napätového poľa Západných Karpát (Hók a kol., 2000, Kováč a kol., 2002) prvého rádu je rotácia Adriatickej platne proti smeru hodinových ručičiek. Zdrojom druhého rádu je konvergencia a kompresia v zóne Vrancea a slabá kompresia od Českého Masívu. Súčasná konvergencia Západných Karpát a Európskej Platformy sa podľa Kováč a kol. (2002) reflektuje v kolmom smere recentného poľa na západnú časť oblúku Západných Karpát. Podľa Hóka a kol. (2000) kompresná zložka napätia v západnej časti Západných Karpát varíruje od smeru SZ-JV do smeru Z-V. Slabý vplyv na súčasné napätové pole má i nerovnaká hrúbka litosféry (Hók a kol., 2000). Hlavným zdrojom napätostného poľa v oblasti Dobrej Vody a teda i vyššej seizmickej aktivity v danom regióne je podľa Hóka a kol. (2000) križovanie bradlového pásma a línie Mur-Mürz-Leitha s

Dobrovodským zlomom smeru SZ-JV. Pôvod otrasov v križovaní Peri-pieniského lineamentu a línie Mur-Mürz-Leitha zhodne predpokladá i Kováč a kol. (2002). Podľa Procházkovej a kol. (1986) sú zemetrasenia v danej oblasti spôsobené v prvom rade severovergentným vysúvaním Álp, generujúcich aktivitu párových zlomov tzv. Mur-Mürz-Leithského zlomového systému, naväzujúceho vo východnej časti Malých Karpát na tzv. Bolerázsko-smolenický zlomový systém. Pokračujúci ľavostranný strih v danej zóne je podľa autorov (Procházková a kol., 1986) podložený lineárnym zoskupením epicentier pozdĺž tohoto pásma a predĺžením izoseist v danej zóne. Rovnaký názor má i Šefara a kol. (1998), ktorí sledovanú oblasť zahrňujú do tzv. Penninicko-Vahickej sutúrnej zóny. Mechanizmus vzniku zemetrasení je podľa autorov sinistrálny pohyb na zlomoch SV-JZ a v oblasti Dobrej Vody pretrvávajúce spätné prešmyky na zlomových štruktúrach smeru VSV-ZJZ. Pretrvávajúci kvartérny pohyb, seizmicitu a ľavostranný mechanizmus pohybu na Viedenskom zlome, ktorý je súčasťou línie Mur-Mürz-Leitha, potvrdzuje v rakúskej oblasti Hinsch a Decker (2003) a Hinsch a kol. (2005). Autori Hinsch a Decker (2003) predkladajú hypotézu, že pohyby na danom zlome nemusia byť doprevádzané zemetraseniami. Prezrádzajú to podľa nich rozdiely medzi pohybmi vypočítanými zo seizmických dát oproti geodetickým údajom a geologickým analýzám. Taktiež z príkladu Viedenského zlomu (Hinsch, Decker a Wagreich, 2005), kde v rámci sinistrálnej strihovej zóny sa vyskytujú fokálne mechanizmy poklesového charakteru generované v dôsledku smerných ľavostranných posunov, je možné analogicky vyvodit', že v pokračovaní tohoto zlomového systému do oblasti Dobrej Vody budú fokálne mechanizmy jednotné. Teda je nutné predpokladať, že sa tu budú aktivizovať i fokálne mechanizmy iného ako strike-slipového charakteru. Do súčasnosti však boli vyhodnotené pre dobrovodskú oblasť iba dva spoľahlivé fokálne mechnizmy opisujúce pohyby na smerne posuvných zlomoch (Labák a kol., 1997).

Druhým hypotetickým zdrojom zemetrasení v oblasti je aktivita priečných zlomov. Podľa predstavy Schenkovej a kol. (1995) v dôsledku presunu jednotiek Malých Karpát na Epivarísku platformu, reflektujú sa seizmoaktívne štruktúry smeru SZ-JV do nadložných Západokarpatských jednotiek. Autori vyzdvihujú význam SZ-JV zlomov pre zemetrasnú aktivitu sledovaného územia. Rovnako sa pre šírenie zemetrasných vln na zlomoch s orientáciou SZ-JV v podunajskej panve prikláňa i Janáček (1971). Vysvetľuje to malými pohybmi na SV zlomoch, kde je pohyb obmedzený malým priestorom panvy. Autor svoju predstavu dokladá i príkladmi; napr. (Brouček, in Janáček, 1971) pre zemetrasenie z 16. a 20. 9. 1967 s epicentrom medzi Sološnicou a Pezinkom. Dané zemetrasenie malo izočiary pretiahnuté v smere SZ (radiálne). Šimůnek a Procházková (1998) uvádzajú že otrasy z 6. 9. 1929 s epicentrálnou intenzitou $I_0=4,5$ °MSK-64 boli spojené so zlomom SZ-JV, ohraničujúcim Pezinské Karpaty zo SV (tzv. zlom Dobá Voda). I Vašinová a kol. (1987) predpokladajú prekopírovávanie sa hlbokých štruktúr v podloží Západných Karpát so smerom SZ-JV a prikláňajú sa k ich recentnej seizmickej aktivite. Možné zdroje zemetrasení na línii Dobrá Voda – Nové Zámky sú zhodne i podľa Broučka (1981) zlomy SZ-JV smeru. Podľa Procházkovej a kol. však ostré tektonické ohraničenie Západných Karpát a Českého masívu nedovoľuje propagáciu izoseist z oblasti Malých Karpát smerom do Českého masívu. Izoseisty majú ale pretiahnuté pozdĺž Karpát a rovnako smerom juhovýchodne do dunajského bazénu (Procházková a kol., 1988). Podľa Lendhardta a kol. (2007) sa epicentrá zemetrasení zoskupujú najčastejšie na sz. a sv. okraji Pezinských Malých Karpát v oblasti medzi Kátlovským a Myjavským zlomom, čo je podľa autorov spôsobené križovaním Kátlovského zlomu s niektorou priečnou poruchou.

Podľa Machnerovej a kol. (1991) sa v oblasti Dobrej Vody nachádza ešte tretí faktor pôvodu vzniku zemetrasení. Tým je prítomnosť tzv. Luhačovického zlomového pásma smeru S-J, ktoré sa v danej oblasti križuje s východným malokarpatským zlomom. Luhačovický

zlom je súčasťou výrazného lineamentu smeru S-J, ktorý sa podľa Zemana a kol. (2000) odráža v západnej časti Slovenska geologicky, geomorfologicky i hydrogeologicky.

Sledované územie spadá takmer celé do regiónu seizmickej intenzity 8. Na východnej časti územia prechádza izoseista 8/7 z obce Dechtice lokalitou Skala (346 m n. m.), Dubník (332,5 m n. m.) a mierne sa zakrivuje smerom na západ v časti Skalky (Vlčko, 1988). Táto oblasť patrila v rokoch 1947 – 1990 k regiónom s najvyšším počtom zemetrasení na Slovensku (Hrašna, 2002). Podľa Šimůnka a Procházkovéj (1998) je lokalita začlenená do ohniskového regiónu Malé a Biele Karpaty. V 20. storočí bolo okolie Dobrej Vody viac aktívne ako susedný ohniskový región Stupava-Pernek-Modra (Šimůnek a Procházková, 1998). V období 1515-1998 tu bolo zaznamenaných 236 otrasov, s intenzitou $I_0 \leq 8,5$ °MSK-64. Najsilnejšie známe zemetrasenie z 9. 1. 1906 v okolí Dobrej Vody malo epicentrálnu intenzitu $I_0 = 8,5$ °MSK-64 (9. 1. 1906, 23 hod 07min, 48,58 °N, 17,46°E, h=10 km, M=5,7). Skupina zemetrasení v r. 1906 mala charakter násobnej skupiny otrasov, s hlavnými otrasmi 8,5 a 7,5 °MSK-64. Dotrasy trvali okolo jedného roku a zvýšená seizmická aktivita bola pozorovaná ešte do r. 1908. V posledných štyroch storočiach sa tu ale zaznamenalo 8 zemetrasení s $I_0 \geq 8,5$ °MSK-64 (Šimůnek a Procházková, 1998). Analýza otrasov po r. 1700 ukazuje, že každých 50 rokov sa v regióne objaví zemetrasenie s intenzitou $I_0 \geq 6$ °MSK-64 (Šimůnek a Procházková, 1998). Vzrast frekvencie silnejších otrasov sa objavil po roku 1850. Táto aktívna perióda mala dva vrcholy v rokoch 1906 a 1930 (Procházková, 1984). Skupina otrasov v r. 1930 mala charakter predotrasov, hlavného otrasu a dotrasov. Hlavný otras dosiahol intenzitu $I_0 = 7,5$ °MSK-64, najsilnejší dotras intenzitu $I_0 = 6$ °MSK-64 a najsilnejší predotras mal intenzitu $I_0 = 5$ °MSK-64. Následné dotrasy trvali 14 dní. Čo sa týka faktu, že sú známe iba záznamy predotrasov a dotrasov silnejších zemetrasení po roku 1890, je priam nemožné predurčiť kvantitatívnu závislosť opisujúcu vlastnosti predotrasov a dotrasov. Kvalitatívne sa získané dáta nelíšia od závislostí určených pre iné ohniskové regióny (Šimůnek a Procházková, 1998). Najvyššia seizmická aktivita sa objavila teda v rokoch 1890-1906. Od roku 1930 sa tu ale nevyskytlo zemetrasenie s $I_0 \geq 7$ °MSK-64. Objavil sa však lokálny vzrast zemetrasnej aktivity v perióde rokov 1964-1967, kedy vznikli dva silnejšie otrasy, s intenzitou 6 a 6,5 °MSK-64.

Pre územie Slovenska boli taktiež pre jednotlivé zemetrasné oblasti v minulosti vypočítané periódy návratnosti otrasov. Pre epicentrálnu oblasť Dobrá Voda by sa malo zopakovať silné zemetrasenie do roku 2150 (Hrašna, 2002). Časová analýza priestorovo-časových závislostí taktiež poukazuje, že každý otras s $I_0 \geq 7$ °MSK-64 blízko Perneku je nasledovaný silným otrasom v blízkosti Dobrej Vody. Migrácia ohnísk silných zemetrasení má JZ-SV smer (Šimůnek a Procházková, 1998). Podľa autorov je maximálna intenzita zemetrasenia pre daný ohniskový región $I_0 = 8,5$ °MSK-64; hĺbka ohniska v intervale $h = 4-12$ km a typická hĺbka je 8 km.

Podľa ocenenia Šimůnka (1992) je Ludinský zlom (Nesvačily – Trnavský zlom, Dobrá Voda zlom) zahrnutý do kategórie B.IV. Je schopný generovať zemetrasenie s najvyšším magnitúdom $M_{max} = 4,7-5,2$ a intenzitou otrasov $I_0 = 7$ °MSK-64. Peri-pieninský lineament smeru SV-JZ je zas zahrnutý do kategórie A.II.; s maximálnym magnitúdom $M_{max} = 4,1-4,6$ a intenzitou $I_0 = 6$ °MSK-64 (Šimůnek, 1989). Procházková a kol. (1994) uvádza, že recentné pohyby v Peri-pieninskom lineamente majú charakter sinistrálnych posunov. V rozpore s touto predstavou uvádza Šimůnek a Procházková (1998), že zemetrasný ohniskový mechanizmus v Peri-pieninskom lineamente je evidentne horizontálny pravostranný pohyb pozdĺž ponárajúcej sa zlomovej roviny JZ – SV smeru.

Labák a kol. (1998) ohodnotili Dobrovodskú zdrojovú zónu maximálnym

dosiahnuteľným magnitúdom M_s od 6,2 do 6,8. Ak by sme však chápali seizmické zlomy ako súčasť zlomovej zóny rozprestierajúcej sa od Jablonice po Prašník s dĺžkou 20 km (Salaj a kol., 1987), potom na základe výpočtu možno predpokladať magnitúdu M až 7,0 (tab. č. 3). Ako však autori (podľa Wang a Law, 1994) upozorňujú tieto výpočty však slúžia na predbežné ocenenie predpokladaných hodnôt magnitúda M .

Autor	Vzorec	Magnitúdo pre zlom s $L=20$ km
Selemon (1982)	$M=0,809 + 1,34 \lg L$ (pre poklesový zlom)	2,6
	$M=2,02 + 1,14 \lg L$ (pre prešmykový zlom)	3,5
	$M=1,40 + 1,17 \lg L$ (pre horizontálny posun)	2,9
Widsman a Major (1969)	$M=3,3 + 1,7 \lg L$	5,5
Wang a kol. (1983)	$M=6,22 + 0,635 \lg L$ (celosvetovo univerzálny vzorec)	7

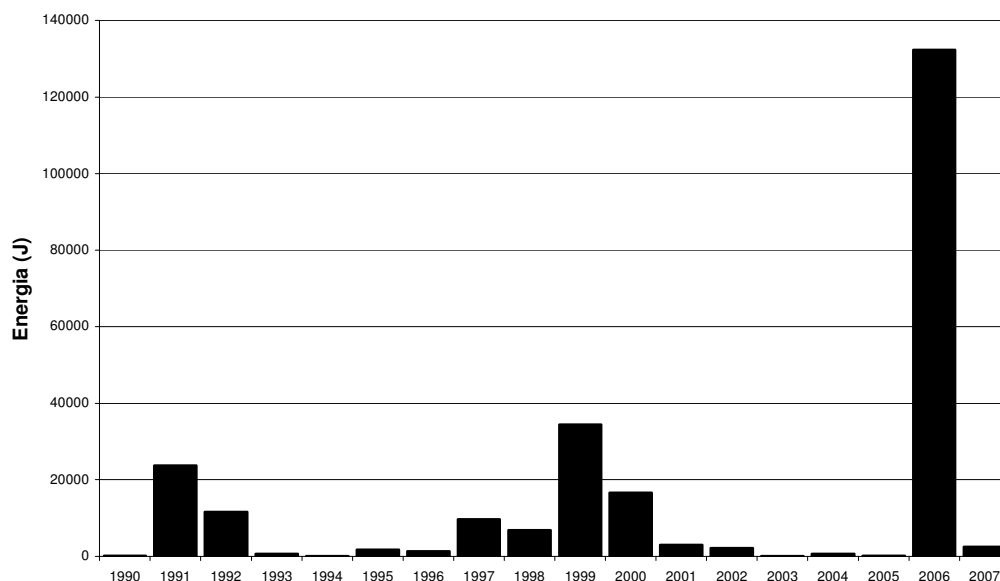
Tabuľka č. 3: Vzorce pre výpočet veľkosti magnitúda na zlome vo vzťahu k dĺžke zlomu (podľa Wang a Law, 1994) pre oblasť dobrovodskej zlomovej zóny.

Schenková a Schenk (1982) stanovili vzorec pre aktívne časti Západných Karpát so strednou aktivitou: $M=1,93 \log L + 2,62$

Podľa tohoto vzorca by mal zlom s dĺžkou 20 km dosiahnuť magnitúdu $M=5,1$. Ak by sme teda do rovnice dosadili maximálnu zaznamenanú hodnotu $M=5,7$ z roku 1906, potom by nám dĺžka aktívneho zlomu prechádzajúceho Dobrovodskou oblasťou vyšla na 39,43 km. Z tohoto jednoznačne vyplýva, že danú štruktúru nemožno považovať za nezávislú jednotku ale treba ju brať ako súčasť pomerne rozsiahlej zlomovej zóny Mur-Mürz-Leitha, reflektujúcej sa v oblasti Dobrej Vody ako Plavecko-dobrovodský úsek tohoto významného zlomového pásma, prípadne podľa starších predstáv súčasťou Poděbradského zlomového pásma smeru SZ-JV.

Pre účely ocenenia seizmického rizika jadrovej elektrárne Jaslovské Bohunice bol pre zdrojovú dobrovodskú oblasť (Labák a kol., 1997) zostavený seizmotektonický model. Autori počítajú s viacerými alternatívami. Prvá alternatíva je založená na existencii skutočných zlomov orientácie VSV – ZJZ v rámci zdrojovej oblasti. Druhá a tretia alternatíva je vytvorená pomocou formálnych zlomov. Dominantný smer týchto zlomov je identický so smerom skutočných zlomov v rámci zóny a dĺžka formálnych zlomov je definovaná okrajmi zóny. Vzdialenosť medzi formálnymi zlomami je 3 km v druhej alternatíve a 6 km v alternatíve tretej. Obidve vzdialenosti sú podľa nich typické pre skutočné zlomy.

Od roku 1990 v epicentrálnej oblasti Dobrá Voda začala fungovať sieť seizmografov, ktorá registruje i mikrozemetrasenia. Na základe údajov poskytnutých s dovoľením Dr. Sekereša (firma Progseis), je zreteľné, že maximálna energia seizmických vln sa v oblasti Malých Karpát uvoľnila v roku 2006 (graf. č. 1). Pre výpočet energie som použil zjednodušený vzorec $\log(E) = 1,5.M$, kde E je energia a M je magnitúdo zemetrasenia (http://earthquakes.usgs.gov/learning/topics/how_much_bigger.php). V kapitole č 14.1. sa budem podrobnejšie zaoberať vzťahom medzi touto energiou a extenzometrickými meraniami.



Graf č. 1: Energia zemetrasení počas jednotlivých rokov v oblasti Malých Karpát vypočítaná z veľkosti magnitúda M_L od roku 1990.

9.4. Geodetické merania

Západná časť Slovenska mala pre obdobie rokov 1951 – 1976 poklesávajúcu tendenciu od 0,0 do 4 mm/rok (Kvitkovič a Vanko, 1990). V oblasti Peri-pieninského lineamentu podľa Šimůnka a Procházkovej (1998) majú však mladé Alpínske pohyby veľmi vysokú intenzitu. Geodeticky zaznamenané vertikálne pohyby zemského povrchu mali hodnotu 0,5 mm/rok. Pohyby zdvihového charakteru zvýrazňujú oblúk čela Karpát a potvrdzujú, že má dvíhajúcu tendenciu oproti severným okrajom Záhorskej a Podunajskej nížiny (Kvitkovič a Vanko, 1990). I napriek tomu, že Malé Karpaty tvoria pozitívne formy reliéfu, spadajú spoločne s celým Podunajským neotektonickým blokom do oblasti poklesov. To autori vysvetľujú inverziou pohybov (Kvitkovič a Vanko, 1990). Na základe relatívnych vertikálnych pohybových tendencií tektonických blokov možno usudzovať i o veľkom poklese centrálnej časti Dobrovodskej kotliny (negatívnej jednotky) v okolí obce Dobrá Voda. Sledovaná štruktúra je obmedzená zlomami s tektonickou aktivitou v strednom, vrchnom pleistocéne až holocéne. Na rozdiel od tejto depresie je jej okolie charakterizované stredným zdvihom (Halouzka a kol., 1999).

Nesvačisko-Trnavský zlom, prechádzajúci dobrovodskej oblasťou zo SZ na JV, podľa štúdií pohybových tendencií tvorí rozhranie medzi výraznými poklesmi (až -3,5 mm za rok) na jeho sv. strane a relatívne menšími poklesmi (-1,5 mm za rok) na jeho juhozápadnej strane (Kvitkovič a Plančár, 1975).

Endogénne procesy na západnom Slovensku môžu taktiež často spôsobovať kolísavé trendy záporného rázu v pozitívnych morfoštruktúrach v rozpätí od 0,0 do -2,0 mm/rok (Kvitkovič a Vanko, 1990). Príčinu zmien znamienka pohybu v zemetrasných oblastiach možno dať do súvisu s prípravou zemetrasenia a vlastným priebehom zemetrasenia.

Vertikálne pohyby majú teda kolísavý charakter, pričom sa môže meniť trend z poklesu na zdvih a môže byť vystriedaný v priebehu niekoľkých rokov až desiatok rokov (Kvitkovič a Vanko, 1990).

Ako bolo uvedené v predchádzajúcich kapitolách sledovanou oblasťou prebieha významný zlomový systém Mur-Mürz-Leitha, ktorého súčasťou je i tzv. Viena Basin Transfer Fault. Pre daný zlom boli geodeticky vypočítané súčasné pohyby 1-2 mm/rok (Grenerczy a kol., 2000)

9.5. Geochemické dáta

Na mladé tektonické zlomové línie a ich križovanie sú často viazané výskyty sladkovodných vápencov - penovcov a travertínov (Rubín a Balatka, 1986). Podľa autorov Baňackého a kol. (1993) sa začínajú na území Západných Karpát vytvárať od vrchného pleistocénu. Toto obdobie teda spadá do neotektonického obdobia. Vzťah medzi výskytom penovcov a aktívnych línií z oblasti Českého masívu a Západných Karpát podávajú Zeman a kol. (2000). Podľa Hankoka a kol. (1999) sú travertíny lokalizované pozdĺž poruchových línií, teda buď priamo nad extenznými poruchami alebo v nadložnej kryhe poklesového zlomu. Množstvo travertínových kôp sa rovnako vyskytuje v tzv. step-over zónach medzi segmentmi zlomu, teda v mieste, kde dochádza k bočnému posunu priebehu zlomu. Výskyt pramenitov nemusí však byť viazaný výlučne iba na poklesové zlomy. Príklad väzby výskytu travertínov na zlom s prešmykovým mechanizmom pohybu uvádzajú Silva a kol. (1997).

Najznámejším výskytom pramenitov na sledovanom území je lokalita Ľahký kameň, vyhlásená v roku 1996 za prírodnú pamiatku (Siša a Hrbatý, 1989).

S tektonickou aktivitou súvisia taktiež zmeny v chemizme vôd epicentrálnych oblastí. Pred zemetrasením a počas otrasov sa často mení výdatnosť a chemizmus prameňov a vrtov (Lilienberg, 1987, Meščeriakov 1972, in Kvitkovič a Vanko, 1990). V dobrovodskej oblasti je známa zmena prameňa Hlávka v Dobrej Vode počas zemetrasenia z roku 1906. Voda sa v tomto prameni sfarbila do červena (Malík a kol., 1989).

9.6. Krasové javy

Sledovanie krasových javov má v oblasti so značným výskytom karbonatických hornín svoj opodstatnený význam. Predovšetkým výskyt závrto v daných podmienkach odzrkadľuje prítomnosť aktívnych porúch (Khorsandi a Miyata, 2007). Krasové formy v oblasti Malých Karpát sa začali tvoriť už od konca kriedy, čo svedčí o exhumácii danej hráste od tohoto obdobia. Činčura a kol. (1991) predpokladajú fázu vzniku najstaršieho krasu v Malých Karpatoch na koniec kriedy až plio-pleistocén. Autori však upozorňujú na skutočnosť, že tieto staršie krasové formy bývajú často zamieňané za mladšie formy tzv. stredohorského povrchu zarovnaná, ktoré sú panónskeho veku.

Študovaná oblasť spadá do oblasti Dobrovodského krasu (Mitter, 1983a), ktorý sa delí na kras Dobrovodsko-Prašnícky, Chtelnický a Brezovský. Brezovský kras je viazaný na mezozoické horniny Brezovskej elevácie; Chtelnický zase na Dechtickú eleváciu a Dobrovodsko-Prašnícky kras na neogénny pokryv Dobrovodskej depresie. Pre daný celok je typický veľký výskyt jaskýň, suché riečne korytá a podzemné odvodňovanie (Mitter, 1983a).

V Brezovskej časti sa možno stretnúť s krasovými jamami, ktoré pôvodne vznikali skrasovatením suchých pôvodne riečnych dolín, prípadne sa vyvinuli na tektonických poruchách (Mitter, 1983a). Zo susediaceho územia sú známe napr. Dobrovodské Uhliská. Sú tvorené 2 km dlhou suchou skrasovatenou dolinou, na dne ktorej sa nachádza väčšie množstvo koróznno-subsidenčných krasových jám (Mitter, 1983a). Podľa prác miestneho jaskyniarskeho spolku, na tejto lokalite bolo vymapovaných viac ako 53 závrtoz združených v smere SV-JZ.

Zo známych jaskýň sa v Brezovskej časti študovaného územia vyskytuje Jaskyňa Slopy, priepastno-puklinového charakteru. Je vyvinutá na prešmykovej poruche 228/75 (smer skolnu / sklon). Jaskyňa je 75 m dlhá a 36 m hlboká (Briestenský a kol., 2007a). Ďalšími jaskyňami menšieho významu sú: Hradná j. I., Hradná j. II., Dobrovodská j., Hmyzia j., Horolezecká j., Lalkova skala, Zoluška, Puklinová j., Brlohová diera, Osamelá diera, Mihálovie vršok a Tesná j. (Archív SMOPAJ, Liptovský Mikuláš). Prevažná časť týchto objektov sa pohybuje na hranici charakteristiky jaskýň vymedzených rozmermi dovoľujúcimi vstupu a priechodu dospelému človeku, teda s priemerom nad 50 cm (v zmysle klasifikácie: Panoš, 2001). Nemožno hovoriť o ich významnej štruktúrno-geologickej výpovednej hodnote. Väčšina z nich má korozívny pôvod.

V Brezovskej časti je vyvinutých viacero suchých dolín. Z mapovanej časti je najznámejšia „Dolina“, prechádzajúca popod Dobrovodským hradom.

Pre Dobrovodsko - Prašnícky kras je podľa Mittera (1983a, 1983b) typický výskyt škrapov, škrapových polí, krasových jám, jaskýň a krasovej hydrografie. Podľa autora sa na sledovanom území možno stretnúť s týmito prvkami napríklad na kveste Malých skaliek, v oblasti Chtelnického bradla a Šidľovej.

Na rozdiel od sedimentov karpatskej formácie helvéty, susedné polymiktné zlepenice a brekcie sú pomerne odolnejšie a tvoria zreteľné vyvýšeniny (napr. Chtelnické bradlo). Zlepenice a brekcie vďaka nerovnomernému spevneniu selektívne zvetrávajú a vytvárajú rôzne povrchové tvary. Mitter (1983b) spomína sutinové a balvanité polia na východnom okraji Šidľovej a na západnom okraji Chtelnického bradla.

Z jaskýň v oblasti Dobrovodsko – Prašnickeho krasu časti záujmového územia sú tu registrované tieto jaskyne: Jaskyňa na Šidľovej (Šidľovej), Jaskyňa pod Chtelnickým bradlom (Mitter, 1983b), Jaskyňa v Chtelnickom bradle a Zlom v Chtelnickom bradle (Archív SMOPAJ, Liptovský Mikuláš). Jaskyňa na Šidľovej vznikla selektívnym zvetrávaním a vytvára previs (tzv. stráňovú jaskyňu) jeden meter vysoký a dva metre široký; vznik Jaskyne pod Chtelnickým bradlom rovnako ovplyvnilo zvetrávanie a krasovatenie pieskovecov na poruchách 070/63, 130/66. Rovnaký proces vplýval i na genézu Jaskyne na Šidľovej, ktorá má charakter previsovej stráňovej jaskyne.

Pomerne zriedkavo sa v oblasti dobrovodsko-prašnickeho krasu nachádzajú závrty. Súvisí to predovšetkým so slabou tendenciou zastúpeného horninového materiálu ku krasovateniu.

Pre Chtelnický kras je typický výskyt škrapových polí. Prevládajú škrapy puklinové a dierové. Typickým príkladom je škrapové pole na Chtelnickom bradle (Mitter, 1983a). Škrapy tu prechádzajú často do závrtozých foriem, vyskytujúcich sa v sedle medzi vrcholmi

Skala (346 m n. m.) a Plešivá (343,1 m n. m.). Z prieskumu pre ložisko vápencov v oblasti Dolnej Skalovej spomínajú Kabina a Windt (1967), že výskyt závrto v oblasti Lažtekov sleduje líniu ZSZ-VJV. Autori predpokladajú založenie daných závrto na poruchovej línii. Závrty sú podľa autorov široké do 20 m, hlboké do 4 m a čiastočne zasutené. Analogické založenie lineárne združených závrto na zlomových líniiach spomína Mitter (1974) z blízkej oblasti Čachtických Karpát. Z rovnakej oblasti popisuje založenie krasových jám na tektonických líniiach i Stankoviansky (1979).

Z jaskýň sa v Chtelnickom krase predmetného územia nachádzajú tieto: Lažteky I., Lažteky II., Lažterky III., Ponorná jaskyňa v Chrástí a Zbojnícka j. (Archív SMOPAJ). Zbojnícka jaskyňa je situovaná v dne údolia na sz. konci pahorku, severovýchodne od Šidl'ovej. Vstupná priepasť jaskyne je 8 m hlboká a celková dĺžka plaziviek by mala predstavovať 250 m (Mitter, 1983a). Ide o fluviálno- krasovú jaskyňu. Jaskyňa sa nachádza v dne údolia a je významná recentným porušením krasovej výzdoby, ktoré svedčí o pretrvávajúcich pohyboch na zlomových poruchách, prechádzajúcich jaskyňou (Briestenský a Stemberk, 2007a,b). Ponorná jaskyňa v Chrástí sa nachádza 350 m juhovýchodne od Zbojníckej jaskyne a Mitter (1983a) predpokladá jej súvislosť so Zbojnickou jaskyňou. Ide o pomerne malú jaskyňu – aktívny ponor 4 m hlboký, ktorého vstupný otvor sa vyvinul na poruchách 146/90 a 068/85. Jaskyňa je iba 8 m dlhá (Mitter, 1983a). Posledné dve spomenuté jaskyne predstavujú z hľadiska štruktúrno-geologickej hodnoty významné prieskumné objekty.

Lokalizácia jaskyne v okolí Katarínky sa považuje za historicky nepodloženú mylnú informáciu a jej situácia bude iste spadať do inej oblasti (Lalkovič, 1992).

9.7. Dokumentované svahové deformácie v sledovanom území

Podľa Liščáka a Caudta (1997) zosuvy na Slovensku do roku 1997 zaberali rozlohu cca 3,8% územia a ich počet bol zhruba 15 000. Je však zrejmé, že konečná suma týchto javov bude omnoho vyššia. Zosuvy sú najčastejšie viazané na čiastkové geomorfologické a geologické jednotky, predovšetkým na vnútrohorské bazény a tektonické depresie (Petro a kol., 2004). Svahové pohyby vznikajú po obvode depresí, viazané sú na diferencovaný pohyb a rovnako tu dochádza k pomalému pohybu na uklonených horských svahoch k centru depresie (Ondrášik, 1989). Medzi hlavné faktory aktivizácie v regióne neogénnych tektonických depresí slovenských Karpát sa zaraďuje: neotektonické zdvíhanie, riečna erózia, kolísanie hladín podzemných a povrchových vôd. Častým faktorom je podľa Petra taktiež zemetrasenie (Petro a kol., 2004). Zosuvné javy sú v Západných Karpatoch viazané i na zlomové pásma regionálneho významu. Príklad uvádza napr. Krejčí (2004) z lokality Bystříčka.

Podľa Ondrášika (2001) bolo územie Karpát najviac postihnuté svahovými procesmi v periglaciálnych podmienkach v období pleistocénu, kedy dochádzalo k výraznému zahlbovaniu vodných tokov. Na konci pleistocénu dochádza potom k výraznej riečnej sedimentácii, ktorá podoprela čelá zosuvov a tým stabilizovala mnohé zosuvy. Podľa autora sú novo formujúce sa zosuvy nečakané a vznikajúce ojedinele. Rovnako Moya a kol. (1997) uvádza ako najvhodnejšie obdobie pre vznik deformácií v interglaciáloch pleistocénu a v postglaciále.

Kalaš a Broďáni (1968a, 1968b), ktorí na sledovanom území vykonávali IG prieskum pre vodnú nádrž Blava a v oblasti potoka Chtelnicka (Suchá Blava), tvrdia že v oblasti nenašli známky o výskyte fosílnych, recentných zosuvov ani k zosúvaniu náchylných svahov. Ani Chmelík a kol. (1964) v oblasti priehrady na potoku Výtok nevymedzili žiadne svahové deformácie. Rovnako v Geofonde ŠGÚDŠ (Bratislave) neboli pre sledovanú oblasť doteraz zaregistrované žiadne zosuvy. Je však možné, že toto územie s pomerne malým množstvom sledovaných javov nevzbudzovalo u geológov patričný záujem. Dôvod bude predovšetkým v tom, že zosuvy sa tu vyskytujú mimo intravilán obcí v zalesnených oblastiach, kde netvorí pre obyvateľstvo priame ohrozenie. Jediný odkaz na prítomnosť svahových deformácií v oblasti možno nájsť v práci Mittera (1983b), ktorý okrem povrchových deformácií krasového pôvodu v oblasti Dobrovodsko-prašnického zlepencového krasu, vymedzil i balvanové pole na východnom okraji Šidľovej.

10. Metodika výskumných prác

10.1. Inžiniersko-geologické mapovanie

Za účelom preukázania geodynamickkej aktivity sledovanej oblasti, na základe povrchových prejavov, som uskutočnil podrobné inžiniersko-geologické mapovanie geodynamických javov a procesov vyskytujúcich sa na sledovanom území. Podrobnému mapovaniu predchádzala v zimnom období roku 2003 rekognoskačná prehliadka. Boli vytýčené miesta s najvyššou pravdepodobnosťou výskytu prejavov zlomovej aktivity. Za primárne som vybral údolie Životína, ktorého výber neskôr potvrdil vysokú výpovednú hodnotu.

S priamym mapovaním som začal až v lete roku 2004. Presnosť lokalizácie sledovaných javov a procesov napomohlo použitie prístroja GPS, výškomeru, laserového diaľkomeru, buzoly a geologického kompasu. Sledované javy som zanášal priamo v teréne do podrobnej pracovnej mapy. Pre potreby mapovacích prác som využil topografické podklady v mierke 1:10 000, ktoré som následne digitalizoval a spracoval pomocou programov ArcView 3.2 a ArcMap. Keďže na Slovensku doteraz neexistujú vektorové topografické mapy mierky 1:10 000, musel som pristúpiť k digitalizácii papierových topografických podkladov, využívajúc softvér R2V.

Okrem kontúrovej metódy mapovania javov bola použitá i metóda priečných rezov. Povrchové mapovanie predchádzalo podpovrchovému mapovaniu v jaskynných systémoch jaskyne Slopý a Zbojníckej jaskyne. Na jeho základe som následne vyhotovil tri profily s vyznačením poruchových zón.

10. 2. Morfometrická analýza prejavov zlomovej aktivity

V geomorfológii sa pomerne často používa paleta rôznych metód na sledovanie prejavov neotektonickej zlomovej aktivity. Dôvodom výberu morfoštruktúrnych analýz pre túto prácu bol značný nedostatok horninových odkryvov v sledovanej oblasti. Pre dané

územie som vybral tie metódy, ktoré najviac vyhovovali mapovanému územiu: linearita riečnej siete, orientácia lineárnych úsekov svahov a orientácia erózných rýh. Záverom daných analýz je zistenie prevládajúcich smerov, v ktorých sa reflektujú orientácie aktívnych poruchových štruktúr dobrovodskej oblasti. Výsledky rovnako upresnili výber miest pre osadenie extenzometrických meradiel TM71. Samostatne uvádzam v kapitole Svahové deformácie (11.1.2.) analýzu zmien spádovej krivky Krupského potoka, ktorej úlohou bolo identifikovať prítomnosť porúch v pozdĺžnom profile vybraného toku.

Linearita riečnej siete

Podľa Pattona (1992) majú hlavné prítoky toku sklon k hľadaniu cesty smerom do grábenu, využívajúc nehomogenity v okrajových zlomoch. V oblastiach s aktívnymi zlomami s horizontálnym mechanizmom pohybu je taktiež typická prítomnosť lineárnych údolí (Keller in: Weldom, McCalpin a Rocwell, 1996). Oblasťou s horizontálnymi pohybmi je i zlomová zóna Mur-Mürz-Leitha prechádzajúca sledovaným územím. Lineárne segmenty doliny toku Blavy si už všimla práca Laciku (2002). Tento autor taktiež predpokladá založenie lineárnych úsekov dolín na aktívnych zlomoch. Na zreteľný zlomový pôvod údolia tokov Blava, Víteku, strednej časti údolia toku Raková, východného ohraničenia dobrovodskej depresie a jej pokračovania do masívu smerom na sever a juh upozornil Kalvoda a Stemberk (1993). Machnerová a kol. (1991) uvádza, že pre oblasť Brezovských Karpát je rovnako typické, pravouhlé zalomenie dolín, indikujúce mladú tektoniku. V oblasti dobrovodskej je tento jav pomerne častý (obr. č. 12, str. 39). Predispozíciu spätného zarezávania sa bočných dolín po oslabených líniách v oblasti Brezovských Karpát spomína i Stankoviansky (1996).

Podľa Laciku (2002) je väčšina dolinovej siete v pohorí Malých Karpát autochtónna, čo podľa neho súvisí s neotektonickým vývojom vo forme dvíhajúcej sa hráste. Alochtonné fragmenty, sporadicky sa vyskytujúce, autor nachádza v miestach tektonického oslabenia. V Brezovských Karpatoch označuje väčšinu dolín za autochtónnu. V južnej časti Malých Karpát sa genézou dolín zaoberal Lukniš (1956). Konsekventné doliny, ktorých smer súvisí predovšetkým s pôvodným smerom georeliéfu považoval za mladšie, reflektujúce mladé zlomové porušenie a subsekventné, založené buď na pruhoch menej odolných hornín alebo tektonických líniách, za staršie vytvorené ešte pred individualizáciou hráste Malých Karpát. Urbánek (1992) v rozpore s touto predošlou predstavou v južnej časti Malých Karpát predpokladá, že subsekventné doliny sú viazané na pomerne mladú tektoniku pohoria.

Pre oblasť Brezovských Karpát nie je možné jednoznačne určiť charakter dolín. Keďže toto pohorie bolo dvíhané nerovnomerne s úklonom k juhovýchodu a zároveň pri nerovnomernom zdvihu sa uplatnili i zlomy SZ-JV smeru, nie je možné jednoznačne označiť doliny SZ-JV smeru so sklonom údolnice k JV za konsekventné alebo subsekventné. Ako výrazne subsekventné vzniknuté na poruchových zónach vystupujú predovšetkým údolia smeru SV-JZ a VSV-ZJZ smeru.

Účelom analýzy linearity riečnej siete je určiť prevládajúci smer tokov a porovnať s orientáciou aktívnych zlomových štruktúr. Na vyjadrenie orientácie riečnej siete z mapy mierky 1:50 000 som si zvolil interval zobrazenia po 10 stupňoch v ružicovom diagrame podľa spôsobu Stinyho (Kunský a kol., 1959). Metodika bola prispôsobená podľa metodiky Scheidegera (1980). Pre jednoznačné určenie orientácie jednotlivých tokov, bolo treba pristúpiť taktiež k ich napriamovaniu. Napriamenie pri veľmi krátkych tokoch sa vykonávalo spojením prameňa so sútokom, resp. spojením dvoch nasledujúcich sútokov. Dlhšie toky, ktoré neprebíhali v jednom smere sa rozdelili na jednotlivé úseky a následne zmerali

orientácie častí. Pri štúdiu povodí je dôležité rovnako skúmať i usporiadanie riečnej siete. Pre určenie rádu jednotlivých tokov v povodí sa používajú dva systémy: Strahlerov (Strahler 1964, in: Baker a kol. 1988) a Shreveho. Pri Strahlerovom systéme sa označujú najvyššie toky rádom 1. Ak dochádza k sútoku dvoch tokov prvého rádu vzniká tok rádu 2. Sútokom dvoch rovnakých rádov, vzniká tok rádu vyššieho, ale v prípade, že tok s vyšším rádom príberá tok s rádom nižším, potom sa jeho rád nemení. Pre potreby mojej práce som vybral Strahlerov systém.

Orientácia lineárnych úsekov svahov

V sledovanej oblasti bola už v predchádzajúcom období realizovaná analýza lineárnych a nelineárnych rozhraní (Jákal a kol., 1988). Dominantne z danej štúdie vystupujú lineárne rozhrania okrajov vnútrohorskej dobrovodskej kotliny, údolia Blavy, Výtoku a Rakovej a údolnej štruktúry Doliny. Najvýraznejšie je v sledovanej oblasti zastúpený systém lineamentov smeru SZ-JV, menej SSV-JJZ, SV-JZ a VJV-JSZ. Daná analýza bola realizovaná na topografickej mape mierky 1:50 000.

Pre potreby definovania dominantného smeru aktívnych zlomových štruktúr som použil podobnú metódu ako predchádzajúca uvedená práca s čiastočnou modifikáciou a na mapovom podklade väčšej mierky. Na mapovom podklade 1:10 000 som sledoval azimut a celkovú dĺžku lineárnych úsekov svahov s dĺžkou väčšou ako 300 m.

Orientácia erózných rýh

Pomocou analýzy orientácie erózných rýh sme schopný vysledovať azimut aktívnych porúch, reflektujúcich sa do horninového nadložia a predisponujúcich tak vznik tohoto javu. Do úvahy treba však vziať i antropogénne generovanú eróziu ako je vznik hĺbkovej erózie na poľných a lesných cestách. Podľa Kabinu a Windta (1967) v sledovanej oblasti dochádzalo k významnej ťažbe drevnej hmoty a teda k devastácii a odplavovaniu pôdy na ľahko prístupných svahoch údolí a homoľovitých kopcoch. Z tohoto dôvodu je možné sa na danom území stretnúť s porastom, ktorého maximálna veková hranica je 100 rokov. Keďže prirodzené a antropogénne príčiny vzniku erózných rýh v teréne nie je možné dostatočne odlíšiť, treba analýzu orientácie erózných rýh porovnať i s inými štúdiami. Orientácie erózných rýh som meral priamo v teréne. Pre erózne ryhy väčšieho rozsahu som generalizoval ich smer z topografickej mapy mierky 1:10 000.

Pozdĺžny riečny profil

Jednou z geomorfologických metód, ktorá dokáže identifikovať prítomnosť aktívnych zlomov, je analýza pozdĺžneho riečneho profilu. Základom riešenia je predpoklad, že rieka, prípadne tok má tendenciu vytvárať vyrovnanú krivku - parabolou, ktorá má vyšší sklon smerom k prameňu. Pokiaľ v tomto profile dochádza k náhlym zmenám - stupňom, je možné tieto zmeny identifikovať. Častou príčinou môže byť prítok, litologické rozhranie alebo aktívny zlom. Príčiny vplývajúce na zmenu krivky rozoberá napríklad Demoulin (1998). Vytvoriť profil je možné na základe údajov z terénu alebo na základe mapových podkladov. Druhá možnosť býva najčastejšia, pretože poskytuje výsledky vo veľmi krátkom čase. Tento spôsob som si vybral pre identifikáciu anomálií v riečnom profile tokov sledovanej oblasti.

10. 3. Geotechnické merania

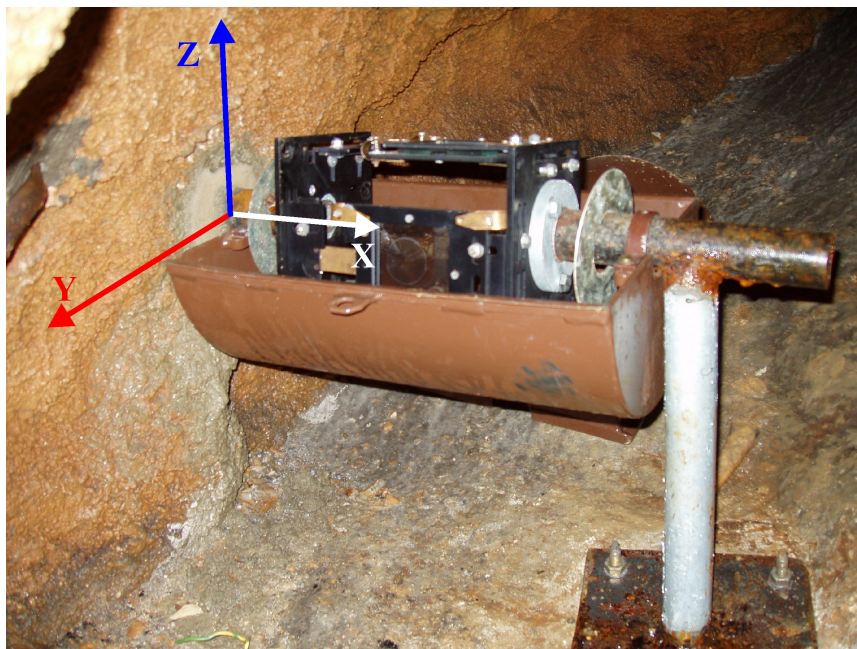
Extenzometrické merania

Za účelom priameho sledovania živých zlomových pohybov študovanej oblasti som použil extenzometrické meradlo TM71 (obr. č. 11), vyrábané firmou Gestra, Sedloňov. Meradlo bolo vyvinuté v Prahe Ing. Košťákom (1991) a nesie dva Československé patenty Nos. 131631 a 246454. Prístroj pracuje na mechanicko-optickom princípe, bez využitia elektronických súčastí. Je vyhotovené tak, aby dokázalo vydržať seizmickú udalosť a preukázalo súvisiace posuny. Zariadenie meria priestorové posuny v troch osiach medzi dvomi stenami sledovanej poruchy (obr. č. 11) a súčasne rotácie v dvoch navzájom kolmých rovinách xy a xz . Merania posunov a rotácií sú pritom navzájom nezávislé. Za predpokladu minimálneho vplyvu exogénnych činiteľov, meradlo sleduje priestorové pohyby medzi dvomi rovinami s presnosťou 0,01 mm/rok a rotáciu s relatívnou uhlovou odchýlkou 0,00032 rad. Z oblasti Rychlebských hôr poukázali Stemberk a Štěpančíková (2003), z príkladu dvoch jaskýň v podmienkach podzemných priestorov, pomerne dobrú stabilitu prístroja, veľmi nízky vplyv teploty na meranie a neovplyvnenie zrážkami. Na neotektonické pohyby v oblasti Košického Klečenova na Slovensku, za použitia extenzometrického meradla TM 71, poukázal Petro a kol. (1999). Títo autori pripisujú pohyby prevládajúcej tektonickej aktivity oblasti Slánskych vrchov. Okrem sledovania tektonických udalostí sa dané meradlo využíva i na sledovanie svahovo-gravitačných pohybov (Košťák, 1982). Z ostatných lokalít, na ktorých sa dané meradlo využíva spomeniem: Rýnsky zlom (Fecker a kol., 1999), región Gargano a Norcia v Taliansku (Stemberk a kol., 2003), Simitlijsky prielom v Bulharsku (Dobrev a Košťák, 2000), oblasť Korinského zálivu a iné.

Taktiež bolo v minulosti preukázané, že vzdialené zemetrasenia môžu vplývať na posuny a pomocou daného extenzometrického meradla je možné tieto posuny registrovať. Príklad z Bulharska a odozvu na zemetrasenie z Turecka popisujú autori Matova a kol. (2001).

Rovnako Stemberk a kol. (2003a) poukazujú na závislosť zmien vertikálnych pohybov so zemetraseniami z oblasti Pitec v Peru. Podľa Shanova, ktorý sledoval vplyv zemetrasení na mikroposuny, je rovnako možné predpovedať zemetrasenie v strednom časovom predstihu, tzn. jeden až dva mesiace pred zemetrasením, na vzdialenosť 200 až 300 km v sektore J-JV a J-JZ od meracej stanice v jz. Bulharsku. Autor uvádza, že pred samotným zemetrasením klesá rýchlosť posunov a následne po zemetrasení deformácia naopak rastie.

Samotný autor prístroja upozorňuje, že za účelom vylúčenia klimatických vplyvov na monitoring sú potrebné minimálne tri roky merania (Košťák, 1995). To platí predovšetkým pre merania mikroposunov na povrchu.

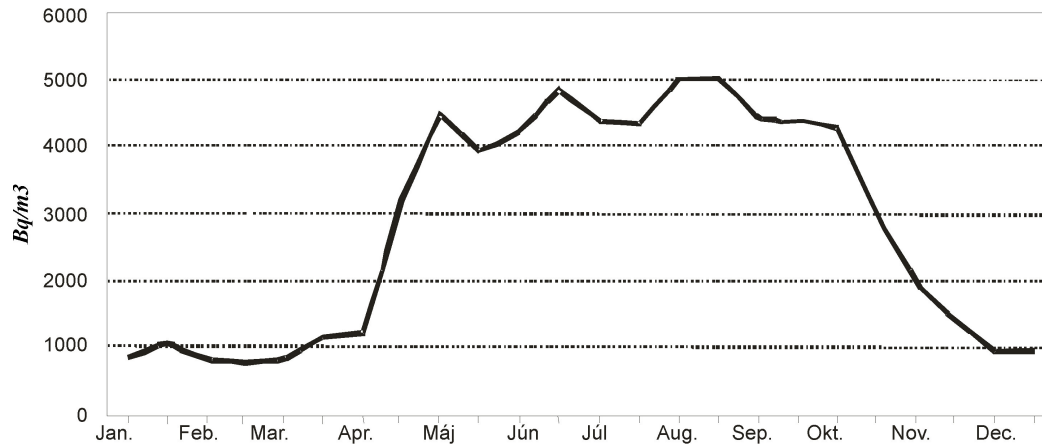


Obr. č. 10: Schéma sledovaných pohybov na príklade meradla v jaskyni Driny. Z - vertikálne pohyby, Y - horizontálne smerné posuny, X - horizontálne otváranie poruchy.

Sledovanie zmien obsahu radónu v podzemných priestoroch

Sledovanie zmien obsahu radónu v pôdnom vzduchu, prípadne podzemných vodách vo vzťahu k seizmickej aktivite epicentrálnych oblastí je vo svete značne rozšírené (Zmazek a kol. 2003, Planinic a kol. 2004, Singh a kol. 1999, Liperovsky a kol. 2005, Chyi a kol. 2002).

S rovnakým cieľom som osadil jeden indikátor radónu typu TS96 (vyvinutý na Matematicko-fyzikálnej fakulte v Prahe) v jaskyni Driny, kde doplnil tri extenzometrické meradlá typu TM71. Dané meradlo bolo inštalované dňa 1. 6. 2006 v blízkosti meradla Driny2 a sleduje ekvivalentnú objemovú aktivitu radónu (EOAR) v intervale 0,5 hodiny. Hodnota EOAR bola už v minulosti v jaskyni Driny sledovaná za cieľom posúdiť toto pracovisko z hľadiska radiačného rizika na pracovníkov sprístupnených jaskýň (Vičanová a kol. 1997). Z údajov zo sprístupnených jaskýň vyplýva, že objemová aktivita radónu v podzemných priestoroch dosahuje svoj vrchol počas letných mesiacov a minimum má v mesiacoch zimných (graf. č. 2, Vičanová a kol. 1997).

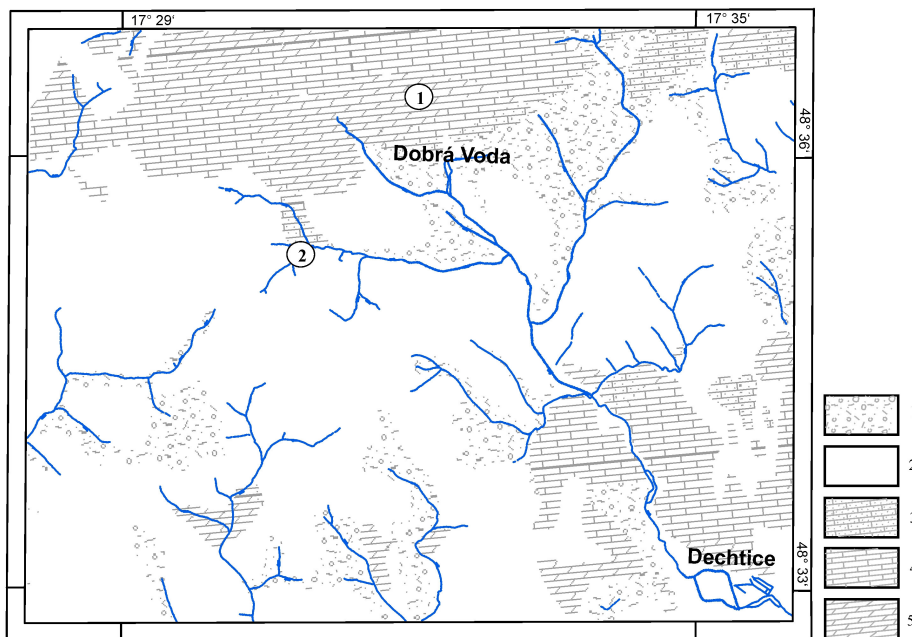


Graf č. 2: Sezónne oscilácie obsahu radónu v atmosfére sprístupnených jaskýň Slovenska (Vičanová a kol. 1997).

Sledovanie zmien hladiny podzemnej vody vo vrtoch

Rovnako ako v prípade plynu radónu, boli v náväznosti na zemetrasnú aktivitu určitej oblasti vo svete pozorované taktiež zmeny hladiny podzemnej vody (Koch a kol. 2003, Cao a Bian 2004, Chia a kol. 2001, Brož a Bělař 2002). Cieľom takéhoto monitoringu je väčšinou snaha o vytvorenie predpovede významných zemetrasení. Predpoklady pre použitie uvedeného druhu výskumu oblasť Dobrej Vody má. Boli zaregistrované zmeny výdatnosti zdrojov podzemných vôd v období významných zemetrasení priamo v obci Dobrá Voda (Malík a kol., 1989) a preto som vybral dve miesta (obr. č. 12) na sledovanie zmien výšky hladiny podzemnej vody vo vrtoch: lúka pod Dobrovodským hradom a Ľahký Kameň. Vrt na lúke pod Dobrovodským hradom, pracovne označený ako DH (príloha č. 2) bol pôvodne vybudovaný pre potreby geofyzikálneho ústavu, avšak v dôsledku skutočnosti, že došlo k porušeniu paženia a do objektu sa dostala voda, nebol následne využitý. Na rovnakej lokalite sa nachádza i seizmická stanica spravovaná firmou Progseis. Hĺbka tohoto vrtu je 100 m a zasahuje do wetterstienských dolomitov ladin-kardevolského veku. Druhá lokalita sa nachádza na lokalite Ľahký kameň v blízkosti sútoku potoka Životín a jeho pravého prítoku. Na lokalite sa nachádza množstvo prameňov s recentnou tvorbou sladkovodných vápencov indikujúcich prítomnosť aktívnych zlomových štruktúr. Hĺbka tohoto hydrogeologického vrtu, označeného ako D2 (príloha č. 2), je 200 m a zachytáva neogénne sedimenty. Bol v minulosti využívaný v priebehu seizmických meraní (Fecek, 1995).

Za účelom monitoringu zmien hladiny podzemnej vody bol vybraný hladinomer Minidiver s rozsahom 20 m a presnosťou 0,05% / 20 m. Prvé meradlo som inštaloval na lúke pod Dobrovodským hradom v novembri 2007 a druhé meradlo v apríli 2008. Pre veľmi krátke obdobie monitoringu, nepresahujúce niekoľko ročných cyklov, však nebudem výsledky sledovania výšky hladín podzemnej vody v ďalšej časti práce interpretovať.



Obr. č. 12: Situácia sledovaných vrtov vybavených hladinomermou Minidiver. 1. deluviálne sedimenty, 2. neogénne sedimenty, 3. vrchnokriedové a paleogénne horniny, 4. vápence, 5. dolomity (upravené podľa Salaj a kol. 1987).

11. Analýza prejavov geodynamických javov v záujmovom území - Účelová inžiniersko-geologická mapa geodynamických javov Dobrovodskej oblasti v mierke 1: 25000

Podľa Kalvodu a Stemberka (1993) sú zemetrasenia v dobrovodskej oblasti viazané na oblasti a zóny s najväčším vrchnokvartérnym morfotektonickým prejavom. Keďže sa hypocentrá zemetrasení v tejto oblasti nachádzajú v niekoľkých kilometroch pod povrchom, nie je možné presne označiť jednotlivé zlomové línie na povrchu za seizmogénne. Možno teda, zhodne s vyššie uvedenými autormi, na povrchu vyčleniť iba zóny s významnými prejavmi tektonickej aktivity, kde je vysoká pravdepodobnosť prítomnosti aktívnych zlomových štruktúr. Zložitosť podmieňuje i fakt, že významné geodynamické javy sú v dobrovodskej oblasti často viazané na križovanie zlomových línií. Do predkladanej mapy geodynamických javov som vyniesol zlomy, ktoré boli zistené autormi predchádzajúcich štúdií a rovnako na základe výsledkov mojich prác. Výsledná mapa prináša poznatky z niekoľkoročných terénnych prác a zároveň zlučuje nové výsledky s informáciami predchádzajúcich autorov. Vytvára teda syntézu doterajších prác. Pri tvorbe tejto mapy metodika označovania jednotlivých geodynamických javov vychádzala zo zaužívaných spôsobov vyjadrovania javov v geomorfologickej a inžiniersko-geologickej praxi (Rybář a kol. 1965, Rybář 2003, Demek 1972). Pre jej rozsah ju dávam ako prílohu na zadnú časť práce (príloha č. 2).

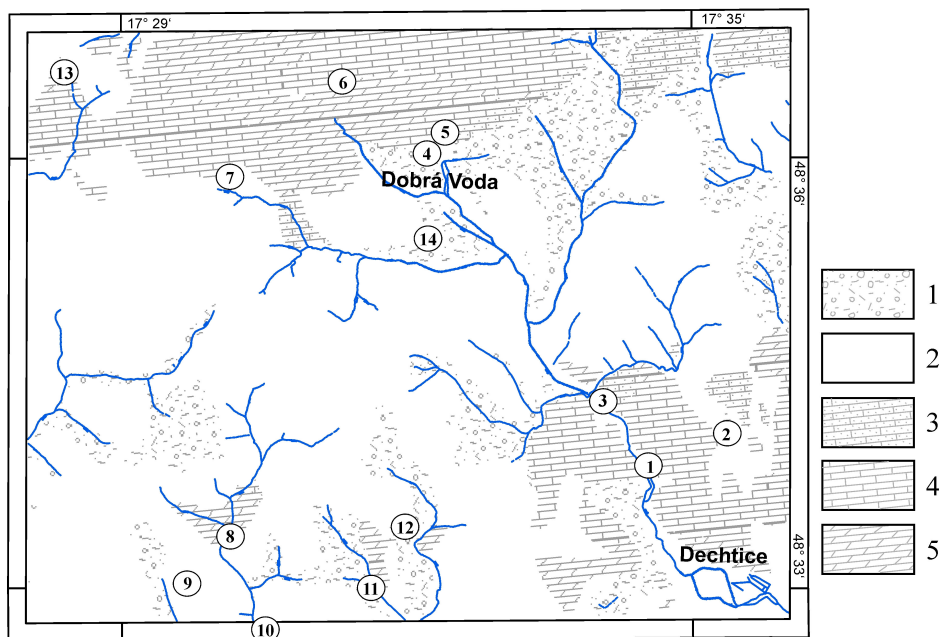
11. 1. Geomorfologické prejavy neotektonickej aktivity

Pri používaní geomorfologických kritérií vlastného hodnotenia priebehu a aktivity zlomových línií na študijnom území som vychádzal z nasledujúcich predpokladov:

1. erózia má selektívny charakter a je často viazaná na poruchové zóny,
 2. zlomové poruchy majú často zonálny charakter a smerovo sú totožné s dominantnými puklinovými systémami,
 3. generálny smer porúch nemusí byť totožný s orientáciou v ich jednotlivých častiach, tvorených zlomami nižšieho rádu,
- kritériá pre hodnotenie priebehu aktívnej zlomovej štruktúry:
4. poklesávajúce časti územia sú sprevádzané zvýšenou akumuláciou na ich povrchu,
 5. na aktívne zlomové poruchy sa často viažu svahové deformácie predkvartérneho podložia
 6. porušenie historických pamiatok,
 7. selektívna erózia je zvýraznená recentnými pohybmi pozdĺž zlomov,
 8. výskyt javov v blízkosti zlomov: trhliny v pôde, zlomové skarpy, ostré a nečlenené nízke terénne stupne, dobre zachované facety, tektonické zrkadlá, shutterridges, porušenie vrcholov hôr, zlomové brekcie, zemetrasenia, lineárne reťazce zlomových svahov, lineárne združené krasové javy;
 9. zlomová aktivita sa často reflektuje v zmene hydrologických a hydrografických pomerov: líniovo združené vývery podzemných vôd a výskytu pramenitov, líniovo združený výskyt vlhkomilnej vegetácie, výskyt bezodtokových depresí a pretiahnutých orientovaných jazierok, priame a často rovnobežné údolia, výskyt širokých nív s rozsiahlymi inundáciami bažinami a zatopenými lesmi, anomálne zóny sedimentácie a erózie riečného toku, zmeny šírky a charakteru riečného údolia, deformácie riečnych terás, horizontálne posuny tokov, odchýlky gradientov riek v miestach prechodu zlomov;
 10. porušenie kvartérnych a súčasných sedimentov.

11.1.1. Priame pozorovania výskytu zlomových porúch

Pre sledované územie je typická značná absencia povrchových výstupov zlomových porúch so stopami po pohyboch a zmysle týchto pohybov. Je to spôsobené rozsiahlym výskytom neogénnych sedimentov bez ostrej modelácie povrchu, kde sa nenachádzajú prirodzené odkryvy a taktiež značnou hrúbkou svahových sedimentov. Dolomitické horniny na danom území rovnako neumožňujú priame sledovanie zlomov. Je to spôsobené významným tektonickým postihnutím tohoto materiálu. Dolomity tu na základe mojich pozorovaní nevytvárajú prirodzené odkryvy.



Obr. č. 13: Situácia miest so zlomami s dokumentovanými indikátormi pohybov. 1. deluviálne sedimenty, 2. neogénne sedimenty, 3. vrchnokriedové a paleogénne horniny, 4. vápence, 5. dolomity (upravené podľa Salaj a kol. 1987).

Na mnohých miestach však boli umelo ťažené vo forme štrku a piesku pre lokálne potreby. Takýto materiál nedovoľuje, vzhľadom na krehkú deformáciu, zachovanie stôp po pohybe. Sporadicky sú indikátory pohybu zachované vo vápencoch, prevažne v umelých lomových odkryvoch. Pre potreby štruktúrnej geológie boli v minulosti, v dôsledku nedostatku povrchových pozorovaní, využívané i vrtné práce (Kováč a kol. 1991, Marko a kol. 1991). Počas mapovacích prác som sa taktiež sústredil na sledovanie výskytu zlomov s preukázanými stopami po pohyboch, ktoré neboli doteraz geologicky zaznamenané a zdokumentované (obr. č. 13).

Vhodným miestom prieskumu, vzhľadom na rozsah odkryvov, je rozsiahly lom na vápenc v Dechticiach (lok. č. 1, obr. č. 13), ktorý je do súčasnosti v prevádzke. Podarilo sa mi tu zachytiť tieto zlomové plochy:

1. 194/70, nachádzajúca sa v strednej spodnej časti lomu, výplň pukliny je ílovitá s úlomkami horniny. Striácie 275/18, zmysel pohybu pravostranný pohyb;
2. tektonické zrkadlo 195/88 v spodnej strednej časti lomu, striácie paralelné so sklonom plochy – zmysel pohybu je pokles (obr. č. 14);



Obr. č. 14: Tektonické zrkadlo na ploche 195/88. Fraktúrne stupne a ryhovanie dokumentujú poklesy na zlome.

3. tektonické zrkadlo 247/35 v strednej časti lomu, smer striácií je totožný so sklonom šmykovej plochy;
4. tektonické zrkadlo v severnej časti lomu, 235/60, striácie 183/45, zmysel pohybu nejasný;
5. tektonické zrkadlo 153/86, striácie 240/24, pravostranný zmysel pohybu.
6. tektonické zrkadlo 041/70, striácie 119/14, zmysel pohybu pravostranný (obr. č. 15);



Obr. č. 15: Tektonické zrkadlo na ploche 041/70. Fraktúrne stupne, ryhovanie a prúdy (v zmysle Petita 1987 a Marka 1993) dokumentujú pravostranný strih na zlome.

Posledná uvedená zlomová plocha 041/70 (obr. č. 15) v severozápadnej časti lomu dokladá zlomový pôvod údolia Blavy. Pravostranný zmysel pohybu na priečných Malokarpatských zlomoch je dokumentovaný od Sávskej orogénnej fázy (Kováč a kol., 1989).



Obr. č. 16: Tektonické zrkadlo na zlome 260/30 v Zbojníckej jaskyni, ktorý kontroloval vznik jednej z bočných chodieb. Foto: M. Briestenský.

V Zbojníckej jaskyni (lok. č. 2, obr. č. 13) sa mi rovnako podarilo zachytiť významnú poruchu, preukazujúcu poklesy v údolí, na dne ktorého bola jaskyňa vyvinutá. Zmysel pohybu na zlomovej ploche 260/30 (obr. č. 16) je poklesový. Tento dokumentujú fraktúrne stupne, ryhovanie, kosákovité sperené poruchy a mechanické vtláčanie (v zmysle Petita 1987). V danej jaskyni ku koncu roku 2005 sme osadili meradlo TM71 na poruchu 245/65 s čerstvou porušenou sintrovou výzdobou v jej okolí. Na základe štruktúrnej analýzy smerných posunov blokov na danej poruche, som zistil celkový pravostranný posun jz. bloku s hodnotou 0,3 cm.

V blízkom okolí Zbojníckej jaskyne na lokalite Šidlová (lok. č. 3, obr. č. 13) v blízkom okolí významných zosuvov sa rovnako nachádzajú zlomové plochy so zachovaným zmyslom pohybu. V karbonatických zlepenoch je zachovaná porucha 350/55 (obr. č. 17) so striáciami 270/35. Zmysel pohybu na danom zlome je ľavostranný strih s mierne šikmou zložkou pohybu. Prítomnosť tohoto zlomu vysvetľuje príčinu vzniku zosuvov na lokalite Šidlová a protíľahlej lokalite Lažteky a taktiež vznik dvoch údolí v tejto časti, kolmých na antecedentné údolie toku Blava.



Obr. č. 17: Tektonické zrkadlo na lokalite Šidlová.

Smerom na severozápad nachádzam stopy po pohyboch v paleogénnych zlepenkoch, v bývalom záreze pre lesnú železničku za kostolom v obci Dobrá Voda (lok. č. 4, obr. č. 13). Prítomnosť významných zlomových porúch predurčil výber tohoto miesta pre inštaláciu extenzometrického meradla TM71 v roku 2004 (Briestenský, 2005). Na zlomovej ploche 320/80 som našiel stopy po pravostrannom horizontálnom strihovom pohybe 040/05. Druhé tektonické zrkadlo 330/70 má zachované odlišné striácie 240/35 s pravostranným zmyslom pohybu. Tretie tektonické zrkadlo v danom záreze 340/83 (302/87) reflektuje pohyb 223/58. Z údajov je zreteľné, že v tejto časti prevládajú zlomové poruchy smeru SV-JZ. Zmysel pohybu na treťom zlome nie je jasný. Pravostranný pohyb na prvom a druhom zlome dokumentuje ich aktivitu v oligocéne (viď Marko a kol., 1991), prípadne ľavostrannú rotáciu blokov v rámci ľavostrannej strihovej zóny, ktorá pokračuje pravdepodobne až do súčasnosti a spôsobuje vznik pravostranných zlomov na okraji rotujúcich blokov.



Obr. č. 18: Tektonické zrkadlo na poruche 273/35.

Paralélne porucha s poruchami v záreze sa nachádza 200 m severne v bývalej vápenke (lok. č. 5, obr. č. 13). Zlom 330/75 preukazuje pohyb 240/20. V severnej časti tohoto lomu (vápenky) vystupujú ešte dve poruchy:

1. poklesový zlom 197/68 v kombinácii s horizontálnym pohybom: striácie 238/55.
2. zlom 273/35 so striáciami 215/40 (obr. č. 18), ktoré reflektujú kombináciu ľavostranného strihu s poklesom.

Na uvedenú poruchu 273/35 je naložený mladší pohyb, ktorý odrážajú striácie 275/27 (obr. č. 19). Pohyb na križujúcich striáciách je ľavostranný.



Obr. č. 19: Dve generácie striácií na poruche 273/35.

3. zlom 220/76 so striáciami 150/33. Indikátory pohybu (agregáty v tlakových tieňoch, ryhovanie a fraktúrne stupne) prezrádzajú horizontálny ľavostranný strih (obr. č. 20).



Obr. č. 20: Tektonické zrkadlo na poruche 220/76.

4. zlom 276/68 so striáciami 194/14, zmysel pohybu je ľavostranný strih (obr. č. 21);



Obr. č. 21: Tektonické zrkadlo na poruche 276/68.

Smerom na severozápad nachádzam významnú jaskyňu Slopy (lok. č. 6, obr. č. 13), ktorá je vyvinutá na prešmykovom zlome SV-JZ smeru upadajúcom pod uhlom 70° , smerom nadol 50° , k severozápadu. V spodnej časti jaskyne je porucha zreteľne vyplnená tektonickou brekciou (obr. č. 22), reflektujúcou pohyby na tomto zlome. Tento zlom bol taktiež vybraný pre osadenie extenzometrického meradla TM71 v roku 2005.



Obr. č. 22: Tektonická brekcia v spodnej časti jaskyne Slopy vyplňa zlomovú poruchu.

Ďalší odkryv s prítomnými poruchami nachádzam na lokalite Lesy (lok. č. 7, obr. č. 13). Ide o opustený lom. Významnou poruchou tu je 173/85 s poklesovým zmyslom pohybu. Vznik tohoto zlomu má súvis s rozsiahlou gravitačno-tektonickou poruchou v tejto lokalite. Bližšie bude opísaná v nasledujúcej kapitole. Druhou poruchou v danom lome je 268/85 (257/85, 078/80, 080/85, 082/90, 080/73, 078/75, 076/85). Zmysel pohybu na uvedenom zlome je ľavostranný posun. Dokazujú to tieto stopy: ryhy, protismerné fraktúrne stupne a kosákovito sperené poruchy. Smerom na západ v oblasti Bzovej na východnom svahu sa v dne eróznej ryhy cca v 370 m n. m. nachádza odkryv vápencov so zachovanou zlomovou plochou 355/55 so striáciami 082/10. Zmysel pohybu je však nejasný. Táto porucha sa ale nachádza na severozápadnom okraji rozsiahlej svahovej deformácie.

Na lokalite Kráľova dráha (lok. č. 8, obr. č. 13) oproti vyústení potoka Švajčiarka sa nachádza opustený lom masívneho dolomitu. Pozdĺž lomovej steny prechádza vertikálna porucha S-J smeru so zachovanými stopami po horizontálnom ľavostrannom pohybe (obr. č. 23) a s výraznou brekciovitou výplňou. Smer tejto poruchy sa reflektuje i v smere na sever 450 m úseku údolia Krupského potoka. Tok tu pravdepodobne selektívnou eróziou kopíroval uvedenú poruchu.



Obr. č. 23: Agregáty v tlakových tieňoch (žltej farby, stred obrázku) na zlomovej ploche s povrchovým ryhovaním dokladajú mierne šikmý ľavostranný strih na tejto poruche

Smerom na juhovýchod sa dostávame k okrajovému Malokarpatskému zlomu. Ide o zónu poklesových zlomov listrického charakteru. Prítomnosť týchto porúch som zaregistroval vo vrcholovej partii Handliarovskej skaly (lok. č. 9, obr. č. 13), kde je na poruche SV-JZ smeru vytvorená malá jaskynka. Kremenné okruhliaky sú na zlomovej ploche sporadicky postihnuté ryhovaním. Smerom na juhovýchod v údolí Krupského potoka sa nachádza lokalita Prekážka (lok. č. 10, obr. č. 13) s umelým odkryvom neogénnych zlepcov. Bolo tu v roku 2005 osadené jedno extenzometrické meradlo TM71. Priebeh zlomov SV-JZ smeru s vergenciou k podunajskej nížine na tejto lokalite dokumentuje práca Marka a Kováča (1996). Stopy po vertikálnom pohybe na zlomových plochách prezrádza ryhovanie na povrchu obliakov (obr. č. 24).



Obr. č. 24: Drobné tektonické zrkadlo na okruhliaku s výrazným ryhovaním reflektuje poklesy na zlome.

Východne od vyššie uvedenej lokality Prekážka, na lokalite Brezina (lok. č. 11, obr. č. 13) sa nachádza opustený lom na dolomitický až štrk. Ide vlastne o jedinú lokalitu v tejto oblasti, kde je možné v tak rozdrobenom materiáli vysledovať indikátory pohybu. Týmto 20

m vysokým odkryvom prechádzajú viaceré poruchy so zachovanými tektonickými zrkadlami:

1. 260/50 so zachovanými striáciami 315/40 (300/40). V zlomovej ploche je zachovaná tektonická brekcia. Zmysel pohybu je nejasný.
2. zlom s azimutom 340° a striáciami 340/25 križuje vyššie uvedenú poruchu v hornej tretine lomu. Zmysel pohybu je nejasný.
3. porucha 220/45 so zachovanými horizontálnymi striáciami. Zmysel pohybu je tu dextrálny smerný posun (obr. č. 25). Horizontálne striácie sa nižšie menia na mierne šikmé 318/25, 320/20. Vo výplni poruchy nachádzam tektonickú brekciu.



Obr. č. 25: Tektonické zrkadlo na poruche 220/45 so známkami po smernom pohybe. Pravostranný zmysel pohybu tu dokumentujú fraktúrne stupne, ryhovanie a prúdy.

Nasledujúcou zdokumentovanou lokalitou so zachovanými stopami po zlomovom pohybe je lok. Za kláštorom (lok. č. 12, obr. č. 13). Stenou eróznej ryhy tu prechádzajú dve poruchy s azimutom 180° a 40° , ktoré prestupujú neogénne štrkovité sedimenty. Obidva smery sa reflektovali v orientácii eróznych rýh v ich okolí. Porucha s azimutom 40° má bielu brekciovitú a ílovitú výplň. V spomenutej ílovej výplni sa zachovali stopy po horizontálnom strihovom pohybe zastúpené ryhovaním (v zmysle Petita 1987, obr. č. 26). Zmysel pohybu bol však neidentifikovateľný.

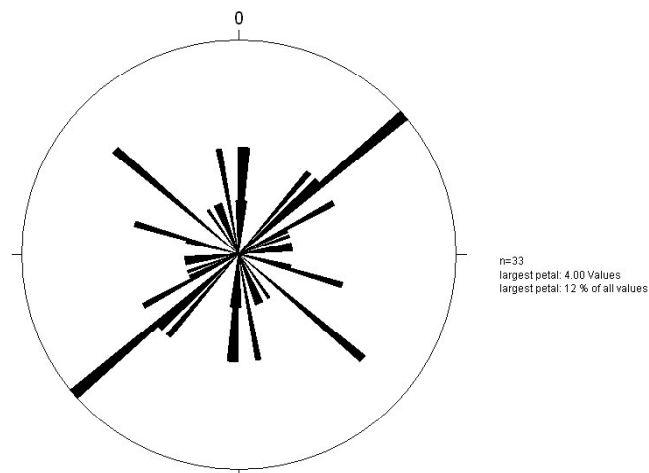
Severne od rozsiahleho zosuvu, postihujúceho sv. okraj elevácie Bzová (lok. č. 13, obr. č. 13) v eróznej ryhe vystupuje zlom 355/55 so zachovanými striáciami 082/10. Uvedená porucha vytvára vlastne obmedzenie tejto svahovej deformácie zo severu.



Obr. č. 26: Zlomová porucha na lokalite Za kláštorom. Pohyb na zlome dokumentujú žliabky v ílovej výplni a biela brekciovitá výplň. Foto: Bristenský.

Výsledkami prieskumu zlomových porúch v kopanej ryhe na lokalite Na včelíne (lok. č. 14, obr. č. 13) sa budem podrobnejšie zaoberať v kapitole 13.2.

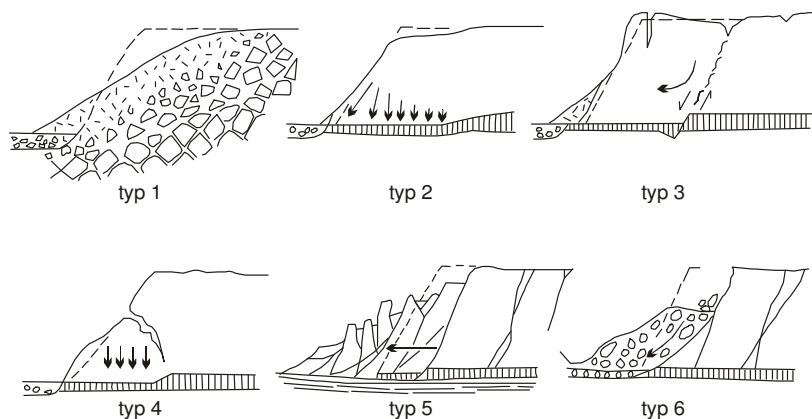
Z výsledkov v tejto kapitole je zreteľné, že na základe priamych pozorovaní prevládajú v sledovanej oblasti zlomy SV-JZ, SZ-JV a rovnako sa uplatňujú i poruchy S-J smeru (graf č. 3). Zmysel horizontálnych pohybov sa na poruchách SZ-JV a SV-JZ smeru mení, zatiaľ čo na poruchách S-J smeru som vysledoval výlučne ľavostranný zmysel pohybu. Zmena smeru zmyslu pohybov je v súlade so zmenami paleonapätí v priebehu geologického vývoja daného územia (viď Kováč a kol. 1991, Marko a kol. 1991).



Graf č. 3: Ružicový diagram azimutu zlomov z celkového počtu zachytených objektov 33. Interval zobrazenia línií je 3°.

11.1.2. Svahové deformácie

Počas mapovacích prác som v sledovanej oblasti zdokumentoval 72 svahových porúch, ktoré zaberali plochu $0,902947 \text{ km}^2$, čo predstavuje zhruba 1,2 % z celkovej rozlohy sledovaného územia. Z konečného počtu objektov je 60 viazaných na zosúvanie brehov tokov a erózných rýh, prípadne súvisí s podrezaním päty svahu tokom. Vznik dvanástich objektov ovplyvnil gravitačný rozpad karbonatických plošín. Svahové poruchy tohoto typu v oblasti krasových masívov sú na území Slovenska pomerne málo preskúmané (Nemčok, 1982). Svahovými deformáciami karbonatických hornín sa na území Slovenska zaoberal i Ondrášik (1989). Nešvara (1972) uvádza, že zosuvy uvedeného typu sú značne rozšírené a viazané predovšetkým na okraje krasových planín. Daný autor rozdeľuje svahové deformácie na okrajoch karbonatických plošín do šiestich typov (obr. č. 27). Na základe tejto klasifikácie som priradil jednotlivé vysledované objekty sledovaného územia do jednotlivých typov.



Obr. č. 27: Základné typy svahových deformácií okrajov karbonatických platform (upravené podľa Nešvaru, 1972).

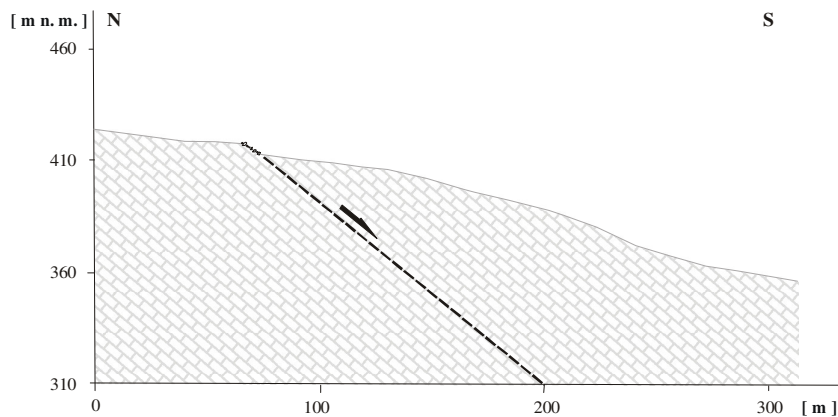
Svahové poruchy typu 2 (viď obr. č. 27) sa nachádzajú na lokalitách Lesy a Slopy. Sú charakteristické nevýraznou odlučnou oblasťou, bez veľkého výškového rozdielu v danej časti. Maximálna výška odlučnej steny na lokalite Lesy je 4 m a na lokalite Slopy 3 m. Recentné poklesové pohyby na lokalite Slopy (GPS: $48^{\circ} 36' 36'' \text{ N}$, $17^{\circ} 31' 15'' \text{ E}$, presnosť $\pm 8 \text{ m}$) sú dokumentované dlhodobými extenzometrickými meraniami v jaskyni Slopy, nachádzajúcej sa na okraji tejto krasovej plošiny. Zmysel a veľkosť pohybov je vysvetlený v kapitole č. 13.1. Aktivitu svahovej deformácie na lokalite Lesy (GPS: $48^{\circ} 35' 54'' \text{ N}$, $17^{\circ} 30' 25'' \text{ E}$, presnosť $\pm 13 \text{ m}$) možno na základe morfológických znakov určiť iba ako potenciálnu. Typickým znakom uvedených svahových deformácií je absencia akumuláčnej časti, preto sa tieto svahové poruchy v minulosti vyhlí pozornosťou geológov (obr. č. 29, 30). Absencia akumuláčnej zóny je vysvetliteľná z dvoch príčin. Teleso objektu zaklesáva do prostredia s uvoľnenými napätiami, za prítomnosti poklesových zlomov v predpolí svahovej deformácie, čo je v prípade svahovej poruchy na lokalite Lesy; prípadne výraznými krasovými procesmi a teda zaklesávaním horninového materiálu do uvoľnených priestorov. Predpokladom pre obidva mechanizmy je však prítomnosť zlomových porúch, na ktorých mohlo dôjsť buď k vzniku poklesov, krasovateniu, prípadne mechanizmus pohybov na daných zlomoch inicioval vznik gravitačných pohybov. Tento druh svahových pohybov označil Zischinsky (1966) ako svahová tektonika. V prípade Lesov šmykovú plochu predisponovala i vrstevnatosť (obr. č. 29). Šírka svahovej poruchy na lokalite Slopy je 600 m a na lokalite Lesy 517 m. Objekt v

časti Slopy prechádza z juhovýchodu z plytkých (obr. č. 31) pripovrchových zosuvov (v zmysle Rybáře, 1999) smerom na severozápad do hlbšie založenej "gravitačno-tektonickej" poruchy, ktorá sa vizuálne reflektuje iba prítomnosťou výraznej odlučnej oblasti. Preto by som tento objekt mohol označiť i ako prechodný typ 6/2. Jákal a kol. (1988) sledovali pozdĺžny profil údolnice Blavy. V úseku s výskytom svahovej poruchy na lokalite Slopy zaznamenali výraznú zmenu tvaru údolnice a vymedzili ju zlomovými plochami. Mnou vymapovaná svahová porucha je vymedzená priamo autormi vymedzenými zlomami.

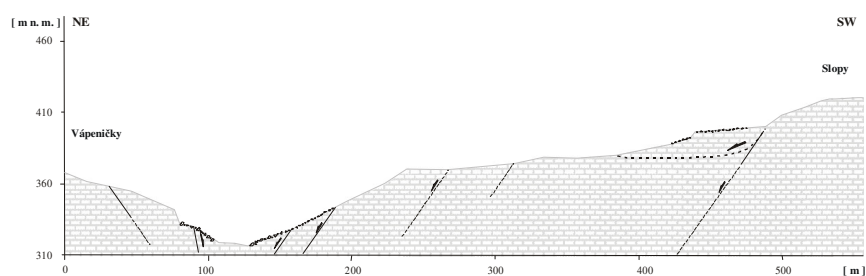
Objekt na lok. Slopy (objekt č. 2, obr. č. 39) je vyvinutý vo wettersteinských vápencoch (ladin-kordevol) a objekt na lok. Lesy (objekt č. 1, obr. č. 39) v schreyeralmských a reiflinských vápencoch (stredný anis-kordevol). Poklesy na lokalite Lesy dokumentuje i ryhovanie na šmykovej ploche 173/85 so zachovanými stopami po pohybe (obr. č. 28) v umelom lomovom odkryve.



Obr. č. 28: Ryhovanie na šmykovej ploche 173/85 svahovej poruchy na lok. Lesy. Plocha bola odhalená pri ťažobnej činnosti.



Obr. č. 29: Priečný profil svahovou deformáciou na lokalite Lesy so znázornenými úložnými pomermi.



Obr. č. 30: Priečný profil svahovou deformáciou na lokalite Slopy a údolím Dolina so značenými poruchami v predpolí zosuvu a úložnými pomermi. Svahová deformácia v mieste profilu na lok. Slopy je reprezentovaná plytkými zosuvnými telesami. Smerom na severozápad však prechádza do hlbkej gravitačnej poruchy.

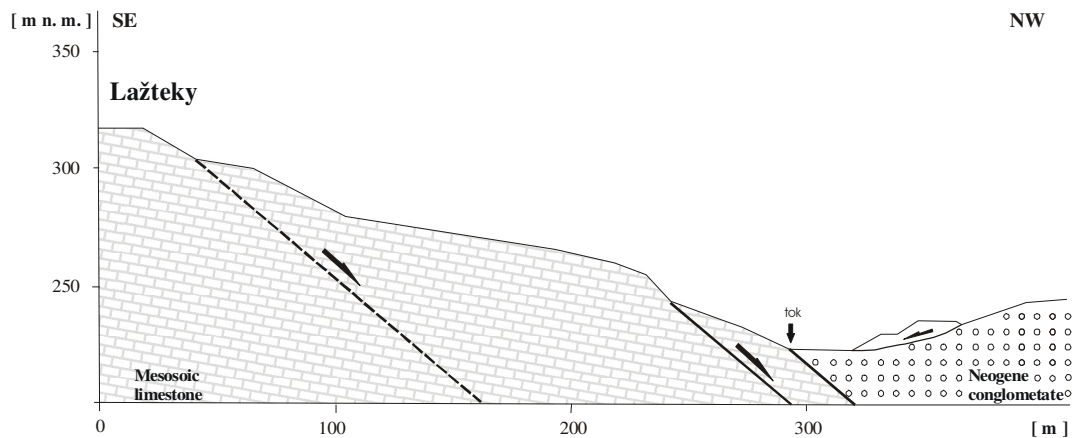


Obr. č. 31: Odľučná oblasť zosuvu na lokalite Slopy, nachádzajúca sa v tesnej blízkosti jaskyne Slopy. Juhovýchodná časť danej svahovej deformácie má charakter plytkých zosuvov, čo dokumentuje na fotografii i výrazný amfiteatrálny charakter odľučnej oblasti. Foto: Briestenský.

Svahové deformácie prechodného typu 2-5 sa nachádzajú na lokalite Lažteky. Je

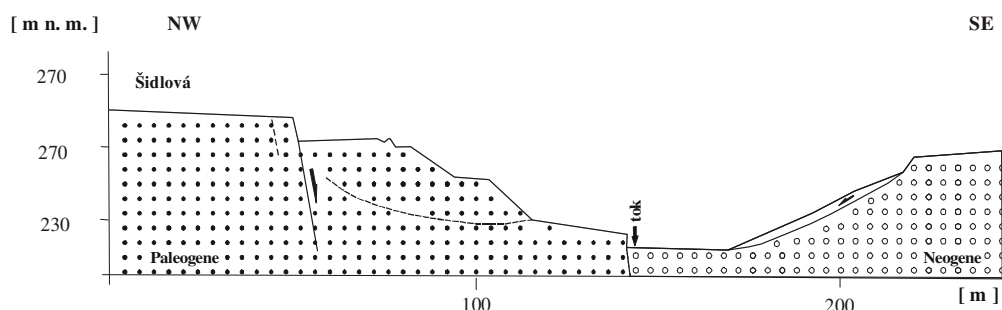
možné sa tu stretnúť s pomerne málo zreteľnou odlučnou stenou až po výraznejšie rozvoľnenie tela svahovej deformácie. Pohybovú aktivitu v tejto časti zrejme iniciovali poklesové zlomy kontaktu mezozoika s neogénnymi sedimentmi (obr. č. 32) v kombinácii s horizontálnymi strihmi. V odlučnej časti je možné na viacerých miestach nájsť poruchy smeru SV-JZ, na ktorých sa vytvorila šmyková plocha. Na prítomnosť tektonicky porušených severných svahov lok. Lažteky upozornili už Kabina a Windt (1967). Nezhodnotili ale tieto porušenia ako svahové deformácie poklesového charakteru. Na uvedenej lokalite sa nachádzajú dva výrazné poklesové objekty. Svahová deformácia na sz. svahu Lažtekov (GPS: 48° 34' 11" N, 17° 33' 42" E, presnosť ±5 m, obr. č. 32) dosahuje šírku 480 m a prevýšenie medzi dnom údolia a korunou tohoto javu je cca 60 m. Dĺžka javu je 230 m.

Severovýchodný svah Lažtekov (objekt č. 12, obr. č. 39) postihuje svahová porucha charakteru plytko založených zosuvov s výraznou odlučnou a akumulácnou zónou. Šírka tohoto zosuvu (GPS: 48° 34' 01" N, 17° 33' 48" E, presnosť ±19 m) je 300 m a jeho dĺžka 120 m. Prevýšenie medzi pätou a korunou je 38 m.



Obr. č. 32: Priečný profil svahovou deformáciou na lokalite Lažteky so zaznačenými úložnými pomermi. Na protiaľhlej strane údolia sa nachádzajú zosuvy brehov vyvinuté v deluviálnych sedimentoch uložených na neogénnych sedimentoch.

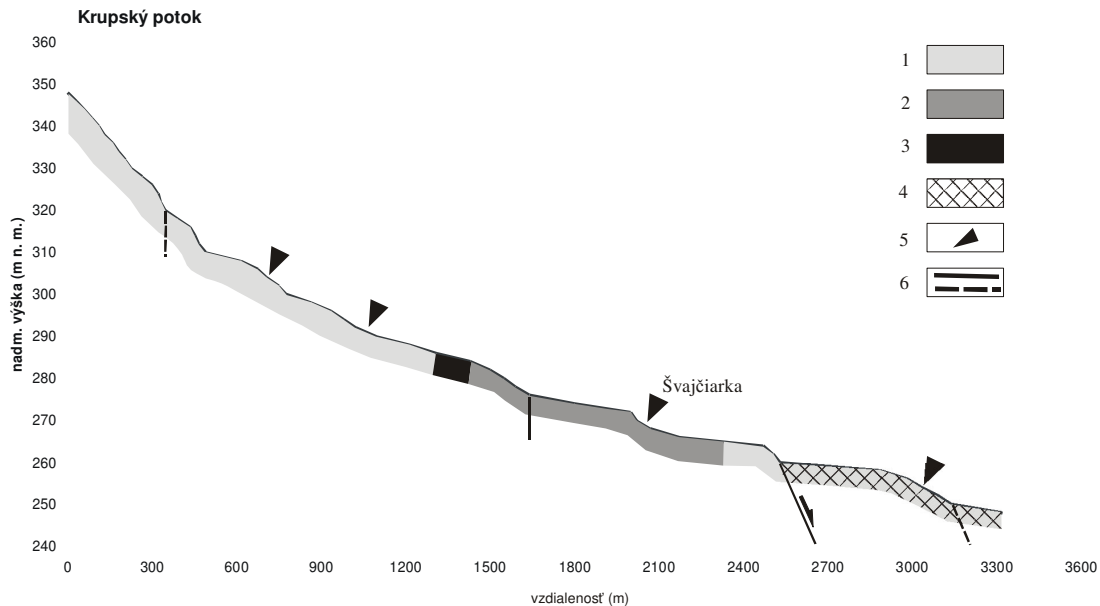
Na protiaľhlej lokalite Šidlová, naprieč údolím Blavy, som sa taktiež stretol s prítomnosťou tektonických zrkadiel na poruchách SV-JZ smeru v blízkosti výraznej svahovej deformácie postihujúcej sz. svah Šidlovej (objekt č. 4 - obr. č. 39, obr. č. 33). Na týchto zlomoch sa zachovali stopy po ľavostrannom smernom pohybe a známky výrazného krasovatenia pozdĺž uvedených zlomov. Zlomové porušenie na lokalite Šidlová so smerom SV-JZ preukázali i odporové geofyzikálne štúdie (Janík, 1970).



Obr. č. 33: Priečný profil svahovou deformáciou na lokalite Šidlová. Protiaľhlé svahy sú postihnuté plytkými zosuvmi svahovín podmienených bočnou eróziou lokálneho toku.

Svahová deformácia na lokalite Šidlová (GPS: 48° 34' 25 N, 17° 34' 04 E, presnosť ± 8 m) má šírku 330 m a dĺžku 124 m. Ide o dačasne ukľudnený zosuv karbonatických zlepcov s kombinovanou šmykovou plochou typu 6. Ďalšie svahové deformácie typu 6 som vymapoval na severovýchodnej časti kopca Bzová (GPS: 48° 36' 23" N, 17° 28' 21" E, presnosť ± 30 m) a severovýchodnej časti kopca Šidlová (GPS: 48° 34' 15 N, 17° 34' 43 E, presnosť ± 3 m). Kabina a Windt (1967) uvedené severovýchodné svahy Šidlovej označili za tektonicky postihnuté, čo je v zhode s mojimi prácami. Šírka zosuvu na lokalite Šidlová (objekt č. 11, obr. č. 39) je 130 m a dĺžka 135 m. Prevýšenie medzi päťou a korunou javu je 46 m. Vznik zosuvu na lokalite Bzová (objekt č. 5, obr. č. 39) predisponovala vrstevnatosť vápencov 076/35 s úklonom 35° smerom do údolia a pokračujúca hĺbková erózia toku v päte zosuvu. Rovnako je tento zosuv obmedzený z jeho severnej strany zlomom 355/55 so striáciami 082/10. Šírka objektu je 410 m, dĺžka 162 m a prevýšenie 55 m. Na základe hodnotenia o súčasnej aktivite považujem tento zosuv za potenciálny, prípadne dočasne ukľudnený.

Rozsiahle gravitačno svahové porušenie postihujúce skalný podklad, avšak už mimo krasové územie, sa nachádza v časti Lipy (objekt č. 6, obr. č. 39) a Handliarova skala (objekt č. 7, obr. č. 39). Poklesové javy postihujú ľavý breh Krupského potoka a ľavý breh jeho ľavostranného prítoku. Vznik tohoto javu v jablonických zlepenoch je viazaný na križovanie výraznej zlomovej zóny SV-JZ a zóny SZ-JV smeru. Prítomnosť zlomov s orientáciou SZ-JV v údolí Krupského potoka dokumentovala práca Doležala a kol. (1987). Prítomnosť zlomového pásma SV-JZ sa reflektuje i v zmene spádovej krivky Krupského potoka (obr. č. 34), ktorý som vytvoril z topografickej mapy mierky 1:10 000 a na základe poznatkov z terénneho mapovania.



Obr. č. 34: Pozdĺžny profil horného úseku Krupského potoka: 1. jablonické zlepence, 2. dolomity, 3. karbonatické zlepence, 4. poruchové pásma, 5. prítoky, 6. zlomy overené a predpokladané.

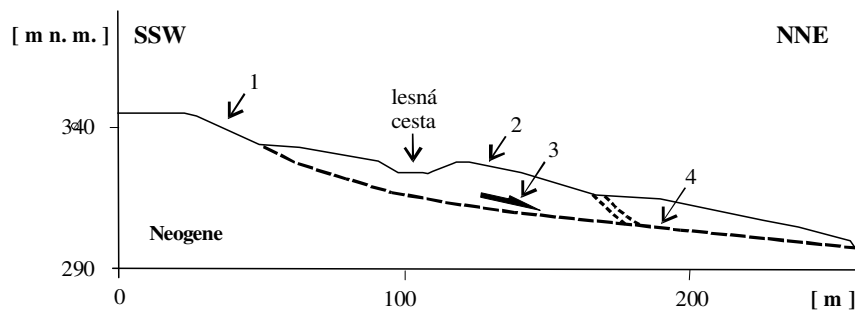
Na krivke (obr. č. 34) je zreteľných niekoľko anomálií porušujúcich rovnováhu profilu. Najväčším prítokom Krupského potoka je potok Švajčiarka. Odráža sa to i v náhlej zmene nadmorskej výšky. Jav je spôsobený zvýšením kinetickej energie Krupského potoka pod prítokom a následnou hĺbkovou eróziou. Danú závislosť definuje napr. Karniš a kol. (1967).

Ostatné prítoky však nemajú dostatočnú energiu, aby spôsobili zmenu v tvare spádovej krivky Krupského potoka. V pravej časti tohoto profilu sa nachádza výrazná gravitačno-tektonická porucha, ktorá sa premieta i do pozdĺžneho profilu. Ide o vyššie uvedené poklesové javy na lokalitách Lipy a Handliarova skala, ovplyvnené prítomnosťou poklesových zlomov.

Zosuv na lokalite Lipy (GPS: 48° 32' 56" N, 17° 30' 33" E, presnosť ±30 m) má dĺžku 210 m a šírku 550 m. Ide o dočasne ukľudnený zosuv skalných blokov, ktorý je možné považovať za potenciálny. Jeho vznik ovplyvnila okrem prítomnosti zlomov i výrazná hĺbková erózia v čele tohoto objektu.

Zosuv na lokalite Handliarova skala (GPS: 48° 33' 03" N, 17° 29' 59" E, presnosť ±7 m) sa nachádza na severovýchodnej strane uvedenej elevácie a má charakter plytkých zosuvov deluviálnych sedimentov, pravdepodobne prechádzajúci do hlbšie založenej deformácie skalného podložia., ktorú nie je možné na povrchu vysledovať. Šírka zosuvu je 600 m a dĺžka 250 m. Naprieč odľučnou oblasťou prechádzajú zlomy so smerom sklonu do príľahlej Blatnianskej depresie, teda s afinitou k východnému Malokarpatskému zlomu.

Ďalším významný zosuvom vyvinutým v neogénnych sedimentoch je zosuv na lokalite Mrlogy (obr. č. 35, objekt č. 8 - obr. č. 39). Jeho šírka je 184 m a dĺžka 341 m. Ide o dočasne ukľudnený zosuv, ktorý vznikol vďaka hĺbkovej erózii sezónneho toku v čele tohoto objektu GPS: 48° 33' 54" N, 17° 32' 20" E, presnosť ±32 m). Dĺžka zosuvu je 341 m a šírka 184 m. V jeho blízkom okolí sa nachádza ešte jeden menší zosuv (GPS: 48° 33' 42,1" N, 17° 32' 24,7" E, presnosť: ± 6 m) vyvinutý v deluviách, postihujúci i podložné polospevné neogénne zlepenice. Uvedený zosuv (objekt č. 13, obr. č. 39) má šírku 110 m a dĺžku 164 m. Z hľadiska recentnej aktivity ide o dočasne ukľudnený zosuv.



Obr. č. 35: Profil zosuvom na lokalite Mrlogy. 1. odľučná oblasť zosuvu, 2. telo zosuvu, 3. zmysel pohybu, 4. predpokladané šmykové plochy.

Dva podobné zosuvy sú vyvinuté i na lokalite Kráľova dráha (objekt č. 9, obr. č. 39) a Jaseňový vrch (objekt č. 10, obr. č. 39). Zosuv na lokalite Kráľova dráha (GPS: 48° 33' 39,9" N, 17° 30' 22,2" E, presnosť ±13 m) je typickým zosuvom vzniknutým na podmáčanom podloží. Pod odľučnou hranou sa nachádza množstvo prameňov s výrazne zastúpenou vlhkomilnou vegetáciou reprezentovanou rodom Sitina. Ide o aktívny plytko založený zosuv prevažne deluviálnych sedimentov postihujúci i najvrchnejšiu navetranú časť skalného podložia. Šírka tohoto zosuvu je 66 m a jeho celková dĺžka 150 m. Rovnaký charakter má i zosuv na lokalite Jaseňový vrch (GPS: 48° 36' 01,0" N, 17° 34' 19,1" E, presnosť: ± 7 m). Šírka uvedeného zosuvu je 90 m a jeho celková dĺžka 216 m.

Všetky zosuvy a vyššie uvedené svahové deformácie boli podrobne zdokumentované a zahrnuté do katalógu, odovzdaného k registrácii do Geofondu ŠGÚDŠ v Bratislave.

Vznik svahových porúch v dobrovodskej oblasti ovplyvňujú dva faktory: pretrvávajúca seizmicko-tektonická aktivita a klimatické vplyvy. Podľa Rybáře (1999) sa najviac zosuvov vyskytuje v mesiaci apríl, keď po jarnom topení snehu kulminujú hladiny podzemnej vody. Rovnakú súvislosť som vypozeroval i počas jari 2006, kedy po náhlom topení snehu bolo generovaných niekoľko zosuvov svahovín a rovnako boli reaktivizované i staršie zosuvy (obr. č. 36, 37). Dva nové zosuvy vznikli v údolí Zrubárskeho jarku a jeho horných prítokov východne od Bzovej. Jeden zosuv vznikol v delúviách na pravom brehu v údolí Rakovej na lokalite Kýčera. Najväčší zosuv v oblasti Zrubárskeho jarku mal šírku 90 m a dĺžku 40 m. Odlučná stena mala však výšku iba 10 cm. V spomenutej oblasti Zrubárskeho jarku bolo reaktivizovaných i niekoľko starších zosuvov. Najväčší reaktivizovaný zosuv má šírku 60 m a dĺžku 80 m. Výška jeho odlučnej steny je zhruba 1,5 m (obr. č. 36). Rovnako v údolí severne od Šidlovej došlo k reaktivizácii zátrhov bývalých pravých brehov miestneho toku.



Obr. č. 34: Odlučná časť zosuvu reaktivizovaného na jar 2006. Šírka tohoto objektu je 60 m a dĺžka 80 m. Vznikol v dôsledku hĺbkovej erózie toku v čele zosuvu. 48° 36' 19,8" N; 17° 28' 33,0" E. Foto: Briestenský.



Obr. č. 37: Opitý les na lokalite Sabatín dokumentuje neprerušené svahové pohyby na ľavom brehu do svahovín sa zahlbujúceho miestneho toku. Pretrvávajúci pohyb tu reflektuje ohyb briez. Foto: Bristenský.

Druhou uvedenou príčinou vzniku svahových deformácií je pretrvávajúca seizmicko-tektonická aktivita tohoto regiónu. Pri zemetraseniach v Dobrej Vode dochádzalo v historickom období okrem dočasného zakalenia, zániku krasových prameňov taktiež k poklesom a zosunom pôdy (Hromádka 1935, Zátopek 1940). Jediná dokumentovaná svahová porucha sa podľa archívnych údajov vyskytla 1,5 km juhozápadne od obce Dobrá Voda pri zemetrasení v januári 1906 (obr. č. 38). Nedochovala sa však jej presná lokalizácia.

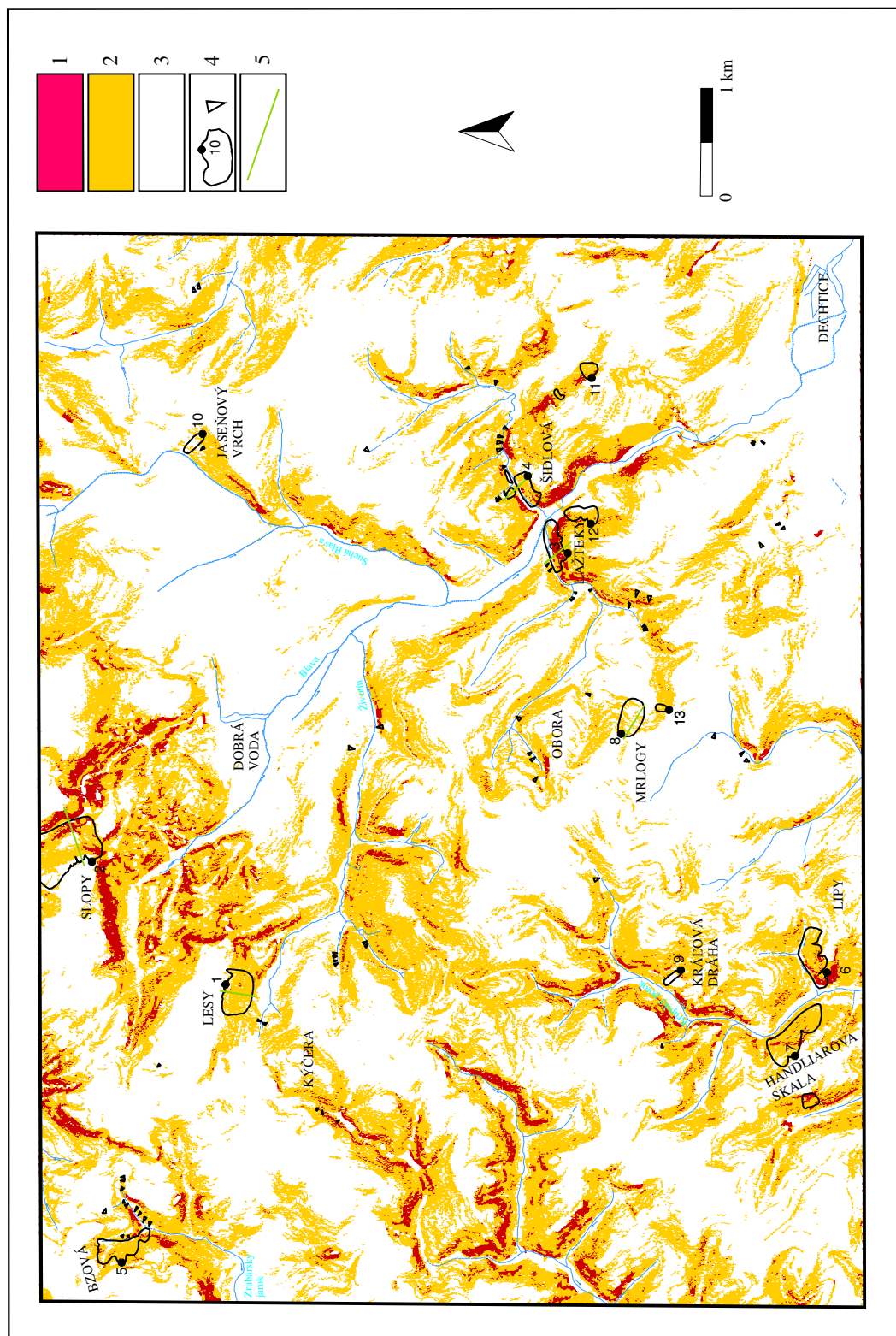


Obr. č. 38: Terénny stupeň generovaný pri zemetrasení v januári 1906. Jav bol situovaný 1,5 km juhozápadne od obce Dobrá Voda. Foto: Archív GFÚ AV SR.

Podľa popisu ale spadá do údolia Životína, ktoré sa v súčasnosti prejavuje početným výskytom javov reflektujúcich prítomnosť aktívnych zlomov. V tejto oblasti sa taktiež nachádza množstvo terénnych stupňov nejasného pôvodu. Je možné predpokladať ich pôvod

v agrárnych terasových úpravách strmých svahov. Malá šírka na niektorých lokalitách však umožňuje vysloviť i predpoklady o ich zlomovom pôvode. Sondovaciami prácami sa mi však nepodarilo preukázať prítomnosť zlomových porúch. Tieto terénne stupne sa nachádzajú na viacerých miestach dobrovodskej oblasti a sú zanesené vo výstupnej účelovej inžinierskogeologickej mape geodynamických javov.

Predpoklad pre seizmogénny vznik svahových deformácií oblastí má. Vzhľadom na silu registrovaných zemetrasení, by tu lokálne otrasy mohli iniciovať svahové poruchy. Podľa Keefera (1984) je spodná hranica pre aktivizáciu zosuvu $M=4$. Jibson (1996) však hranicu pre vznik zosuvov iniciovaných zemetrasením považuje od 5 a 6 magnitúda. Takéto zemetrasenia sa v oblasti vyskytujú. Najsilnejšie doteraz zaregistrované zemetrasenie s $M=5,7$ by podľa vzorca $\log A = M_s - 3,46$ (Keefer a Wilson 1989, in: Jibson 1996) mohlo spustiť zosuv v oblasti s max. rozlohou 174 km^2 a s polomerom kruhu od epicentra cca $7,44 \text{ km}$. Tento polomer pokrýva celé záujmové územie. Na to aby sme ale mohli charakterizovať pôvod zosuvu za seizmický, je však nutné zohľadniť väčšie množstvo hľadísk. Crozier (1992, in: Jibson 1996) pre zosuvy z oblasti Nového Zélandu vyvodil tieto kritériá. 1. pokračujúca seizmicita na území, v ktorom došlo ku vzniku zosuvu, 2. rozmiestnenie zosuvov, ktoré nemôže byť vysvetlené jedine na základe geologických a geomorfologických podmienok, 3. geotechnické stabilitné analýzy, ktoré poukazujú na možnosť vzniku v dôsledku zemetrasenia, 4. veľký rozmer zosuvu, 5. prítomnosť znakov stekutenia spojeného so zosuvom, 6. zhoda v lokalizácii zosuvov a aktívnych zlomov alebo zlomových zón. Rovnako i Tibaldi a kol. (1995) vyvodil záver, že rozloženie zosuvov je možné porovnať s aktívnymi tektonickými líniami. Z hľadiska kvalitatívneho ohodnotenia stability zemetrasnej oblasti pre vznik zosuvov vypracovali Wang a Law (1994) kritérium založené na charakteristike vlastností podlažia, hĺbky podzemnej vody a sklonu svahu. Pre nedostatok údajov o hĺbke podzemnej vody pod povrchom, nemožno tento indikátor pre naše potreby použiť. Je možné však na predbežné ohodnotenie použiť charakteristiku sklonu svahu. Autori definovali kritické hodnoty sklonu svahov pre horské oblasti a rovinné oblasti. Vzhľadom, na skutočnosť, že dané sledované územie sa svojím charakterom blíži k pahorkatinám, použil som hraničné hodnoty pre rovinné oblasti. Podľa Wana a Lawa (1994) má relatívne stabilný svah hodnotu sklonu nižšiu ako je 10° , menej stabilný svah $10-25^\circ$ a nestabilný až kritický má sklon svahu väčší ako 25° . Pri pohľade na mapu sklonov (obr. č. 39) vytvorenú za pomoci programu Arc View 3.1 a lokalizácie svahových porúch je zřejmé, že rozsiahle svahové deformácie na sledovanom území majú afinitu ku svahom nestabilným, prípadne menej stabilným. Prevažná časť malých zosuvov je viazaná na bočnú a hĺbkovú eróziu tokov, preto sa zosuvy menších rozmerov vyskytujú i v oblastiach so stabilnými svahmi.



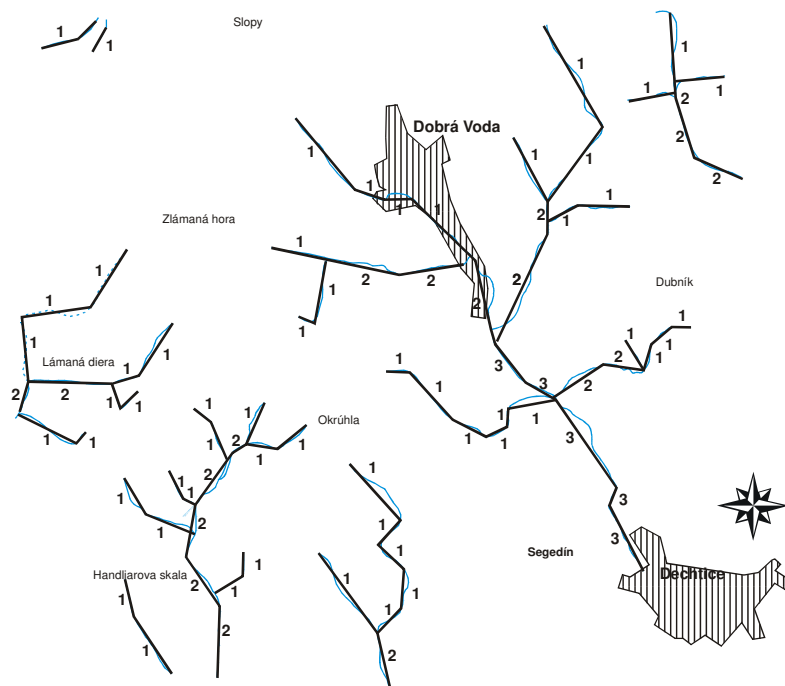
Obr. č. 39: Sklonová mapa Dobrovoďskej oblasti so zaznačenými svahovými poruchami. 1. sklon svahu väčší ako 25°, 2. sklon 25-10°, 3. sklon svahu menší ako 10°, 4. svahové deformácie väčších s dokumentačným číslom, svahové deformácie malých rozmerov, 5. profily svahovými poruchami.

Rozsiahle svahové deformácie na sledovanom území spĺňajú v zmysle vyššie uvedených Crozierových kritérií body: 1, 2, a 4. I napriek skutočnosti, že sa tu nachádza pomerne veľké množstvo nestabilných svahov náchylných ku vzniku deformácie, na sledovanom území nie sú tak časté. Predispozíciu ich situácie možno teda hľadať vo vzťahu k aktívnym zlomovým štruktúram (Crozierovo kritérium č. 6), preto budem polohu týchto svahových deformácií považovať ako jedno z kritérií pre identifikáciu aktívnych zlomových štruktúr.

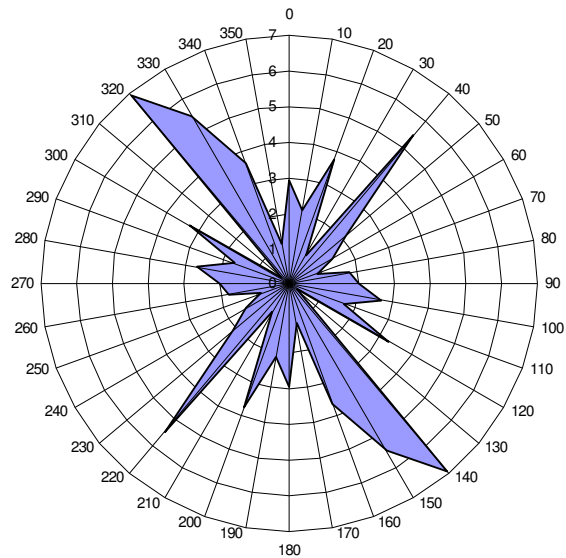
11.1.3. Výsledky morfometrických analýz

Linearita riečnej siete

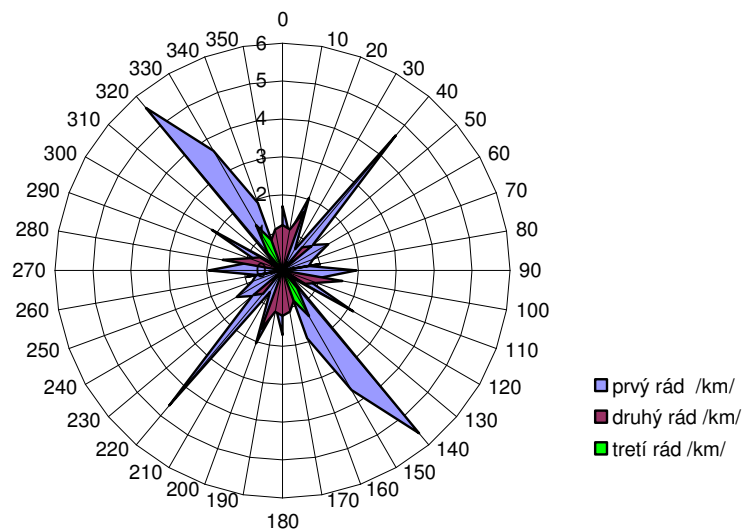
Zo získaných výsledkov (graf č. 4) vyplýva, že z celkovej generalizovanej dĺžky 47,85 km riečnej siete je najviac zastúpený smer 140° (14,42%). Za ním nasleduje smer 150° (11,39%), 40° (11,39%), 20° (7,73%) a 160° (7,52%). Výrazný je teda smer 140° , 150° a 40° (Briestenský, 2005b).



Obr. č. 40: Generalizovaný smer tokov v dobrovodskej oblasti s vyznačením rádu toku podľa Strahlerovho systému .



Graf. č. 4: Dĺžkové zastúpenie orientácií smerov lineárnych úsekov tokov. Vertikálna os znázorňuje dĺžku toku v km.



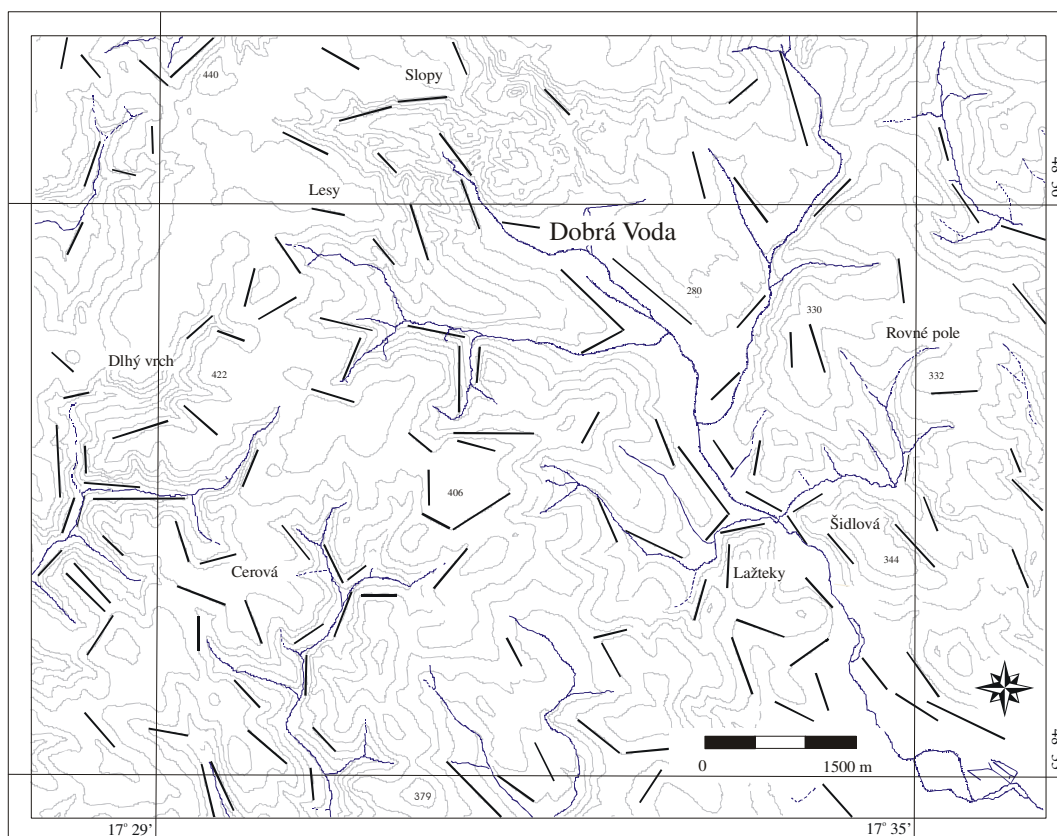
Graf. č. 5: Smerové zastúpenia smerov jednotlivých rádoov toku. Vertikálna os znázorňuje dĺžku toku v km.

Pre prvý rád tokov (obr. č. 40, graf č. 5) je z celkovej pomernej dĺžky prvého rádu 31,3 km najviac zastúpený smer 140° (17,89%). Za ním nasleduje smer 40° (14,86%), 150° (11,66%), 120° (6,87%) a 20° (6,55%). Pre druhý rád tokov je z celkovej pomernej dĺžky

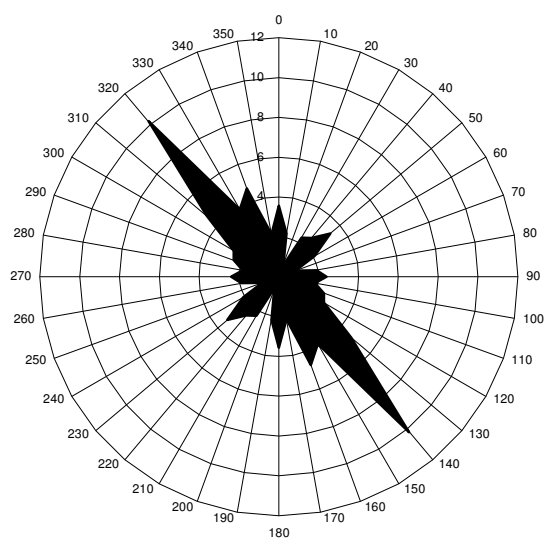
tokov druhého rádu 13,05 km najviac zastúpený smer 20° (12,64%). Za ním ďalej 100° (12,26%), 180° (9,2%), 170° (8,43%) a 10° (8,43%). Z tretieho rádu tokov je z celkovej pomernej dĺžky tretieho rádu 3,5 km najviac zastúpený smer 150° (40%). Nasledujú ho smery: 160° (24,29%), 140° (17,14%), 120° (11,14%) a 30° (7,14%) (Briestenský, 2005b).

Orientácia lineárnych úsekov svahov

Z výsledkov tejto analýzy jednoznačne vyplýva, že dominantným smerom lineárnych úsekov v oblasti (obr. č. 41) je smer SZ-JV (graf č. 6). Prevažuje smer 140° a rovnako smery čiastočne odchýlené od tohoto azimutu: 130° , 160° a 150° (tab. č. 4).



Obr. č. 41: Situácia sledovaných lineárnych úsekov svahov v oblasti Dobrej Vody.



Graf. č. 6: Dĺžkové zastúpenie orientácií smerov lineárnych úsekov svahov s dĺžkou väčšou ako 300 m. Radiálna os vyjadruje dĺžku v km.

Azimut	celková dĺžka /km/	%
0	35,7	6,7
10	22	4,1
20	6,4	1,2
30	22,6	4,2
40	25,4	4,8
50	33,6	6,3
60	20,7	3,9
70	8,8	1,7
80	19,2	3,6
90	23,9	4,5
100	18,3	3,4
110	24,1	4,5
120	26,2	4,9
130	47,3	8,9
140	101,9	19,2
150	39	7,3
160	47	8,8
170	21,7	4,1

Tab. č. 4: Dĺžkové a percentuálne zastúpenie smerov lineárnych úsekov v dobrovodskej oblasti.

Orientácia erózných rýh

V danej oblasti sú erózne ryhy dominantne viazané na deluviálne sedimenty (obr. č. 42 a 43) a iba čiastočne zasahujú do skalného podložia. Výrazne sú vyvinuté i v dolomitických brekciách na lokalite Pod Rakytkou, medzi Vysokou Skalou (440 m n. m.) a Kopcom (418 m n. m.), Pod Mariášom a na lok. Kopec (353 m n. m.). Hĺbka rýh a šírka je ale v oblasti výrazná. Šírka dosahuje do 30 m a hĺbka do 10 m. Najvýraznejšou je erózna ryha s orientáciou SSZ-JJV, nachádzajúca sa v oblasti Bzovej (obr. č. 42). Jej šírka je 26 m a hĺbka 16 m. Zahlbovanie sa miestneho toku do podkladu podmienilo tu vznik rozsiahleho zosuvu na pravej strane danej ryhy (zosuv č. 5, obr. č. 39). Zosuv je v súčasnosti aktívny a nachádza sa na severovýchodnej strane kopca Bzová (425,6 m n. m.). Jeho šírka je 550 m.



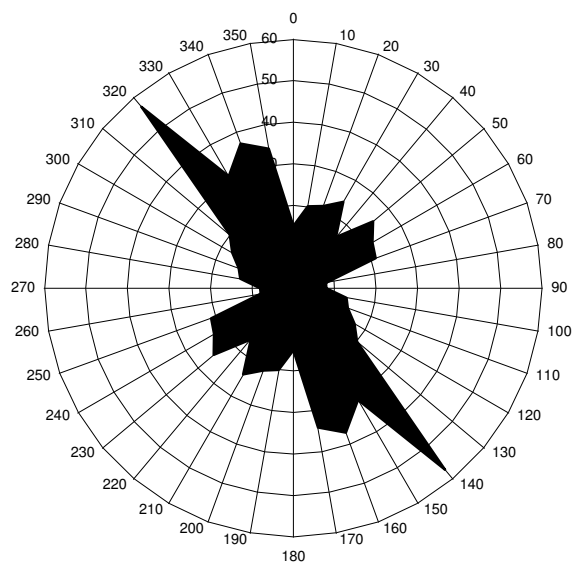
Obr. č. 42: Horná časť eróznej ryhy na severovýchodnom okraji Bzovej. Pohľad zo severozápadu. Foto: Bristenský.



Obr. č. 43: Aktívne erózne ryhy v sledovanej oblasti sa vyznačujú ostrým tvarom "V" so strmými brehmi. Lokalita Sabatín. Foto: Bristenský.

Výsledky merania orientácie erózných rýh som zobrazil jak v grafickej tak i v tabuľkovej forme. Výsledný graf (graf. č. 7) zohľadňuje iba počet objektov; nezhrňa však ich dĺžku ako bolo uskutočnené pri linearite riečnej siete a analýze orientácie lineárnych úsekov svahov. Celková suma sledovaných javov dosiahla hodnotu 403. Percentuálne je najviac zastúpený smer erózných rýh s azimutom 140° so 14,14% z celkového počtu objektov; za ním nasledujú smery: 160° (9,18%), 170° (8,44%), 150° (7,69%) a 50° (6,20%). Ostatné skupiny sú uvedené v nasledujúcej tabuľke (tab. č. 5).

Počas terénnych prác som sa rovnako snažil hľadať priame dôkazy vzťahu orientácie erózných rýh so smermi zlomov v blízkyh odkryvoch (Bristenský a Stemberk, 2007). Podarilo sa mi nájsť niekoľko odkryvov priamo v erózných ryhách, kde azimut zlomov koreloval s azimutom erózných rýh. Jedná sa napríklad o lokalitu Za kláštorom, kde dve



Graf č. 7: Orientácia erózných rýh na sledovanom území. Radiálna os znázorňuje počet objektov; kruhová os azimut erózných rýh v stupňoch.

Azimut	Počet objektov	%
0	15	3,7
10	20	5,0
20	21	5,2
30	24	6,0
40	16	4,0
50	25	6,2
60	22	5,5
70	21	5,2
80	8	2,0
90	8	2,0
100	13	3,2
110	14	3,5
120	17	4,2
130	20	5,0
140	57	14,1
150	31	7,7
160	37	9,2
170	34	8,4

Tab. č. 5: Početné a percentuálne zastúpenie smerov erózných rýh v dobrovodskej oblasti.

poruchy s azimutom 180° a 40° prestupovali neogénne štrkovité sedimenty. Obidva smery sa reflektovali v orientácii erózných rýh v ich okolí. Porucha s azimutom 40° má brekciovitú a ílovitú výplň. V spomenutej ílovej výplni sa zachovali stopy po pohybe zastúpené ryhovaním (v zmysle Petita 1987). Nebolo však možné zistiť zmysel pohybu na tejto ploche.

Porovnanie výsledkov jednotlivých morfometrických analýz

Pre vyhodnotenie vzťahov medzi jednotlivými výsledkami morfoštruktúrnych analýz som použil párovú regresnú analýzu (jednoduchú lineárnu regresiu) s Pearsonovým korelačným koeficientom na hladine významnosti $\alpha = 0,01$ a $0,05$ (1 % a 5 %). Hladina významnosti vyjadruje pravdepodobnosť chyby I. druhu, ktorú urobíme ak zamietneme nulovú hypotézu, ktorá v skutočnosti platí. Teda ak prídeme k záveru, že medzi premennými existuje vzťah, pričom medzi nimi vzťah nie je. Hodnoty jednotlivých súborov predstavovali percentuálne zastúpenie jednotlivých orientácií v sledovaných analýzach.

Pre porovnanie vzťahu jednotlivých súborov som vychádzal zo závislostí pre koeficient korelácie:

$r < 0,3$ nízky stupeň tesnosti vzťahu
 $0,3 - 0,5$ mierny stupeň tesnosti vzťahu
 $0,5 - 0,7$ význačná tesnosť vzťahu
 $0,7 - 0,9$ vysoký stupeň tesnosti vzťahu
 $r > 0,9$ veľmi tesný vzťah.

Výsledná analýza poukázala, že orientácia lineárnych úsekov svahov má vysoký stupeň tesnosti vzťahu s orientáciou erózných rýh, význačnú tesnosť vzťahu s tokmi celkovo a prvým rádom tokov (tab. č. 6). Význačnú tesnosť nachádzame i pre orientáciu erózných rýh s tokmi celkovo a tretím rádom tokov. Vzťah orientácie erózných rýh a tokov celkovo nemožno analyzovať, vzhľadom na skutočnosť, že netvoria dva nezávislé súbory. Toky totiž často erodujú brehy a tým podmieňujú vznik erózných rýh. Nezávislými súbormi sú však orientácia tokov tretieho rádu s orientáciami erózných rýh. Tretí rád tokov však dosiahla iba časť toku Blava od okraja centrálnej dobrovodskej depresie po obec Dechtice. Z tohoto porovnania môžeme usudzovať, že v prípade že sa aktívne zlomy reflektujú v orientácii tokov, budú sa súčasne prejavovať i v orientácii lineárnych úsekov svahov a orientácii erózných rýh.

Correlations							
		DRUHRAD	LINEAR	PRVYRAD	RYHY	TOKY.CEL	TRETRAD
Pearson Correlation	DRUHRAD	1,000	-,128	,010	-,042	,279	-,153
	LINEAR	-,128	1,000	,598**	,739**	,560*	,463
	PRVYRAD	,010	,598**	1,000	,472*	,945**	,504*
	RYHY	-,042	,739**	,472*	1,000	,502*	,559*
	TOKY.CEL	,279	,560*	,945**	,502*	1,000	,590**
	TRETRAD	-,153	,463	,504*	,559*	,590**	1,000
Sig. (2-tailed)	DRUHRAD	,	,613	,967	,869	,262	,544
	LINEAR	,613	,	,009	,000	,016	,053
	PRVYRAD	,967	,009	,	,048	,000	,033
	RYHY	,869	,000	,048	,	,034	,016
	TOKY.CEL	,262	,016	,000	,034	,	,010
	TRETRAD	,544	,053	,033	,016	,010	,
N	DRUHRAD	18	18	18	18	18	18
	LINEAR	18	18	18	18	18	18
	PRVYRAD	18	18	18	18	18	18
	RYHY	18	18	18	18	18	18
	TOKY.CEL	18	18	18	18	18	18
	TRETRAD	18	18	18	18	18	18

** . Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

* . Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

Tab. č. 6: Výsledky párovej regresnej analýzy získané pomocou programu SPSS 7.0 vyvinutého na univerzite vo Windsore v r. 1995: DRUHRAD - orientácia tokov druhého radu, PRVYRAD - orientácia tokov prvého radu, TRETRAD - orientácia tokov tretieho radu, RYHY - orientácia erózných rýh, TOKY.CEL - orientácia tokov, LINEAR - orientácia lineárnych úsekov svahov.

Z porovnania jednotlivých metód je taktiež zreteľné, že smer SZ-JV vystupuje v danej oblasti ako významný fenomén (graf č. 6, 7). Jeho pôvod je vysvetliteľný z viacerých hľadísk. Ak predpokladáme založenie erózných rýh na zlomových poruchách, porovnávajúc výsledky z predchádzajúcich geologických prác, tak napr. štúdie Kováča a kol. (1990) a Begana (1984) pre danú lokalitu vyzdvihujú význam orientácie zlomov SZ – JV smeru, v menšej miere VSV-ZJZ a VJV–ZJZ a najmenej sú podľa nich zreteľné zlomy smeru SSV-JJZ. Fusán a kol. (1992) popisujú zlomy SZ-JV ako pomerne staré, založené v platformnom podklade Západných Karpát a ich aktivitu datujú po doznení presunov a vrásnenia. Tieto zlomy podľa autorov presekávajú mladoalpínske zlomové štruktúry, čím zdôrazňujú ich reaktivizáciu v neotektonickom období. Podľa Kováča a kol. (2004) sa tieto zlomy aktivizovali od pliocénu a segmentujú hrásť Malých Karpát.

Druhým najviac zastúpeným smerom erózných rýh a lineárnych úsekov svahov je v danej oblasti smer 160° , ktorý by sme mohli za predpokladu orientácie hlavného napätia v smere 150° považovať za konjugovaný k dominantnému smeru 140° . Orientácia hlavného napätia v smere SZ-JV je pre kontaktnú oblasť Západných Karpát a Českého masívu vysledovaná (Hók a kol., 2000). Z grafu pre orientáciu rádu tokov (graf č. 5) nachádzam podobnú analógiu pre orientáciu tokov prvého rádu, kde výrazne vystupuje párový systém 140° a 40° . Avšak v tomto prípade jeho aktivitu je možné vysvetliť i prenášaním extenzného režimu podunajskej nížiny smeru SV-JZ smerom do priľahlých častí Malých Karpát za predpokladu aktivity poklesových zlomov smeru SZ-JV.

Pri pohľade na graf orientácie erózných rýh (graf č. 7) taktiež výrazne vystupuje párový systém 30° a 50° , teda smery, ktoré by mali asociáciu so zlomovým systémom

Plavecké Podhradie-Dobrá Voda. Orientácia hlavného napätia by pre daný konjugovaný systém bola orientovaná v smere 40° . Rovnako i v orientácii tokov druhého rádu (graf č. 5) vystupuje výrazný párový systém 20° a 100° . Orientácia hlavného napätia by bola v tomto prípade orientovaná v smere 60° . Vznik dvoch uvedených systémov tokov druhého rádu a systému 30° a 50° erózných rýh je možné spojiť s prítomnosťou ľavostrannej smerne-posuvnej zlomovej zóny smeru VSV-ZJZ, ktorej začiatok aktivity je starší ako extenzný režim smeru SV-JZ podunajskej depresie. Z toho by jednoznačne vyplývala pretrvávajúca aktivita ľavostrannej zlomovej zóny, ktorá sa v danej oblasti neprejavuje tak výrazne na vzniku porúch ako subsidencia podunajskej nížiny.

Vznik dvoch párových systémov je možné vysvetliť i z pohľadu rotácie mikroblokov v rámci ľavostrannej strihovej zóny. Orientácia hlavného napätia párového systému 30° a 50° erózných rýh je ľavostranne pootočená o 20° oproti orientácii hlavného napätia párového systému 20° a 100° tokov druhého rádu. Systém tokov druhého rádu je rovnako ľavostranne pootočený taktiež o 20° vzhľadom na systém tokov prvého rádu. To by mohlo naznačovať na vekovú kategorizáciu rádu tokov v danej oblasti, pričom toky prvého rádu by boli mladšie, založené na mladších poruchách ako toky druhého rádu.

Na koniec tejto kapitoly zhrniem výsledky morfometrických analýz do niekoľkých stručných hypotetických záverov:

- v oblasti pretrvávajú horizontálne smerné posuny na zlomoch SV-JZ smeru. Ich intenzita však nie je tak výrazná ako pohyby spôsobené extenziou podunajskej nížiny. Smerné pohyby na zlomoch SV-JZ smeru však mohli zapríčiniť ľavostrannú rotáciu mikroblokov o 20° .
- smer hlavného kompresného napätia SZ-JV sa v danej oblasti prejavuje nevýrazne.
- extenzia podunajskej nížiny smeru SV-JZ sa v danej oblasti reflektuje vznikom porúch smeru SZ-JV a SV-JZ.

11.1.4. Prítomnosť grábenových štruktúr

Vzhľadom na skutočnosť, že Dobrovodská zlomová zóna je charakterizovaná strike-slipovým mechanizmom pohybov, bolo by možné očakávať prítomnosť štruktúr tohoto typu, rovnako i ich recentnú aktivitu. Pre zlomové zóny s horizontálnym strihovým charakterom pohybov je práve prítomnosť grábenov typická (Keller in: Weldon, McCalpin a Rocwell, 1996). Vnútrohorská dobrovodská depresia je považovaná za gráben s aktívnymi zlomovými okrajmi. Na základe mojich mapovacích prác je aktivita tohoto grábenu dokumentovaná prítomnosťou väčšieho počtu výskytu penovcov na jej juhojuhozápadnom okraji na lokalite Zábľavie, prítomnosťou poklesových zlomov zistených pri výkopových prácach v roku 2005 a taktiež extenzometrickými meraniami na jej severozápadnom okraji, ktoré poukázali na rotáciu mikroblokov v rámci danej štruktúry. Druhou grábenovou štruktúrou na sledovanom území je poklesová štruktúra vymedzená rozsiahlou nivou v oblasti obce Dechtice. Je na ňu viazaný výskyt významných bariérových prameňov. Bola pôvodne identifikovaná Krumlovou a kol. (1966). Treťou štruktúrou je údolná časť medzi Plešivou (343,1 m n. m.), Skalou (346 m n. m.) a Šidlovou. Aktivita tejto štruktúry sa prejavuje vznikom zosuvov a osypových kužeľov na severovýchodnom okraji hrebeňa Šidlová, prítomnosťou tektonických zrkadiel v Zbojníckej jaskyni a dokumentujú ju i súčasné výsledky získané pomocou meradla TM71 v

uvedenej jaskyni. Merania preukázali živé mikroposuny horizontálneho a vertikálneho charakteru (kapitola 13.1.).

11.1.5. Krasové javy

V Brezovskej časti Dobrovodského krasu som v rámci terénnych prác (2006) vykonal prieskum jaskyne Hlboký dol (D 64), ktorá je vyvinutá v rámci línie 53 hlbokých závrto, združených na línii SV-JZ. Jaskyňa má rúťivý charakter a steny sú tvorené blokmi rôznych rozmerov. V spodnej časti tohoto objektu sa nachádza zlomová porucha 244/85 so zachovanými striáciami s vergenciou k JJV. Striácie sú však bez jasného zmyslu pohybu. Prítomnosť danej poruchy nasvedčuje, že prítomné závrty sa vyskytujú vo veľkej miere na križovaní zlomových porúch.

Závrty v Brezovskej časti sledovaného územia som nachádzal napr. západne od Dobrovodského hradu. Ide o skupinu dvoch úval a šiestich závrto s maximálnou šírkou do 40 m a hĺbkou do 2 m. Skupina štyroch menších závrto s max. hĺbkou do 1,2 m je situovaná na lok. Kopec. Orientácia skupiny je 140°. Významná je tiež skupina jedenástich závrto na východnej časti hrebeňovej partie Lesy. Ide o závrty s hĺbkou do 2,5 m, ktoré sú združené v línii s azimutom 40°. Za predpokladu situovania na zlomovej poruche by daná línia, v smere na JZ, vytvárala pravý okraj rozsiahlej gravitačnej poruchy, ktorá má charakter gravitačného rozpadu okraju karbonatickej plošiny (v zmysle Nešvaru, 1972). Smerom na Východ na severnom okraji plošiny Lesov sa nachádzajú dva závrty s hĺbkou do 3 m. Výrazná skupina desiatich závrto a dvoch úval, s maximálnou šírkou 20 m a hĺbkou 6 m, sa nachádza v západnej časti plošiny Lesov. Smerom na sever od tejto skupiny som vymapoval ďalšie sústredenie piatich závrto s max. šírkou 15 m a hĺbkou 6 m. Závrty sa nachádzajú na konci údolia pravdepodobne založeného na zlomovej poruche obmedzujúcej z juhu oblasť Antaličiek a Slopov.

Výskytu závrto som zdokumentoval i v oblasti Miškozlova. Osemsto metrov západne od horárne Suchánka sa nachádza skupina závrto (obr. č. 44). Ide o deväť závrto s max. šírkou 15 m a max. hĺbkou 5 m.

Ďalej smerom na západ nachádzam územie postihnuté závrtni v oblasti Bzovej (425,6 m n. m.). I tu (obr. č. 45) možno postrehnúť lineárne združovanie sledovaných objektov. Výrazná je línia s orientáciou SZ-JV, korelujúca s azimutom vystupujúcich zlomov v blízkom skalnom odkryve.

V Brezovskej časti je vyvinutých viacero suchých dolín. Z mapovanej časti je najznámejšia „Dolina“, prechádzajúca popod Dobrovodským hradom. O jej krasovom pôvode svedčí línia závrto nachádzajúca sa v dne údolia severne od Dobrovodského hradu od nadm. výšky 322 m. Jej úvalinovitý tvar prechádza smerom na juhovýchod do tvaru "V", čo svedčí o založení na zlomovej poruche. Dolina sleduje okraj kryhy Dobrovodského hradu, severne od kryhy sa stáča na východ a spätne pozdĺž hradnej kryhy zas na JV. Lineárne pokračovanie zlomov Doliny možno vysledovať línii závrto smeru SZ-JV situovanou západne od hradu. Ďalšou známou suchou dolinou je dolina nad prameňom Mariáš. Jej tvar zodpovedá typu širokej úvaliny, svedčiacom o jej staršom veku.



Obr. č. 44: Línia troch závrto s hĺbkou do 4 m na lokalite Miškozlovo lokalizovaná 800 metrov západne od horárne Suchánka. Orientácia línie je 228°. Foto: Bristenský.



Obr. č. 45: Skupina závrto na lokalite Bzová. Výskyt daných javov sa tu vyznačuje výrazne členitým povrchom terénu. Foto: Bristenský.

V oblasti dobrovodsko-prašnickeho krasu sa pomerne zriedkavo nachádzajú závrty. Súvisí to predovšetkým so slabou tendenciou zastúpeného horninového materiálu ku krasovateniu. Tri závrty s max. šírkou 7 m a max. hĺbkou 3,5 m som našiel v údolí južne od horárne Suchánka. Závrty ale výrazne postihujú oblasť Chtelnického bradla vo vrcholových

partiách kóty Skala (346 m n. m.) a severovýchodnú stranu tejto vyvýšeniny. Nachádza sa tu niekoľko desiatok uvedených foriem dosahujúcich max. hĺbku jeden meter. Nezaregistroval som ale lineárne združovanie týchto objektov.

Pre Chtelnický kras je typický výskyt škrapových polí. Závrtý v oblasti Šidlovej sú lineárne združené. Ich priamočiare zoskupenie v smere SZ-JV, prebiehajúce pozdĺžne hrebeňom Šidlovej naznačuje situovanie javov na zlomovej línii paralelnej s tzv. Ludinsko-Dobrovodským zlomom - zlomom údolia toku Blava. Ide o aktívne závrtý s max. šírkou 27 m a hĺbkou do 3 m. Vymapoval som tu 6 závrtov. S dvoma menším závrtmi som sa stretol i v údolí severozápadne od lokality Lažteky. Vypovedajú o recentnom krasovatení na zlomových líniiach kontaktu mezozoika a neogénu tejto časti územia.

V rámci terénneho prieskumu som vykonal spresnenú lokalizáciu jaskýň predmetného územia. V nasledujúcej tabuľke (tab. č. 7) predkladám ich polohopis. V dôsledku pôvodnej chybnéj dokumentácie, však nebolo možné vymapovať viaceré menšie jaskyne študovanej oblasti. Mapové podklady z archívu SMOPaJ (Liptovský Mikuláš) nezodpovedali skutočnej polohe týchto jaskýň. Prešetrenie stavu danej problematiky som previedol samostatne a rovnako za účasti správcu Dobrovodského krasu Ing. Demoviča v roku 2006. Jednotlivé jaskyne a závrtý sú zanesené i do účelovej inžinierskogeologickej mapy geodynamických javov Dobrovodskej oblasti, priloženej v zadnej časti práce. K jednotlivým objektom som rovnako pridelil dokumentačné číslo zhodné s tabuľkou č. 7.

Krasové rajóny	dok. č.	Názov jaskyne	Severná šírka	Východná dĺžka	Nadmorská výška
Brezovský	I.	Slopy	48° 36' 34"	17° 31' 16"	416
	II.	Lalkova skala	48° 36' 36"	17° 31' 49"	317
	III.	Tesná jaskyňa	48° 36' 42"	17° 31' 43"	353
	IV.	Slnečná jaskyňa	48° 35' 59"	17° 30' 46"	420
	V.	Míchalovie vŕšok	48° 36' 20"	17° 32' 15"	323
Dobrovodsko-Prašnícky	VI.	J. pod Chtelnickým bradlom	48° 34' 22"	17° 35' 08"	331
	VII.	Zlom v Chtelnickom bradle	48° 34' 23"	17° 35' 08"	345
	VIII.	J. na Šidlovej	48° 34' 23"	17° 34' 55"	234
Chtelnický	IX.	Zbojnická j.	48° 34' 9,2"	17° 35' 14,9"	282
	X.	Ponorná j. v chrástí	48° 34' 00"	17° 35' 38"	280
	XI.	Lažteky I.	48° 34' 10"	17° 33' 29"	242
	XII.	Lažteky II.	48° 34' 12"	17° 33' 30"	245

Tab. č. 7: Lokalizácia jaskýň v oblasti Dobrovodského krasu v rámci sledovaného územia.

11.1.6. Výskyt sladkovodných vápencov

Najznámejším výskytom pramenitov na sledovanom území je lokalita Ľahký kameň. Najvýraznejším prvkom tejto prírodnej pamiatky je tu penovcová kopa. Na základe členenia penovcov (Ložek, 1973) je možné na lokalite nájsť štruktúrnu formu sladkovodných vápencov (obr. č. 46). V blízkej oblasti sa taktiež nachádza viacero prameňov s penovcovými konkréciami sypkej formy prechádzajúcej do formy štruktúrnej. Oblasť výskytu penovcov je vymedzená zhruba jeden kilometer širokou zónou medzi lokalitami Zlámaná hora, Kopec, Záblavie a Piešť. Nachádza sa tu 12 aktívnych prameňov s recentnou tvorbou pramenitov. Smerom na východ sa dané pásmo zužuje a výskyt penovcov je viazaný na severné úpätia svahu na lokalite Hlavina. Lokalizoval som tu dva aktívne penovcové pramene. Smerom ďalej na východ je výskyt viazaný na bezodtokovú depresiu tiahnúcu sa od priemyselnej zóny k obci Dobrá Voda. Penovce sa vyskytujú v rašelinných sedimentoch pochovaných pod ílovitými svahovinami. Úlomky vápnených sedimentov je možné nájsť i na okolitých poliach. Penovce tu majú štruktúrnu formu. Pokračovaním tejto zóny smerom na VSV-ZJZ sa dostávame až do Chtelnickej doliny, kde opäť nachádzam menšiu penovcovú kopy cca 100 m širokú, situovanú na sv. svahu na lokalite Starý háj. Smerom na juhozápad od lokality Ľahký kameň na lokalite Prostredný breh som zamerlal dve penovcové kopy so sypkou formou penovcov. Obidva výskyty sa nachádzajú v tesnej blízkosti, preto by bolo možné uvažovať ako o jednom celku. Menší výskyt pramenitov štruktúrnej formy som našiel i na lokalite Suchánka. Nachádza sa však mimo spomenutého pásma. Menšie výskyty som našiel taktiež v údolí Švajčiarky, na lokalite Obora a Čierna hora.



Obr. č. 46: Penovec na lokalite Ľahký kameň štruktúrnej formy. Foto: Bristenský.

Dva pramene so zvýšeným obsahom hydroxidov železa som zistil v údolí na lokalite Šidlová a jeden na lokalite Zlámaná hora.

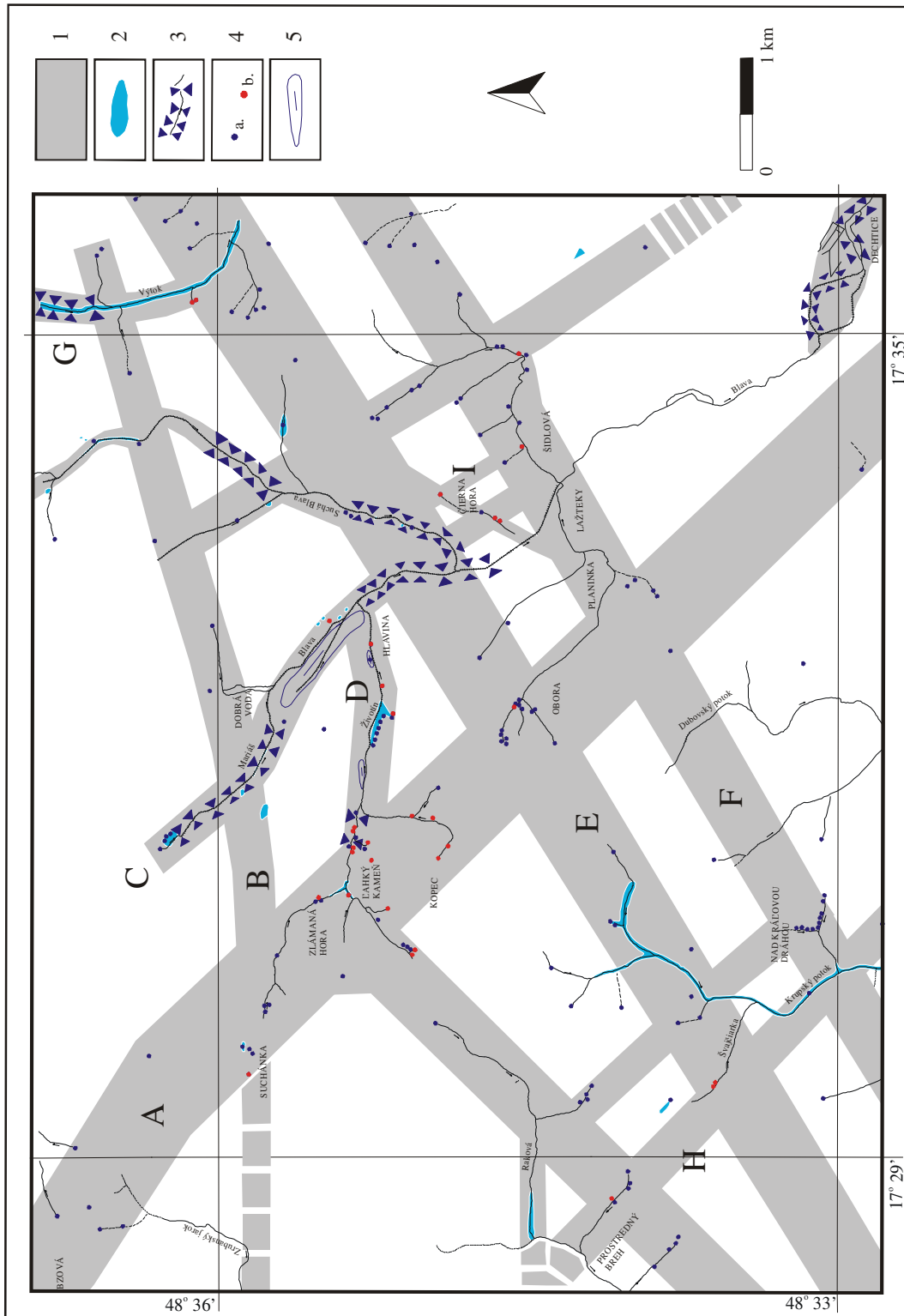
12. Hydrogeologické indikátory zlomovej aktivity

Počas terénnych prác som prešetril lokalizáciu a charakter prameňov na sledovanom území. Vymapoval som celkovo 201 prameňov, z ktorých 32 sa v súčasnosti prejavuje recentnou tvorbou pramenitov. Príčinou sledovania týchto objektov bol predpoklad ich väzby s významnými aktívnymi zlomovými líniami. Podzemná voda často vystupuje ako po v súčasnosti ukludnených tak i po štruktúrach aktívnych. Pre Brezovskú eleváciu je charakteristický výskyt krasových prameňov založených práve na zlomových štruktúrach.

Na základe mapovacích prác, analýze linearít tokov a archívnych podkladov som následne vypracoval schému priebehu významných pramenných línii v sledovanej dobrovodskej oblasti. Zóny zodpovedajú lineárnemu zoskupeniu povrchových a podpovrchových prestupov podzemných vôd v kombinácii s významnými lineárnymi úsekmi tokov. Do prestupov sú začlenené výskyt prameňov obyčajných vôd, minerálnych prameňov, prítomnosť zamokrených plôch, bezodtokových depresí a skrytých prestupov do toku. Lokalizácia skrytých prestupov do tokov bola prijatá z prác Malíka a kol. (1989) a Tupého a kol. (2002).

Línia A má zreteľný SZ smer a okrem výrazného výskytu prameňov sa reflektuje i v orientácii úsekov tokov. V danej zóne sa nachádza najviac prameňov so súčasou tvorbou pramenitov (obr. č. 47). Na lokalite Zlámaná hora sa nachádza jeden prameň so zvýšeným obsahom hydroxidov železa. Križovanie línii B a D sa tu prejavuje výskytom pramenitov. Styk s líniou D považujem za významný tektonický uzol. V tesnej blízkosti, severne od danej časti na lokalite Lesy, bolo lokalizované i epicentrum historického zemetrasenia z rokov 1904, 1906 a 1930 s maximálnym $M = 3,7$ (podľa údajov Geofyz. ústavu SAV). Tretím významným uzlom je križovanie s líniou E. Na lokalite Obora sa v dne údolia nachádza pramenitová kopa so šírkou 100 m.

Línia B ktorá prebieha v smere ZJZ-VSV a lemuje Brezovskú eleváciu z jej juhojuhovýchodnej strany. Táto línia pokračuje mimo územie v smere na západ, kde sa premieta do rozsiahlej výverovej oblasti nazývanej Zrubárka. Tieto vývery boli vyhlásené v roku 1993 za prírodnú pamiatku (Jahn a kol., 2003). V oblasti križovania s líniou A, na lokalite Suchánka (obr. č. 47), sa nachádza povrchový výver s recentnou tvorbou penovcov. V rámci tejto línie sa nachádza i význačný prameň Dobrá Voda-Hlávka. Na zlomový charakter tohoto prameňa, situovaného v obci Dobrá Voda za kostolom, upozornil už Koráb (1958). Zlomový pôvod vysvetľuje jeho zvýšenou teplotou $11,8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Daný prameň sa pri zemetrasení v roku 1906 stratil a na pôvodnom mieste sa objavil až v roku 1932 (Malík a kol., 1989).



Obr. č. 47: Účelová hydrogeologická mapa sledovaného územia. 1. pramenné zóny, 2. zamokrené plochy, 3. skryté prestupy do toku, 4.a - pramene, 4.b - minerálne pramene s recentnou tvorbou pramenitov, 5. bezodtoková depresia.

V severozápadnej časti línie C sa nachádza významný prameň Mariáš. Rovnako ako v

prípade prameňa Hlavina, došlo v roku 1906 k jeho zmiznutiu. Objavil sa až o 3 roky neskôr. Pri zemetrasení v roku 1930 došlo rovnako k strate vody (Vorel a Smetana, in Malík a kol., 1989). Šarlayová (in Malík a kol., 1989) predpokladá výstup tohoto prameňa pozdĺž zlomového pásma orientácie SZ-JV na celkovej dĺžke 1 km medzi kaplnkou s pramenným záchytnom a okrajom obce Dobrá Voda. Podľa Korába (1958) má prameň plytký obeh, čo však nevylučuje jeho zlomové vedenie. Skrytý prestup podzemných vôd pozdĺž toku Mariáš uvádzajú Tupý a kol. (2002). Výskyt je možné vysvetliť prestupom po zlomových poruchách a smerom do centrálnej depresie i bariérovým charakterom. Zhodne s touto predstavou uvádza Kováč, že pramene vyvierajúce z neogénnych sedimentov budú migrovať na povrch buď po zlomových líniách, alebo z telies zlepcov s vylúhovaným kalcitovým tmelom v nadloží karpatských ílovcov (Kováč in Machnerová a kol., 1991).

Jedným z najvýznamnejších faktov objavených pri mojom prieskume bolo odhalenie výskytu rašeliny pozdĺž pravého brehu Blavy s dĺžkou 1,075 km a šírkou 0,15 km, rozprestierajúceho sa v línii C od sútoku Životína a Blavy po sútok Mariáša a Blavy. Hrúbka rašeliny dosahovala v profiloch až 2 m, čo nasvedčuje na jej vznik v podmienkach bezodtokovej depresie, založenej pravdepodobne na poklesávajúcom podklade. Orientácia tejto depresie je SZ-JV. Častá prítomnosť bezodtokových depresí a močiarov je podľa Kellera (in: Weldom, McCalpin a Rocwell, 1996) typická pre zlomové zóny s horizontálnym mechanizmom pohybu. Tento fakt zodpovedá i študovanej dobrovodskej depresii.

Na juhovýchodnom konci uvedenej pramennej línie C (obr. č. 47) sa na lokalite Čierna Hora nachádza pramenitová kopa.

Línia D je založená na poklesových zlomoch okraja centrálnej dobrovodskej depresie. Zmysel pohybu na týchto štruktúrach odhalila prieskumná ryha v roku 2005 na lokalite Na Včelíne. Na D línii je sa možné stretnúť so všetkými druhmi výstupu podzemných vôd: bezodtokové depresie, zamokrené plochy, skryté prestupy a prirodzené pramene (obr. č. 47). Pozdĺž celého úseku som nachádzal pramene s recentnou tvorbou pramenitov. Najviac je ich však situovaných na lokalite Ľahký kameň, na styku s líniiou A. Autori Kalaš a Broďáni (1968a) spomínajú prítomnosť bezodtokových depresí v dnách úvalín. Na prítomnosť zamokrených území v okolí tokov Životín, Blava a Suchá Blava odkazuje i práca Zmajkoviča (1966). Oblasti boli neskôr odvodnené, čo poukazuje napr. úprava brehov potoka Životín a rovnako drenáže v danej časti. I napriek týmto prácam zostali pôvodné časti výrazne zamokrené.

Významná je rovnako línia E s bohatým výskytom pramenných miest a výskytom pramenitov (obr. č. 47). Tie sa nachádzajú na križovaní s líniami H, A a G. Rovnako ju definujú i na základe linearít tokov.

Pokračovanie línie F mimo územie v smere na severovýchod reflektuje sa skrytými prestupmi do toku pod Chtelnickou priehradou. Skrytý prestup podzemných vôd pod Chtelnickou nádržou (Tupý a kol., 2002) ovplyvňuje okrajový zlom dobrovodskej depresie na križovaní s Chtelnickým zlomovým pásmom. V danej zóne, v údolí na lokalite Šidlová, sa nachádzajú dva pramene so zvýšeným obsahom hydroxidov železa. Rovnaké vody boli zachytené i vrtom D4 pod chatovou osadou Planinka (Sevčík a kol., 1979). V danej línii sa pramenitové kopy nenachádzajú. Nachádza sa v nej však rozsiahle pramenisko na lokalite Nad kráľovou dráhou.

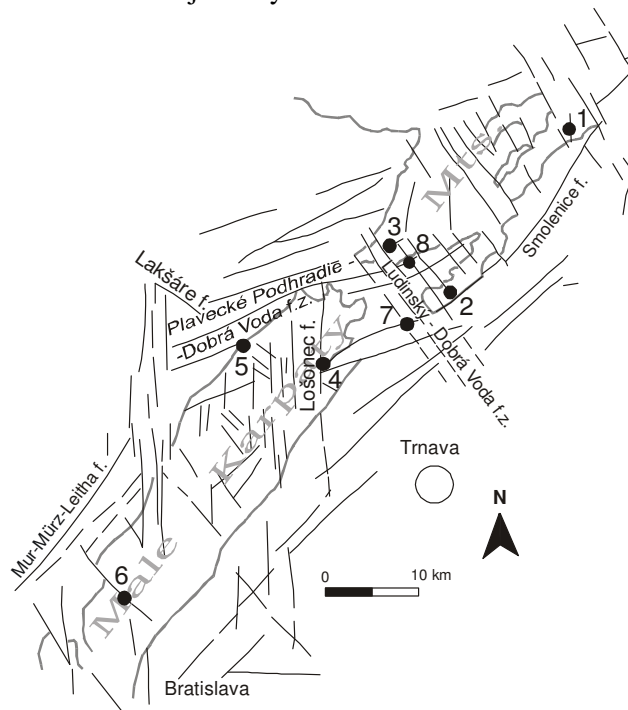
Poslednou významnou líniiou je zóna označená písmenom H. Prejavuje sa zreteľnou linearitou úsekov tokov (obr. č. 47) a v križovaní s ostatnými líniami výskytom pramenitov

(lok. Prostredný breh a údolie Švajčiarky). V oblasti obce Dechtice sa taktiež nachádza územie s bohatým výskytom výverov. Podľa Kullmana má typicky bariérový charakter (Kullman, 1982) a súvislosť s okrajovými zlomami Malých Karpát. Krumlová a kol. (1966) hovoria o poklesovej kryhe, vymedzenej alúviom toku Blava v oblasti obce Dechtice.

13. Inštrumentálne dáta súčasnej geodynamickej aktivity v študovanej oblasti

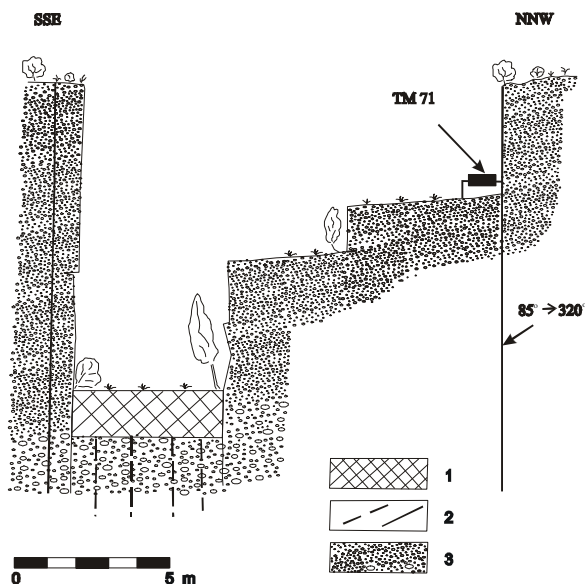
13.1. Sledovanie zlomovej aktivity

Pre priame sledovanie zlomovej aktivity v severnej časti Malých Karpát som vybudoval sieť meradiel TM71 (obr. č. 48). Tieto prístroje boli osadené na zlomové štruktúry s dokumentovanou tektonickou aktivitou. V nasledujúcej časti podávam popis jednotlivých lokalít a doterajších výsledkov.



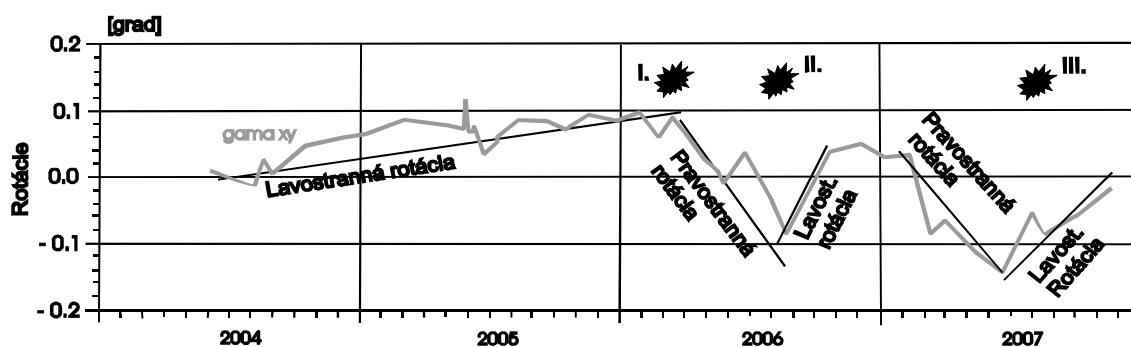
Obr. č. 48: Situácia extenzometrických meradiel TM71 v oblasti Malých Karpát a schéma zlomov (upravené podľa: Kováč a kol., 1989, Marko a kol., 1991): 1. Čachtická j., 2. Zbojnická j., 3. Jaskyňa Slopy, 4. Jaskyňa Driny, 5. Plavecká jaskyňa, 6. Jaskyňa Sedmička, 7. Prekážka, 8. Dobrá Voda.

Dobrá Voda (GPS: $48^{\circ} 36' 00''$ N, $17^{\circ} 32' 29''$ E, ± 11 m). Prvé meradlo v sledovanej oblasti (Briestenský, 2005) som inštaloval na zlomovej poruche VSV-ZJZ smeru, obmedzujúcej Brezovskú eleváciu z jv. strany. Daná porucha (320/85) sa aktivizovala ako pravostranná strižná počas kriedovo-paleogénnej a rannomiocénnej kompresie smeru SZ-JV (Marko a Kováč, 1996). Na tejto poruche došlo neskoršie k inverzii pohybov z pravostranných na mladšie ľavostranné. V okolí prístroja sú zachované striácie 040/5 dokumentujúce uvedený pravostranný strih.



Obr. č. 49: Situácia meradla TM71 na lokalite Dobrá Voda. 1-antropogénne sedimenty, 2-zlomy, 3- egenburgské zlepence.

Vzhľadom na skutočnosť, že meradlo bolo osadené na povrchu (obr. č. 49), pre teplotné zaťaženie meraní nie je možné detekovať trend v posunoch pre krátkodobé meranie. Uplatňujú sa tu ale predovšetkým rotácie blokov, ktoré sú spôsobené situovaním zlomu na sz. okraji Dobrovodsko - Plaveckej zlomovej zóny, teda exponované od centrálnej časti s prevládajúcimi horizontálnymi strihovými pohybmi. Z doterajších meraní (graf č. 8) vyplýva dominujúci trend v otváraní sa danej poruchy smerom na JZ, čo indukuje ľavostranné rotácie mikroblokov v rámci rozsiahlej ľavostrannej strihovej zóny, pričom na okrajoch blokov dochádza k pravostranným strihom. Rotáciu blokov v danej oblasti v strednom miocéne vysvetľujú Marko a kol. (1991) ako výsledok sinistrálneho strihu v smerovoposuvnej strižnej zóne smeru VSV-ZJZ. Tento mechanizmus pravdepodobne funguje i v súčasnej dobe.



Graf č. 8: Rotácie v rovine xy registrované na lokalite Dobrá Voda. I. zemetrasenie $M=3,2$ z 13. 3. 2006 pri obci Vrbové, II. zemetrasenia $M_{max}=2,2$ z 5.-8. 8. 2006 z oblasti Trstína, III. zemetrasenie $M=1,8$ z 4. 8. 2007 s epicentrom v Dobrej Vode.

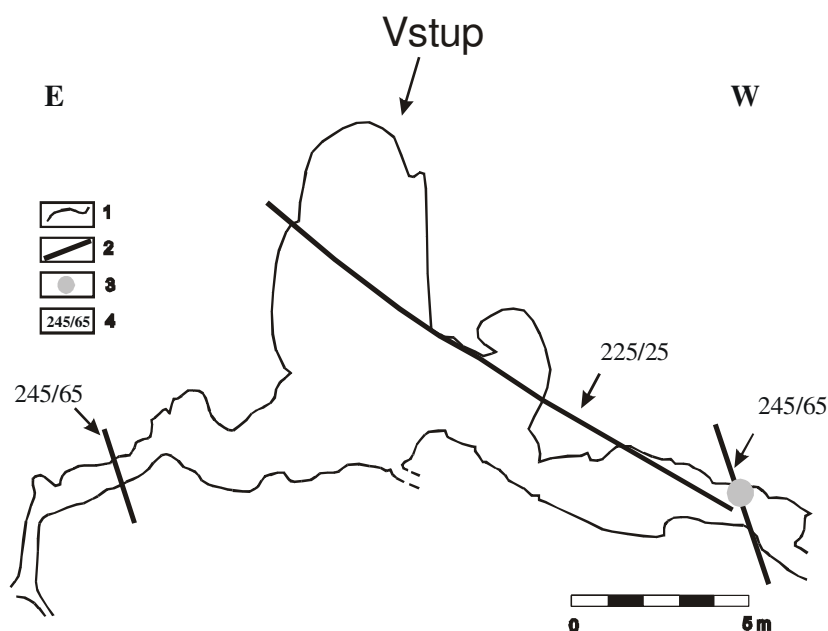
Rotačné trendy sú však na základe sledovania prerušované zemetrasnými udalosťami, kedy dochádza k uvoľneniu napätia a mikrobloky, ktoré sú pôvodne nútené ľavostranne rotovať, kompenzujú tieto pohyby spätnou pravostrannou rotáciou. K tomuto procesu došlo napr. po zemetrasení z 13. 3. 2006 ($M_L=3,2$, Vrbové). Išlo o najväčšie zemetrasenie zaregistrované v

danej oblasti za posledných sedem rokov (Briestenský a kol., 2007). Po zemetrasení došlo k uvedenej relaxácii rotácií v pravotočivom smere. Tento pohyb bol ukončený druhou významnou seizmickou udalosťou z okolia obce Trstín z 5.-8. 8. 2006 s $M_{Max}=2,2$ (seizmické údaje s dovolením poskytla f. Progseis). Po tomto druhom zemetrasení dochádza k opätovnej ľavostrannej rotácii blokov, ktorá sa pozastavila počas zimy 2006/2007. Posledné najsilnejšie zemetrasenie sa vyskytlo priamo v obci Dobrá Voda dňa 4. 8. 2007 s $M=1,8$. Predchádzala ho zmena rotácie na pravostrannú a po zemetrasení znova dochádza k ľavostrannej rotácii. Medzi zemetrasením z oblasti Trstína a Dobrej Vody bolo však zaregistrovaných 16 mikrozemetrasení s $M<1$ a epicentrom v tesnej blízkosti obce Dobrá Voda. Vzhľadom na mesačný interval merania nie je možné preto registrovať odozvy na všetky zemetrasenia. Z meraní je ale zreteľné (graf č. 8), že merania odzrkadľujú dominantne blízke zemetrasenia s $M>1$, reflektujúce sa v grafe rotácií gama xy.

Zbojnická jaskyňa (GPS: N 48 ° 34' 9,2" E 17 ° 35' 14,9" , ± 5 m). Jaskyňa sa nachádza v dne zlomového údolia kontrolovaného zlomami SZ-JV smeru, ktoré majú charakter tenzných porúch generovaných v podmienkach sinistrálnej transtenzie za súčasnej orientácie napätového poľa SSZ-JJV, prípadne vzniknuté v podmienkach SSV-JJZ orientácie paleopoľa a zrotovanej v strednom miocéne do dnešnej orientácie SSZ-JJV (Marko a Kováč, 1996). Pôvodná orientácia týchto zlomov bola SV-JZ (Vass, 2003). Toto zlomové pásmo bolo naznačené v mape Begana a kol. (1984), Nahálku a Grófovej (1978). Rovnako bolo zistené zo seizmických prác Doležala a kol. (1987). Ako aktívne v kvartérnom období ho interpretujú Maglaj a kol. (2006). Recentný geodynamický režim údolia odzrkadľuje porušenie krasovej výzdoby jaskyne (obr. č. 50), výskyt zosuvov na východnom okraji údolia, strmé svahy na päte svahov, a prítomnosť závrto, ktoré som vymapoval počas terénnych prác.

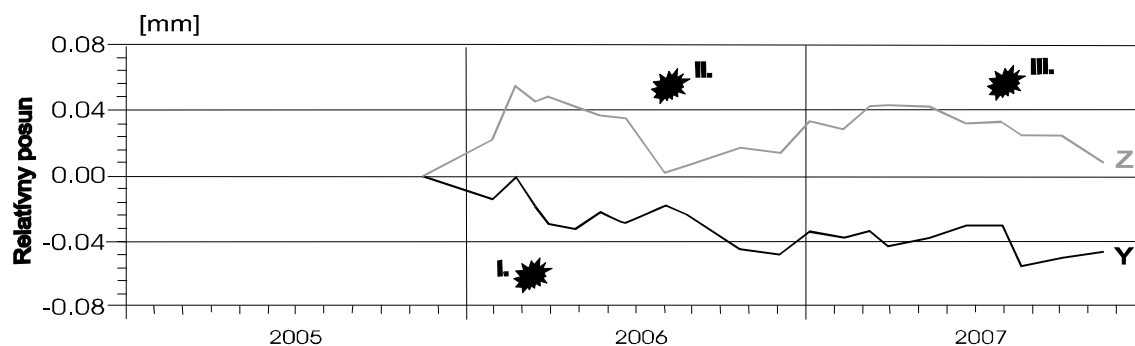


Obr. č. 50: Čerstvé porušenie sintrových nátekov v okolí porúch naznačuje živé pohyby na zlomoch prechádzajúcich Zbojnickou jaskyňou. Foto: M. Briestenský.



Obr. č. 51: Profil Zbojníckej jaskyňou: 1 - obrys jaskynných priestorov, 2 - zlomy, 3 - pozícia meradla TM71, 4 - smer sklonu/sklon zlomovej štruktúry (Briestenský, Stemberk a Hladká, 2006).

Meradlo v Zbojníckej jaskyni som inštaloval na zlome 245/65 (obr. č. 51) s čerstvou porušenou sintrovou výzdobou. Na základe štruktúrnej analýzy smerných posunov na danej poruche, som zistil celkový pravostranný posun na zlome s hodnotou 0,3 cm. Merania pomocou extenzometrického meradla taktiež preukázali trendy v danom pravostrannom strihovom pohybe s hodnotou cca 0,04 mm/rok (graf č. 9).



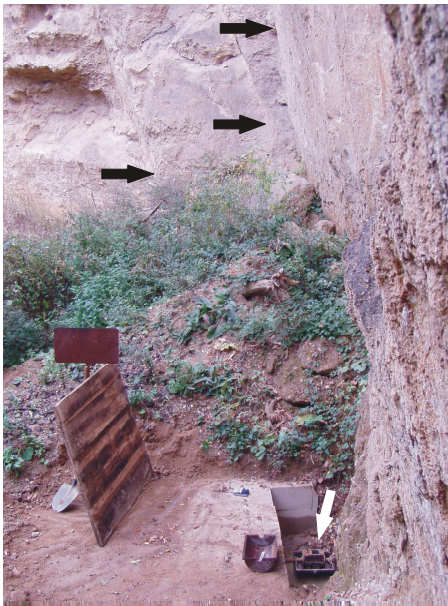
Graf č. 9: Posuny registrované prístrojom TM71 v Zbojníckej jaskyni. rast Z - pokles jz. bloku, pokles Y - pravostranný horizontálny pohyb, I. zemetrasenie $M=3,2$ z 13. 3. 2006 pri obci Vrbové, II. zemetrasenia $M_{max}=2,2$ z 5.-8. 8. 2006 z oblasti Trstúna, III. zemetrasenie $M=1,8$ z 4. 8. 2007 s epicentrom v Dobrej Vode.

Zhodne ako na lokalite Dobrá Voda i pomocou prístroja v Zbojníckej jaskyni som zaznamenal odozvy na predchádzajúce významné seizmické udalosti. Tieto reakcie sa odzrkadľujú dominantne na vertikálnych zlomových pohyboch. Pred zemetrasením vo Vrbovom dochádzalo k poklesom jz. bloku. Po zemetrasení nastalo doklesávanie druhej strany zlomu, teda zaklesávanie sv. bloku. Tento pohyb je ale relatívny a je možné ho rovnako chápať i ako spätný prešmyk jz. bloku na sv. blok. Po zemetrasení s epicentrom pri Trstúne dochádza opätovne k poklesom jz. bloku, ktorý sa opäť zmenil blízko pred zemetrasením v obci Dobrá Voda. Pred uvedeným zemetrasením však došlo k dvom menším zemetraseniam v oblasti prameňa Výtok (5. 4. 2007 $M=0,4$; 27. 4. 2007 $M=0,2$), ktorý je situovaný na tzv. Chtelnickom zlomovom systéme, ktorého súčasťou je pravdepodobne i zlomové údolie

Zbojníckej jaskyne. Ako vidno na grafe č. 9 vrchol vertikálnych pohybov nastáva v štvrtom mesiaci, teda nie počas zemetrasenia z Dobrej Vody. To sa reflektovalo predovšetkým v smerných pohyboch (os Y, graf č. 9). Na základe týchto posunov predpokladám, že zemetrasenia z oblasti prameňa Výtok vznikli v dôsledku poklesov na transversálnych malokarpatských zlomoch (smer SZ-JV) a zemetrasenie z oblasti Dobrej Vody z 4. 8. 2007 bolo generované prevažne horizontálnym strihovým mechanizmom.

Prekážka (GPS: 48° 32' 37" N, 17° 30' 21,9" E, ± 8 m). Prístroj sme inštalovali v opustenom lome na poruchu SV-JZ smeru (135/75), ktorá vznikla vo vrchnom bádene – sarmate, tvoriacu súčasť východného zlomového okraju hráste Malých Karpát., tzv. Smolenického zlomu, ktorý bol detekovaný i seizmickými prácami Doležala a kol. (1987). Z litologického hľadiska je zlomový odkryv tvorený slabo spevnenými telesami štrku karpatského veku porušenými strmými poklesmi smeru SV-JZ (obr. č. 52) so zachovanými superponovanými mladšími subhorizontálnymi stráciami neznámeho zmyslu (Marko a Kováč, 1996).

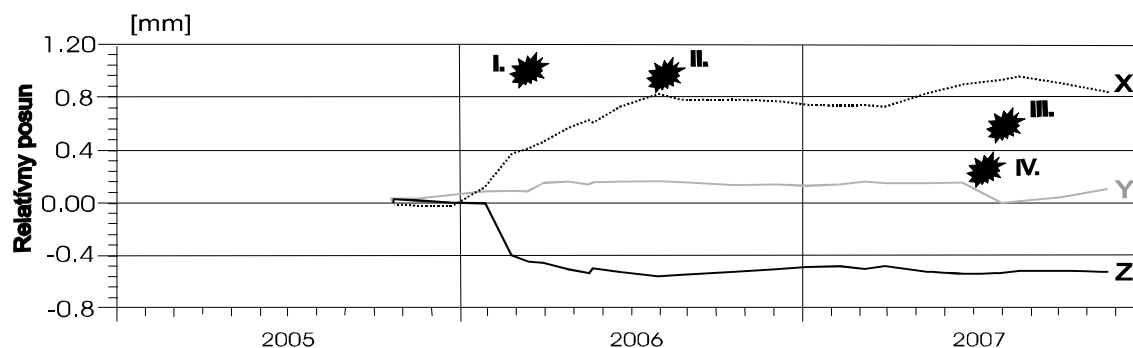
Na povrchu obliakov v zlomovej ploche je možné nájsť stopy po pohybe. Sú tu zachované predovšetkým stopy po vertikálnom pohybe. Stopy po smernom horizontálnom pohybe na povrchu obliakov chýbajú. Tie sú zachované iba v ílovej výplni, čo si vysvetľujem skutočnosťou, že na vytvorenie tektonických zrkadiel je nutné buď veľkých tlakov vo väčších hĺbkach alebo šokových udalostí. Pomalé smerne posuvné horizontálne pohyby, navyše v extenzných podmienkach Podunajskej depresie kolmých na orientáciu smerných pohybov, tieto podmienky pravdepodobne nespĺňajú. Preto je možné na sledovanom zlome nájsť výlučne iba vertikálne striácie.



Obr. č. 52: Situácia meradla TM71 na lokalite Prekážka. Biela šípka označuje polohu meradla a čierne šípky poklesové zlomy v lomovej stene. Prístroj je v juhovýchodnej časti stabilizovaný v zlomovej ploche a na severozápadnej časti zlomu stabilizovaný v masívnom betónovom bloku. Foto: Bristenský.

Podľa extenzometrických meraní vykonávaných od roku 2005 (graf č. 10) dochádzalo k pomalým ľavostranným pohybom, ktorých trend bol cca 0,24 mm/rok. Tento trend strihových pohybov bol však ovplyvnený poslednými zemetrasnými udalosťami z roku 2006. Seizmický roj z oblasti Trstína z 5.-8. 8. 2006 ukončil, resp. zastavil horizontálne pohyby.

Pred zemetrasením z 13. 3. 2006 ($M_L=3,2$, Vrbové) dochádzalo k zreteľným poklesom jv. bloku, ktoré pokračovali až do augusta po zemetrasenie z oblasti Trstína avšak s menšou amplitúdou ako pred zemetrasením pri meste Vrbové. Pred udalosťou z 13. 3. došlo k poklesu jv. bloku s hodnotou 0,4 mm. Do augusta sa amplitúda vertikálnych pohybov zmiernila a nadobudla hodnotu cca 0,2 mm. Tektonická aktivita sa reflektovala i v uzatváraní danej zlomovej poruchy, ktoré sa v roku 2006 taktiež ukončilo seizmickou udalosťou pri obci Trstín. Obnovilo sa až pred poslednými dvomi zemetraseniami s $M>1$ v roku 2007, po ktorých sa začína porucha otvárať. Počas zemetrasenia z 1. 4. 2007 ($M=1,4$) došlo k dosunutiu sz. bloku voči jv. bloku. Lavostranný trend pohybov po tejto udalosti sa na zlomovej poruche začína opätovne prejavovať. Má teda rastúci trend (graf č. 10).



Graf č. 10: Posuny registrované prístrojom TM71 na lokalite Prekážka. pokles Z - pokles jv. bloku, rast Y - ľavostranný horizontálny pohyb, rast X - uzatváranie poruchy, I. zemetrasenie $M=3,2$ z 13. 3. 2006 pri obci Vrbové, II. zemetrasenia $M_{max}=2,2$ z 5.-8. 8. 2006 z oblasti Trstína, III. zemetrasenie $M=1,8$ z 4. 8. 2007 s epicentrom v Dobrej Vode, IV. zemetrasenie $M=1,4$ z 12. 7. 2007 s epicentrom pri obci Dolná Krupá.

Z analýzy pohybov v Karpatsko-Balkánskom regióne Schenk a kol. (1982) vyvodili vzťahy medzi veľkosťou zemetrasenia na zlome a veľkosťou vertikálneho pohybu za rok (tabuľka č. 8). V dobrovodskej oblasti malo najväčšie zemetrasenie $M=5,7$, preto by sa očakávané vertikálne pohyby mali pohybovať v intervale 0,5-2 mm/rok. Vertikálne pohyby na lokalite Prekážka dosiahli v roku 2006 hodnotu 0,6 mm, čo je v zhode s tab. č. 8. Možno teda predpokladať, že k zemetraseniu došlo práve na tomto poruchovom pásme, lemujúcom oblasť Brezovských Karpát z jv. strany.

veľkosť zemetrasenia na zlome	vertikálne pohyby [mm/rok]
$M \geq 6,5$ $I_0 \geq 9^\circ$ MSK	≥ 2
$5 \leq M < 6,5$ $6,5^\circ \leq I_0 < 9^\circ$ MSK	0,5 - 2
$M < 5$ $I_0 < 6,5^\circ$ MSK	$0,5 \leq$

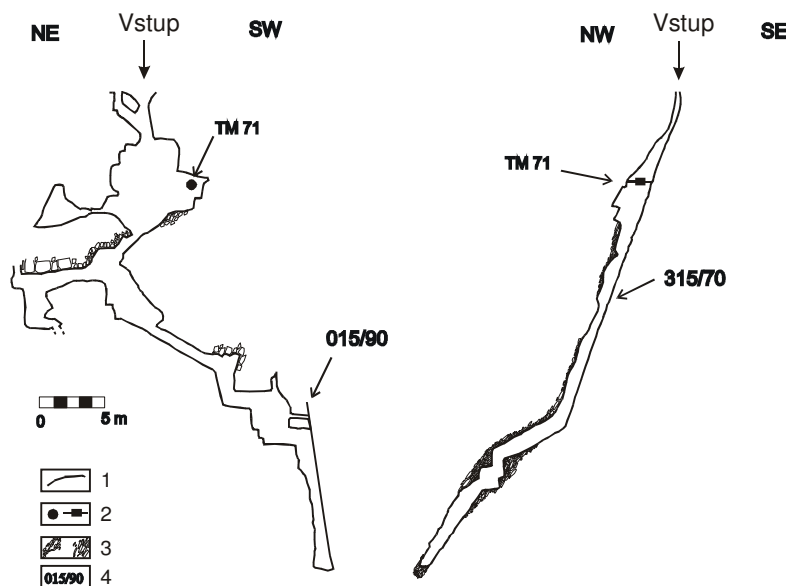
Tab. č. 8 : Závislosť veľkosti vertikálnych pohybov na zlome voči veľkosti zemetrasenia na zlome.

Pre horizontálne pohyby boli rovnako vypočítané predpokladané pohyby v súvislosti na silu zemetrasenia. Pre maximálne magnitúdo $M=6,8$ vypočítané Labákom a kol. (1998), dosadené do nižšie uvedených rovníc (tab. č. 9), by sa jednorázové pohyby na východe Plavecko - dobrovodskeho zlomu mohli pohybovať v rozmedzí 0,669 – 1,683 m (tab. č. 9). Pre doteraz najsilnejšie zaznamenané magnitúdo $M = 5,7$ však tieto pohyby možno predpokladať v rozmedzí hodnôt 0,061 – 1,146 m (tab. č. 9). Tieto hodnoty sú však iba orientačné. Chýbajú priame pozorovania a dôkazy o vzniku horizontálnych posunov pre danú oblasť.

autor (rok)	Vzorec	Dĺžka pohybu /m/ pri $M=5,7$	Dĺžka pohybu /m/ pri $M_{max}=6,8$
Iida (1965)	$\text{Log } D=0,55M - 3,71$	0,266	1,072
Chinnery (1969)	$\text{Log } D=0,96M - 6,69$	0,061	0,669
Bonilla (1970)	$\text{Log } D=0,57M - 3,91$	0,218	0,925
Matsuda (1975)	$\text{Log } D=0,60M - 4,0$	0,263	1,202
Bonila (1970)	$\text{Log } D_{max}=0,57M - 3,19$	1,146	4,853
Meishi (1972)	$\text{Log } D_{max}=0,67M - 4,33$	0,308	1,683

Tabuľka č. 9: Veľkosť dislokácie na zlome vo vzťahu k magnitúdu M (podľa Wang a Law, 1994) pre oblasť dobrovodskej epicentrálnej oblasti.

Slopy (GPS: $48^{\circ} 36' 34''$ N, $17^{\circ} 31' 16''$ E, ± 6 m). Extenzometrické meradlo TM 71 je inštalované 8 m pod povrchom v subvertikálnej jaskyni (obr. č. 53) puklinovo - krasového charakteru vytvárajúcej komín so sklonom 70° . Je vyvinutá vo wettersteinských vápencoch (ladinkardevol) Brezovskej elevácie (Salaj a kol., 1987; Marko a kol., 1991) a jej vznik predisponoval prešmykový zlom $315^{\circ}/70^{\circ}$. Podľa Mittera (1983a) je jaskyňa 75 m dlhá a 30 m hlboká. Podľa našich meraní však prevýšenie medzi dnom a vstupným otvorom na povrchu predstavuje 36 m (Briestenský a Stemberk 2007a, Briestenský, Stemberk a Hladká 2006). Hĺbku jaskyne sme prešetrili v priebehu tvorby jaskynných plánov (obr. č. 53), za pomoci geologického kompasu a pásmového meradla. Rovnako bola hĺbka týchto priestorov premeraná pomocou výškomeru systému Paulin s presnosťou 0,5 m.

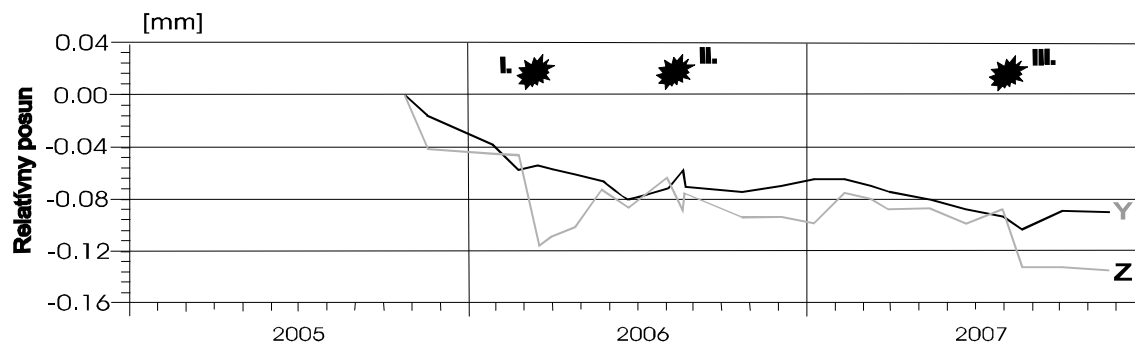


Obr. č. 53: Profily jaskyňou Slopy s naznačenou pozíciou meradla TM71 a významnými zlomami: 1 – obrys jaskynných priestorov, 2 – meradlo TM71, 3 – zlomová breccia, 4 – smer sklonu/sklon zlomovej štruktúry (Briestenský, Stemberk, Hladká, 2006).

Jaskyňa Slopy sa nachádza na južnej strane pomerne rozsiahlej poklesovej štruktúry postihujúcej sv. svah hrebeňovej partie Slopy. Šírka tejto svahovej poruchy dosahuje 600 m, dĺžka 110 m a prevýšenie cca 36 m (objekt č. 2, obr. č. 39). Jej južná časť je budovaná plytko založenými zosuvmi, no smerom na sever prechádza do hlboko založenej deformácie

(Briestenský a Stemberk 2007a). Zlomové porušenie oblasti Slopov nie je na povrchu výrazne zjavné, no predpokladám, že daná deformácia je vytvorená na zlomovej štruktúre smeru SZ-JV prípadne ZSZ-VJV, teda na zlomovej línii paralelnej s tzv. Ludinským zlomom (Hók a kol., 2000), ak nie priamo na danom zlome. Vznik jaskyne bol kontrolovaný dvoma zlomami. Prvý zlom s orientáciou SV – JZ, upadajúci k SZ s prešmykovým charakterom má zhodný smer so zlomami SZ ohraničenia Dobrovodskej depresie. Jeho sklon v hornej časti je strmší - 70° a smerom nadol sa zmierňuje na sklon 55° . V spodnej časti jaskyne možno vidieť krížovanie tohoto zlomu so zlomom 015/90, ktorý zároveň tvorí jjz. ohraničenie jaskyne. Obidve poruchy sa prejavujú ako zóny vyplnené tektonickou brekciou (obr. č. 22). Zlom s orientáciou SV – JZ vystupujúci v jaskyni je charakteristický tým, že pokiaľ v dnovej časti jeho výplň tvoria úlomky v rádovo v cm, smerom ku vchodu jaskyne dochádza k rozširovaniu poruchy a výplň dominantne zastupujú bloky doskovitého tvaru so šírkou rádovo v metroch. V hornej časti jaskyne je možné nájsť čerstvé odtrhové hrany, vzniknuté ako dôsledok zaklesávania blokov.

Meradlo TM71 bolo v jaskyni Slopov inštalované naprieč zlomom 315/70.



Graf č. 11: Posuny registrované prístrojom TM71 v jaskyni Slopov. pokles Z - pokles sz. bloku, pokles Y - pravostranný horizontálny pohyb, I. zemetrasenie $M=3,2$ z 13. 3. 2006 pri obci Vrbové, II. zemetrasenia $M_{max}=2,2$ z 5.-8. 8. 2006 z oblasti Trstúna, III. zemetrasenie $M=1,8$ z 4. 8. 2007 s epicentrom v Dobrej Vode.

Z doterajších meraní (graf č. 11) je zreteľný trend v pravostranných strihových smerných pohyboch rovnako ako i v poklesoch sz. bloku voči jv. bloku. Trend pravostranných pohybov je cca $0,032$ mm/rok, avšak pred zemetrasením z 13. 3. 2006 tento pohyb bol výrazne rýchlejší. Pre krátkodobosť monitoringu pred zemetrasením 13. 3. 2006 nemožno však vyjadriť rýchlosť akcelerácie strihových pohybov. Počas uvedeného otrasu ale došlo k poklesu sz. bloku s hodnotou $0,064$ mm, ktoré bolo nasledované počas 2,5 mesiaca doklesnutím jv. bloku (graf č. 11). Tento pohyb by sa dal vysvetliť i spätným prešmykom sz. bloku na blok juhovýchodný. Kvitkovič a Vanko (1990) upozorňujú na osciláciu vertikálnych pohybov v západnej časti Slovenska vo vzťahu k zemetrasnej aktivite, kedy poklesové pohyby sa môžu meniť na zdvihy a naopak, čo je v celkovej zhode s mojimi meraniami.

Druhý výrazný pokles sz. bloku s hodnotou $0,044$ mm sa uskutočnil počas zemetrasenia zo 4. 8. 2007 pri obci Dobrá Voda.

Zemetrasenia z 5.-8. 8. 2006, ktorých pohybové sprievodné javy sme registrovali na prístrojoch Dobrá Voda, Zbojnícka jaskyňa, Prekážka, neprejavujú sa výrazne na zázname pohybov z lokality Slopov (graf č. 11).

Pri porovnaní smerných strihových pohybových trendov na lokalite Slopov je ročný pohyb o jeden rád vyšší ako pohyby na lokalite Štrochy (Veľká Fatra), kde sledujeme mikropohyby od roku 1981 (Briestenský a kol., 2008b). Priemerný ročný trend je tu $0,0046$ mm/rok a v porovnaní s jaskyňou Slopov tento fakt zrejme odrzkadľuje vyššiu tektonickú aktivitu zlomov dobrovodskej depresie.

Nasledujúce tri lokality boli osadené mimo mapované územie. Spadajú však do oblasti severnej časti Malých Karpát a pomáhajú dokresľovať obraz o recentnom napätovom poli a zmysle pohybov na aktívnych tektonických líniách daného regiónu.

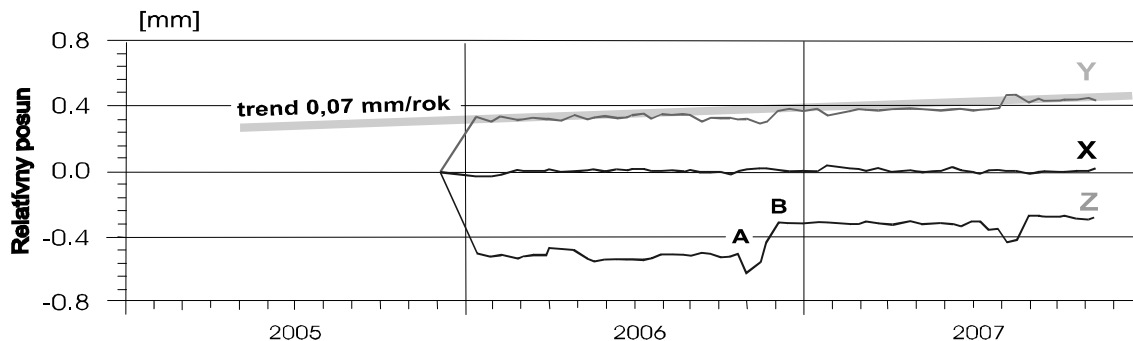
Jaskyňa Driny (GPS: 48° 30' 01" N, 17° 24' 27" E, ± 17 m). Objekt je vyvinutý v Smolenickom krase vo vápencoch Hlbočskej formácie na zlomových poruchách SZ-JV a SSV-JJZ smeru (Michalík a kol., 1992). Menej sú tu zastúpené zlomy VSV-ZJZ orientácie. Lokalita bola vybraná pre čerstvé porušenie sintrovej výzdoby (obr. č. 53).



Obr. č. 53: Čerstvé porušenie sintrovej výzdoby v stropnej časti Chodby spolupracovníkov reflektujú svetlým kalcitom vyhojené trhliny (foto M. Briestenský).

V roku 2005 sme v jaskyni inštalovali dve meradlá na poruchy SSV-JJZ smeru, korelujúce s tzv. Jahodníckym zlomom (Bella, 2006) a jedno meradlo na poruchu SZ-JV smeru, na ktorej je vyvinutá hlavná chodba a ktorej pravostranný horizontálny mechanizmus pohybu potvrdila i práca Michalíka a kol. (1992). Táto porucha podľa P. Bellu vznikla ako ťahová a na ňu kolmé poruchy SSV-JJZ ako smerne posuvné (Bella, 2006).

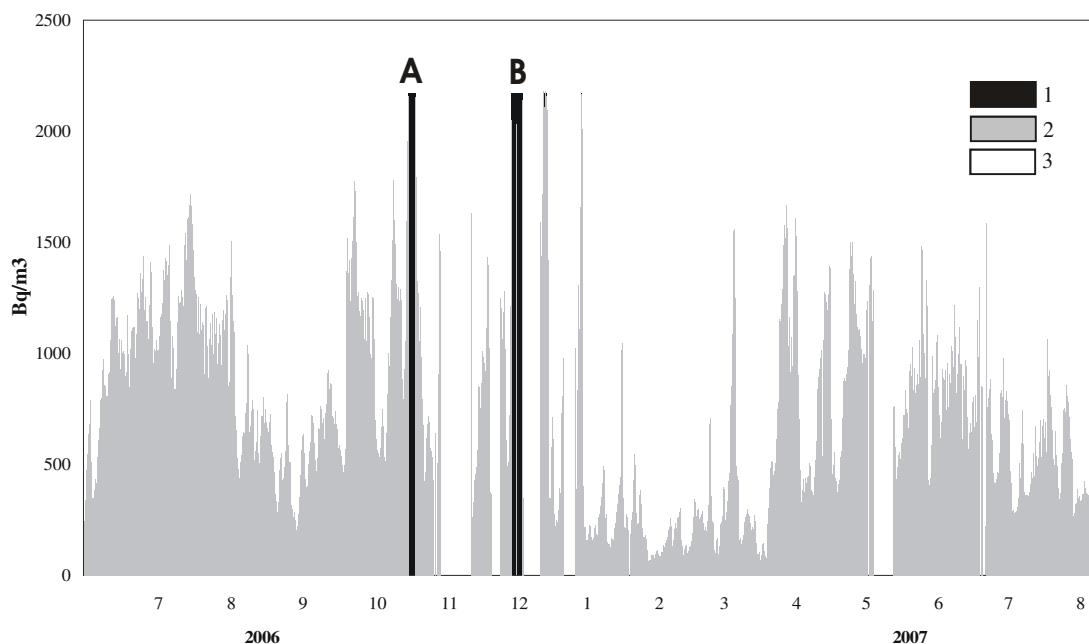
Merania prebiehajú v 10 a 14 denných intervaloch. Z doterajších meraní na prístroji Driny 1, osadenom naprieč poruchou 290/70 (smer sklonu/sklon), vyplýva trend v ľavostranných horizontálnych pohyboch s hodnotou trendu 0,07 mm/rok (graf č. 12).



Graf č. 12: Mikroposuny zaznamenané na meradle Driny 1. Rast Y - ľavostranný horizontálny posun, rast Z - poklesávanie západného bloku, A - začiatok poklesovej udalosti, B - koniec poklesovej udalosti.

V novembri 2006 sme na tomto zlome zachytili vertikálny pokles s hodnotou 0,3 mm, ktorý bol sprevádzaný taktiež malým ľavostranným bočným posunom s veľkosťou 0,07 mm. Pohyb teda nebol čisto vertikálny ale šikmý s vergenciou k západu. Tento mechanizmus

pohybu je možné vysledovať i z mikroštruktúrnych meraní na tektonických zrkadlách nachádzajúcich sa v sprístupnenej chodbe pod meradlom. Zaregistrovaný pohyb bol doprevádzaný zvýšenou emanáciou radónu, ktorú som v jaskyni zaznamenal pomocou indikátoru radónu TS96 radónu (Briestenský, Stemberk a Zvonár, 2008). V období, kedy dochádzalo k výrazným vertikálnym pohybom na meradle Driny1, došlo i k zvýšenej emanácii radónu s hodnotami EOAR nad 2000 Bq/m^3 . Začiatok poklesov (graf č. 12) sa zhoduje so začiatkom zvýšenej objemovej aktivity tohoto plynu (graf č. 13). Rovnako je doprevádzaný i koniec tohoto procesu. Krátkodobé zvýšenie EOAR som zaregistroval ešte 16.-17. 12. 2006 a 1. 1. 2007.



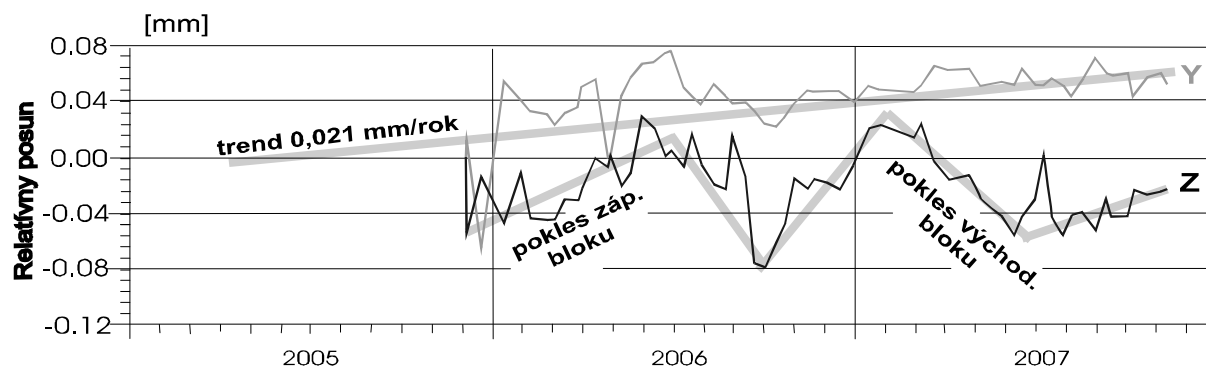
Graf č. 13: Ekvivalentná objemová aktivita radónu registrovaná prístrojom TS96 v jaskyni Driny. 1 - EOAR > 2160 Bq/m^3 , 2 - EOAR < 2160 Bq/m^3 , 3 - prerušenie napájania elektrického prúdom, A - začiatok poklesu na zlome, B - koniec poklesu na zlome.

Najvyššia zaregistrovaná hodnota EOAR za sledované obdobie sa vyskytla 16. 12. 2006 v 8:00 hod a dosiahla hodnotu 2187 Bq/m^3 . Vzhľadom na skutočnosť, že prístroj je kalibrovaný na sledovanie EOAR v rozmedzí $0 - 2000 \text{ Bq/m}^3$, pri vyšších hodnotách meradlo túto veličinu nezaznamenávalo. I napriek tomu, že najvyššia medzná hodnota prístroja je 2000 Bq/m^3 , meradlo bolo schopné registrovať i hodnoty do 2160 Bq/m^3 . Pri následnom poklese EOAR došlo však opätovne k ich registrácii. Pozorované hodnoty dokonca prevýšili namerané hodnoty z predchádzajúceho monitoringu (EOAR_{max}= 1991 Bq/m^3 , Vičanová a kol. 1997) a poukázali na opodstatnenosť zaradenia jaskyne Driny medzi pracoviská so zdrojom ionizujúceho žiarenia (Zákon NR SR č.290/96).

Zaregistrovaná zvýšená hodnota EOAR v zimnom období je v rozpore so všeobecnými poznatkami. Objemová aktivita radónu v podzemných priestoroch dosahuje svoj vrchol počas letných mesiacoch a minimum máva v mesiacoch zimných (Vičanová a kol. 1997, Singh a kol. 1999, Przylibski, 2001). Preto zaznamenaná anomália môže indikovať zlomovú aktivitu v danej jaskyni. Mechanizmus nárastu hodnoty EOAR je na základe merania pomocou meradla Driny1 jednoducho vysvetliteľný. Pri aktivizácii zlomov dochádza k otváraniu porúch a vďaka poklesávaniu blokov následne k vytláčaniu radónu (Briestenský, Stemberk a Zvonár, 2008). Vzdialenosť medzi prístrojom Driny1 a indikátorom radónu TS96 je cca 63,5 m a preto tento jav nesúvisí s čiastkovým poklesom niektorého mikrobloku v

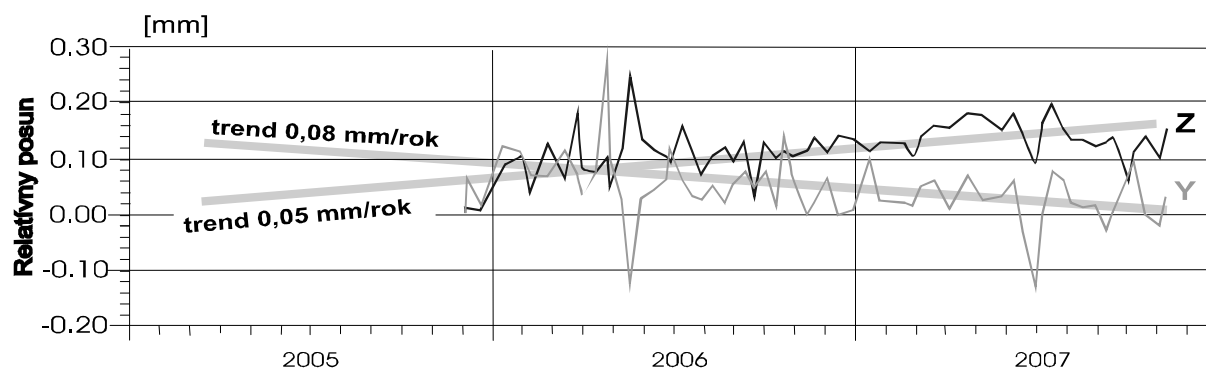
blízkosti prístroja Driny1, ale ide o hlboko založený dej pravdepodobne postihujúci okolité masív Drín.

Meradlo Driny 2, osadené naprieč poruchou 110/70, vykazuje taktiež pohybový trend v ľavostranných smerných posunoch s hodnotou 0,021 mm/rok (graf č. 14).



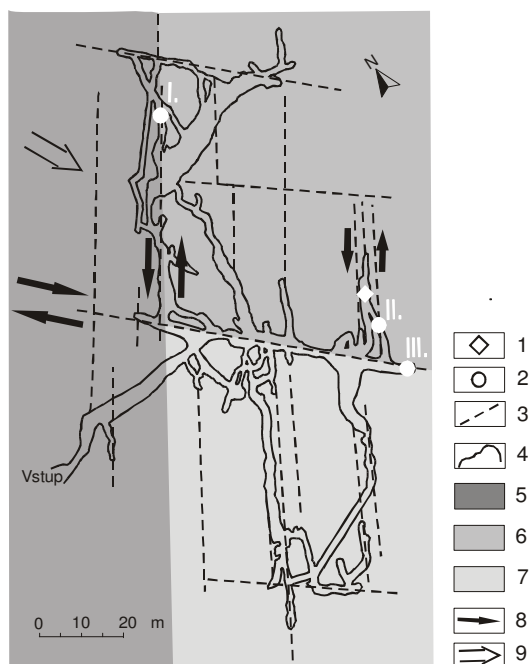
Graf č. 14: Mikroposuny zaznamenané na meradle Driny 2. Rast Y - ľavostranný horizontálny posun, rast Z - poklesávanie západného bloku.

Významné sú ale i pohyby vertikálne. Nie je tu však zreteľný trend jednej časti zlomu ale bloky tvoriace túto poruchu poklesávajú ako jedna sústava, pričom sa ich zaklesávanie strieda. Vertikálne pohyby západného bloku nasleduje teda pokles východného bloku (graf č. 14).



Graf č. 15: Mikroposuny zaznamenané na meradle Driny 3. Pokles Y - pravostranný horizontálny posun, rast Z - poklesávanie severovýchodného bloku.

Najvýraznejšie mikropohyby v jaskyni Driny sme zaregistrovali na prístroji Driny 3, ktorý je osadený naprieč poruchou 040°/75°. Zo súčasných výsledkov je zreteľný trend vertikálnych pohybov s hodnotou 0,05 mm/rok a rovnako trend v pravostranných smerných pohyboch (0,08 mm/rok) paralelných s danou štruktúrou (graf č. 15). Na základe uvedených výsledkov sme vypracovali (Briestenský a Stemberk, 2007c) model mikropohybov v danom objekte a smeru pôsobenia lokálneho kompresného napätia (obr. č. 55). Jeho orientácia je na danej lokalite SSZ-JJV. Rovnako ako v oblasti Dobrovodskej i tu sa preukázali pravostranné trendy smerných posunov na zlomoch SZ-JV. Zlomy SSV-JJZ smeru, ktoré majú afinitu k Smolenickému zlomu, reflektujú pohyby ľavostranného horizontálneho strihu, podobne ako na lokalite Prekážka.



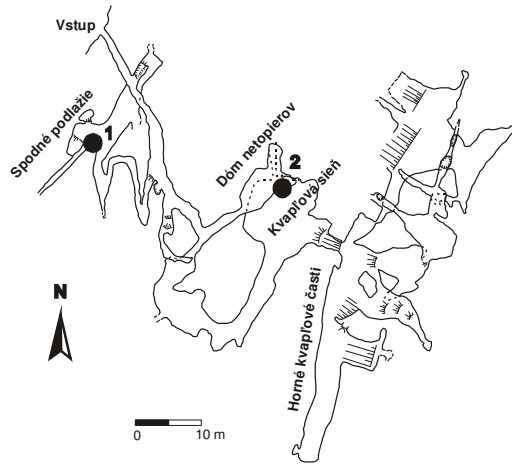
Obr. č. 55: Schéma mikroposunov v jaskyni Driny. 1. indikátor radónu TS 96, 2. meradlá TM71, 3. zlomy, 4. obrys jaskynných priestorov, 5. veľký pokles, 6. stredný pokles, 7. malý pokles, 8. zmysel horizontálneho pohybu, 9. smer hlavného napätia.

Plavecká jaskyňa (GPS: 48° 29' 46" N, 17° 16' 09" E, ± 7 m). Jaskyňa je vyvinutá v Plaveckom krase v svetlosivých triasových vápencoch Roštúnskeho pásma (Droppa, 1955-56), na západnom úpätí Malých Karpát, hraničiacimi v tejto časti s grábenom Zohor-Plavecký Mikuláš, ktorého pliocénna aktivita je geologicky preukázaná (Gaža, 1984). Významný je tu rozsiahly výskyt penovcov so šírkou 550 m, lokalizovaný pod uvedenou jaskyňou a taktiež zvýšená celoročná teplota vzduchu v jaskynných priestoroch, dosahujúca hodnotu 11°C.

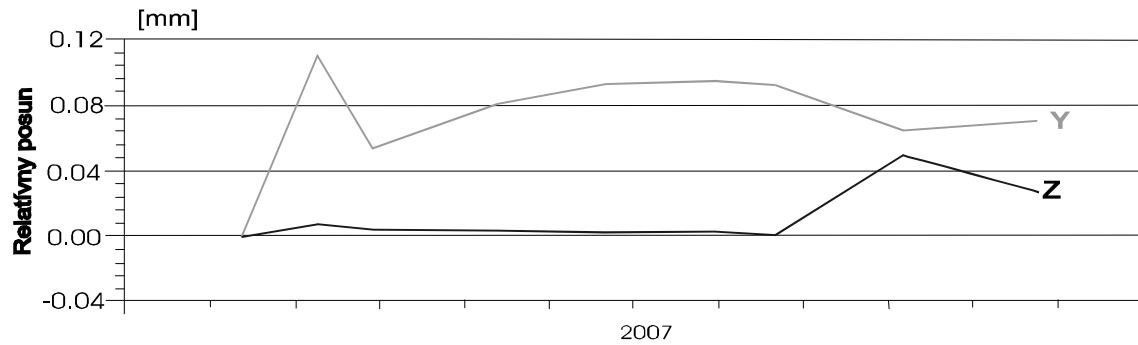


Obr. č. 56: Strihové porušenie stalagnátov v hornom podlaží Plaveckej jaskyne. Foto: Bristenský.

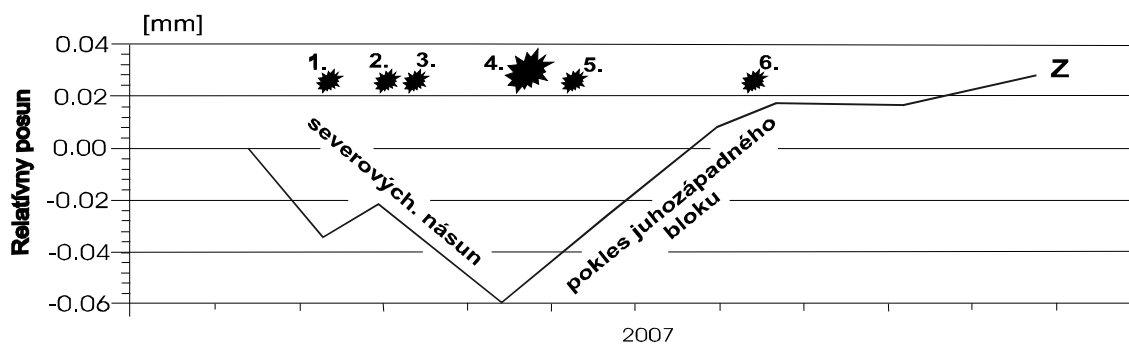
Obidva faktory svedčia o prítomnosti aktívnych zlomových porúch. Vyššia teplota je vysvetliteľná nárastom geotermálneho gradientu západnej časti viedenskej panvy, ktorý preukázali práce Krála a kol. (1985). Významné je rovnako porušenie sintrovej výzdoby vo východnej časti jaskyne. Východná časť od Kvapľovej siene spolu s Hornou kvapľovou časťou je vyvinutá na zlomovej poruche, ktorej recentnú aktivitu potvrdzuje porušenie sintrových nátekov a strihové poruchy stalagnátov (obr. č. 56).



Obr. č. 57: Situácia meridiel TM71 v Plaveckej jaskyni (upravené podľa mapových podkladov: Droppa 1955-56, nepublikovaná mapa OS Bratislava a OS Plavecké Podhradie 1987-90).



Graf č. 16: Mikroposuny zaznamenané meradlom Plavecká 1. rast Y - ľavostranný horizontálny posun, rast Z - pokles sz. bloku.



Graf č. 17: Mikroposuny zaznamenané meradlom Plavecká 2. rast Z - pokles jz. bloku, hviezda reprezentuje blízke zemetrasenie (viď tabuľku č. 10).

Podľa našich meraní v jaskyni výrazne vystupuje systém zlomov SSV, SSZ, menej sa uplatňujú poruchy S-J a VSV smeru.

Na začiatku roku 2007 sme v danej jaskyni inštalovali dve meradlá. Jedno je osadené v tzv. Spodnom podlaží naprieč poruchou SSV-JJZ smeru, ktorá je súčasťou výraznej zlomovej zóny Mur-Mürz-Leitha-Plavecké Podhradie-Dobrá Voda a nachádza sa na tzv. Dúbravskej poruche, ktorá od vrchného miocénu vykazuje ľavostranný horizontálny smerný zmysel pohybu (Marko a kol., 1990b). Druhé meradlo som inštaloval v tzv. Kvapľovej sieni (obr. č. 57) naprieč poruchou SSZ-JJV smeru ($240^{\circ}/65^{\circ}$), ktorá koreluje s tzv. Lakšárskym zlomom. Z veľmi krátkeho merania zatiaľ vyplýva, že na poruche SSV-JJZ smeru dochádza k ľavostranným posunom (graf č. 16) a zároveň poklesom s vergenciou do Zohorsko-Plaveckého bazénu. Tieto smerné pohyby sú v zhode so všeobecnými predstavami mechanizmu pohybov v rámci zlomovej zóny Mur-Mürz-Leitha (Hók a kol., 2000) a mechanizmom pohybov od vrchného miocénu (Marko a kol., 1990b). Pre krátkodobé sledovanie, nie je však možné pre danú poruchu definovať veľkosť pohybových trendov.

Druhé meradlo zaznamenáva rovnako zreteľné pohyby. Z doterajšieho sledovania je zrejmý pokles jz. bloku s celkovou hodnotou 0,09 mm, so začiatkom procesu v mesiaci máj. Predchádzajúci pohyb mal však trend opačný, tzn. severovýchodný prešmyk. Zmysel pohybu sa zmenil po blízkom zemetrasení č. 4 (graf č. 17, tab. č. 10). Išlo o najsilnejšie blízke zemetrasenie, zachytené v príľahlej oblasti. Po zemetrasení sa zmenil zmysel pohybu na zlome SZ-JV smeru na poklesový. Tieto vertikálne pohyby vysvetľujú príčiny porušenia sintrovej výzdoby v Hornom podlaží Plaveckej jaskyne, vyvinutom na poruche, na ktorej je osadené i meradlo Plavecká 2.

číslo	dátum	čas	zem. šírka	zem. dĺžka	hĺbka	M_L
1.	10.3.2007	01:16:00	48.504	17.339	5.1	0.6
2.	1.4.2007	14:34:00	48.483	17.316	11	0.5
3.	10.4.2007	21:33:09	48.493	17.301	13.5	0.5
4.	20.5.2007	21:17:53	48.538	17.294	7.8	0.9
5.	9.6.2007	15:57:40	48.500	17.320	13	0.3
6.	11.8.2007	12:35:35	48.490	17.230	9	0.3

Tab. č. 10: Zemetrasenia zaregistrované počas sledovaného obdobia v blízkom okolí Plaveckej jaskyne (seizmické údaje poskytnuté f. Progseis).

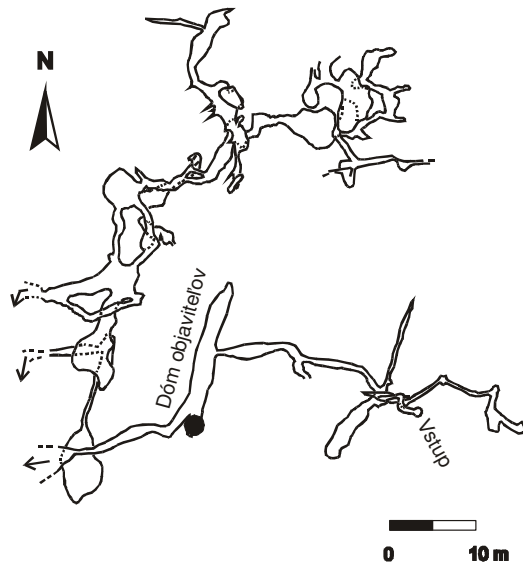
Čachtická jaskyňa (GPS: $48^{\circ} 44' 31''$ N, $17^{\circ} 47' 22''$ E, ± 36 m). Jaskyňa patriaca medzi desať najrozsiahlejších jaskýň na Slovensku (Bella a Hlaváč, 1992) tvorí zároveň i najsevernejšiu lokalitu v rámci malokarpatskej siete extenzometrických meradiel. Jaskyňa je vyvinutá v Čachtickom krase vo wettersteinských vápencoch. Pre monitoring mikropohybov tu bola

vybraná časť nazývaná “Autobus” (Dóm objaviteľov, obr. č. 59), ktorá je vyvinutá na výraznej poruche 270/80, so zachovanými tektonickými zrkadlami (striácie 005/15) a čerstvým porušením sintrovej výzdoby (obr. č. 58).



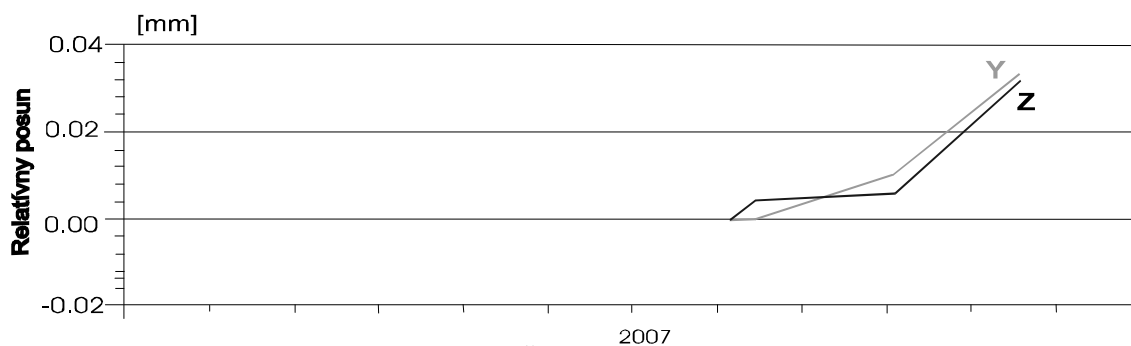
Obr. č. 58: Drobné trhlinky v sintrovej výzdobe v časti nazývanej Autobus reflektujú pretrvávajúce pohyby na zlomovej ploche, naprieč ktorej je meradlo TM71 osadené.

Založenie časti "Autobus" na zlomovej poruche zaregistroval už Mitter (1974). Meradlo v Čachtickej jaskyni bolo osadené v auguste 2007.



Obr. č. 59: Čierny bod znázorňuje situáciu meradla TM71 vo východnej časti Čachtickej jaskyne (upravené podľa mapového podkladu: Sluka a kol., 1978-99).

Z doterajšieho sledovania pohybov je zreteľný nárast smernej ľavostrannej strihovej zložky a zároveň vertikálnej zložky (graf č. 18), ktorá ma vergenciu k poklesom smerom k Vážskemu zlomovému systému. Tieto merania sú však veľmi krátkodobé, preto nie je možné vyvodzovať veľkosť pohybových trendov.



Graf č. 18: Mikroposuny zaznamenané meradlom Čachtická j. rast Y - ľavostranný horizontálny posun, rast Z - pokles východného bloku.

Z predložených výsledkov extenzometrických meraní na významných zlomových poruchách sledovanej oblasti vyplýva:

- mikropohyby v rozmedzí desiatín milimetrov, rovnako ako rotácie do 0,1 grad sme pozorovali pomocou všetkých meradiel v epicentrálnej oblasti Dobrá Voda pred, po a v priebehu najväčšieho zemetrasenia z 13. 3. 2006. Tieto veľkosti pohybu sú v zhode s vypočítanými priemernými rýchlosťami zlomových pohybov pre obdobie pliocén/kvartér (Kováč a kol., 2004);
- pohyby sa nevyskytli iba v priebehu zemetrasenia z 13. 3. 2006 ale rovnako pred daným zemetrasením;
- nasledujúce zemetrasné udalosti sa vzhľadom na ich nižšiu energiu neprejavili na všetkých lokalitách a mali teda iba lokálny účinok;
- pohyby vo vzťahu k zemetraseniu nemusia byť zachytené na všetkých sledovaných lokalitách. Do úvahy treba rovnako zohľadniť skutočnosť, že v prípade že sledované bloky tvoria pohybujúcu sa sústavu, obidva bloky sa môžu pohybovať rovnakou rýchlosťou a tento proces sa na výsledkoch z meraní neprejaví.
- zemetrasenie z 13. 3. 2006 sa javí ako zlomový bod, ktorý sa reflektoval na zmene chovania sa všetkých pozorovaných zlomových štruktúr. To môže byť vysvetlené buď uvoľnením energie alebo relaxáciou pôvodných pohybov;
- zaznamenané pohybové trendy a uhlové odchýlky súhlasia s doteraz publikovanými geologickými výsledkami a mechanizmom tektonických pohybov v rámci zlomovej zóny prechádzajúcej sledovaným územím;
- vertikálne pohyby môžu byť sprevádzané zvýšeným výskytom radónu;
- navzdory pozitívnym zhodám je však k výsledkom nutné pristupovať citlivo a opatrne. Krátkodobosť monitoringu nám neumožňuje vyslovovať akékoľvek predpovede chovania sa tejto oblasti do budúcnosti.

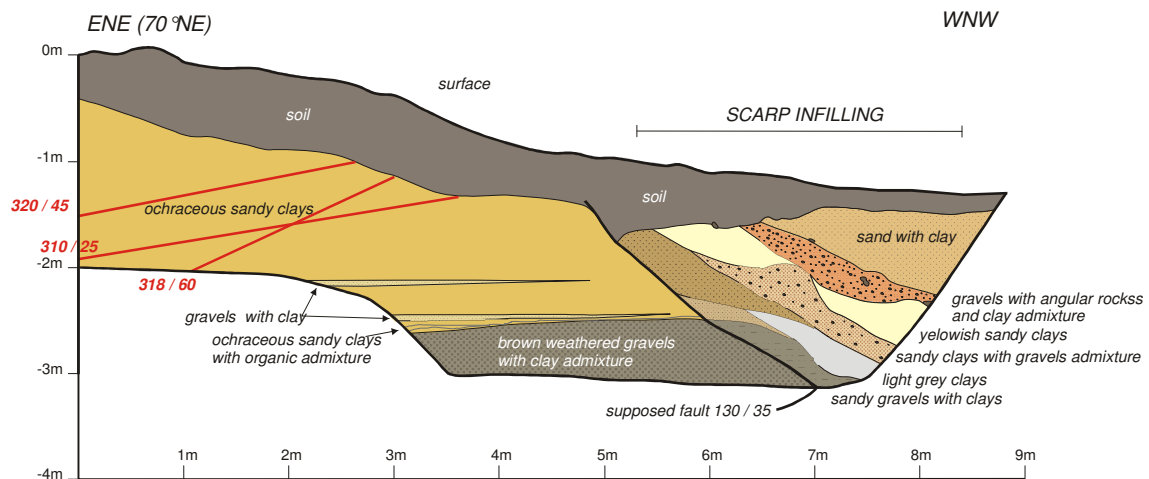
13.2. Prieskumné odkryvné práce

Za účelom overenia priebehu a potenciálne veku porúch na lokalite Na Včelíne v obci Dobrá Voda sme (Briestenský, M. a Stemberk, J., ÚSMH AV ČR) v spolupráci s ŠGÚDŠ v Bratislave (L. Petro a J. Hók) vybudovali prieskumnú ryhu (obr. č. 60).



Obr. č. 60: Systém dokumentácie odkryvu v ryhe na Včelíne formou siete štvorcov s rozmermi 50x50 cm.

Cieľom tejto práce bol predpoklad možnosti datovania zlomovej aktivity na základe prítomnosti organických sedimentov v zlomovej poruche. Tento zámer sa nám však pre nedostatok danej zložky nepodarilo splniť. Práce ale preukázali prítomnosť zlomov neotektonického veku. Podarilo sa nám zachytiť dva systémy porúch a to poklesového charakteru s vergenciou k JV (obr. č. 61 a 62) upadajúcej do údolia Životína (130/35) a pravdepodobne spätných prešmykov upadajúcich k SZ (obr. č. 61).



Obr. č. 61: Geologická interpretácia prieskumnej ryhy na lokalite Na včelíne. Čiernou čiarou je zvýraznený poklesový zlom a červenými zlomy prešmykového charakteru.

Obidva systémy porušujú pliocénne sedimenty, čo definuje ich neotektonickú aktivitu. Prítomnosť poruchy upadajúcej do údolia Životína podala priamy dôkaz o prítomnosti poklesových zlomov kontrolujúcich dynamiku tohoto údolia. Zlomový pôvod v danej časti indikuje rovnako značný počet výskytov pramenitov a bezodtokových depresíí. Podrobnejšie

bola daná problematika rozvedená v kapitolách 11.1.6. a 12.



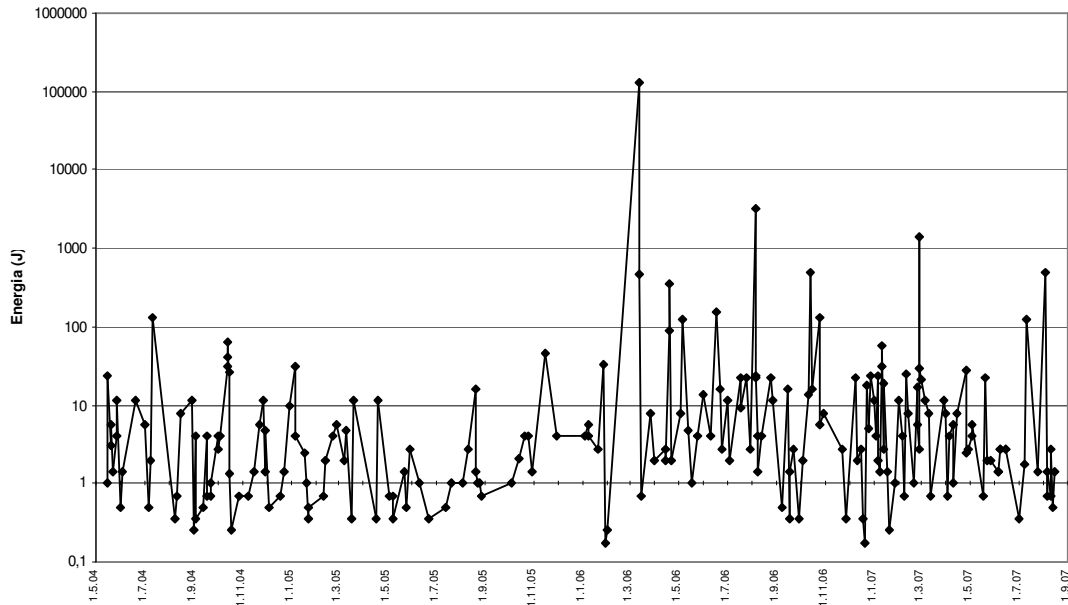
Obr. č. 62: Zlom 130/35 (tmavá farba) prechádzajúci ryhou sa vyznačoval výrazne vyhladeným povrchom.

14. Syntéza údajov o prejavoch geodynamickkej aktivity v študovanej oblasti

14.1. Časové a priestorové strety výskytov geodynamických javov v študovanej oblasti

Pre porovnanie pohybových tendencií so zemetrasnou aktivitou sledovaného územia, vzal som do úvahy seizmicky uvoľnenú energiu v danej epicentrálnej oblasti, pričom pre jej výpočet som vychádzal zo zjednodušeného základného vzťahu: $\log(E)$ je proporciálne $1,5 \cdot M$, kde E je uvoľnená energia a M je magnitúda zemetrasenia (http://earthquakes.usgs.gov/learning/topics/how_much_bigger.php). Z nižšie uvedeného grafu (graf č. 19) vyplýva, že najviac uvoľnenej energie v epicentrálnej oblasti Dobrá Voda počas obdobia monitoringu sa vyskytlo v marci 2006. Toto výrazné obdobie bolo zachytené prístrojmi TM71 na všetkých lokalitách (viď podkapitola 13.1.). Po tejto udalosti nasledujúce zemetrasenia boli zaregistrované iba jednotlivými meradlami prípadne niekoľkými prístrojmi.

Na základe výsledkov z extenzometrických meraní som vypracoval model, ktorý je na obrázku č. 63. Zjednodušenú schému pohybov v sledovanej oblasti sme predložili i v príspevku v časopise *Geologica Carpathica* (Briestenský a kol., 2007). Od začiatku merania pred najväčším zachyteným zemetrasením (A) z 13. 3. 2006 dominovali v rámci strihovej zóny Mur-Mürz-Leitha-Plavecké Podhradie-Dobrá Voda ľavostranné smerné posuny, ktoré nútili mikrobloky tvoriace danú zónu rotovať v ľavostrannom smere, čím na ich okrajoch dochádzalo k pravostranným zlomovým strihom. Tieto strihy sme zaregistrovali na lokalite Slopý a Zbojnícka jaskyňa. Ľavostranná rotácia je priamo dokumentovaná na lokalite Dobrá Voda.

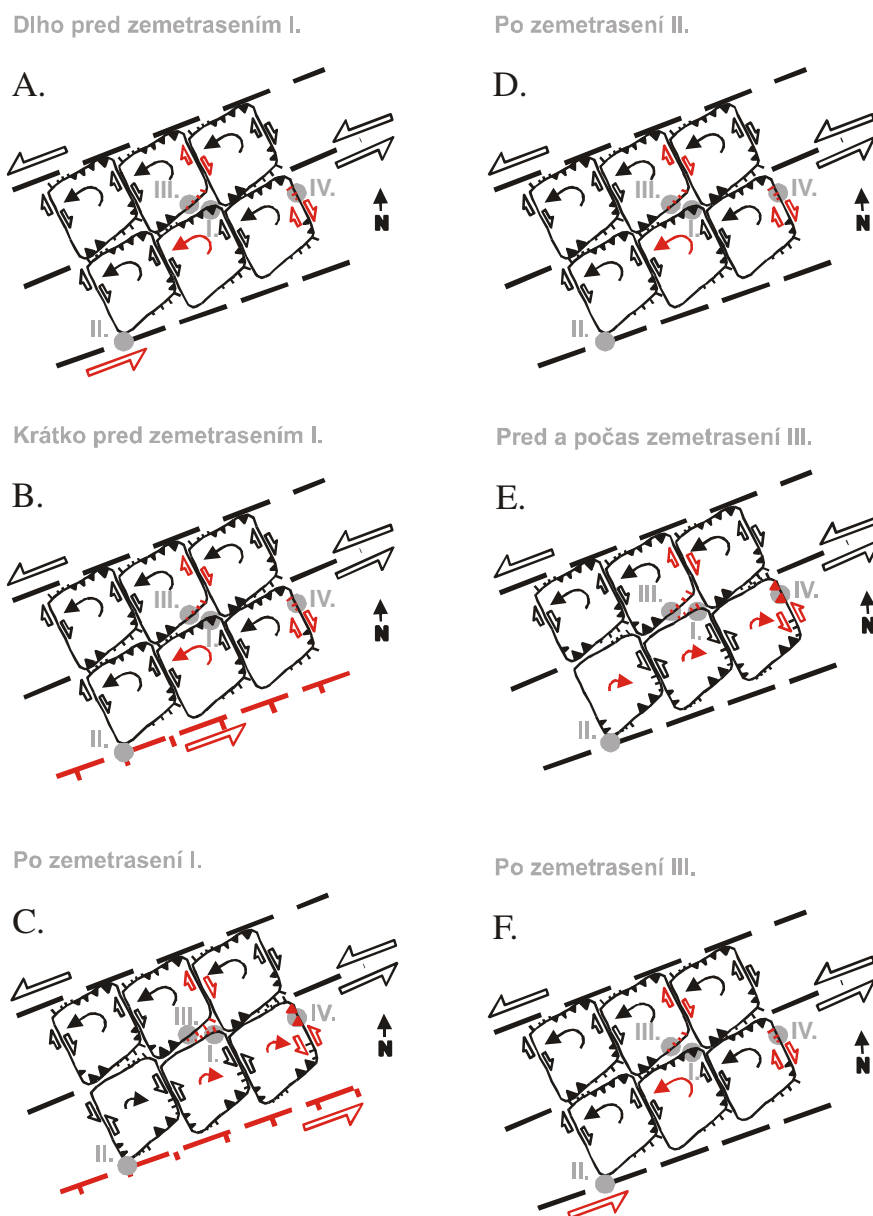


Graf. č. 19: Energia zemetrasení v oblasti Malých Karpát vypočítaná pomocou veľkosti magnitúda M_L za sledované obdobie 2004-2007 z údajov poskytnutých f. Progseis. Veľkosť energie je v logaritmickej mierke.

Tesne pred zemetrasením (B) z 13. 3. 2006 dochádza k poklesom na východnom okrajovom Malokarpatskom zlome (Smolenickom zlome). Táto subsidencia bola dokumentovaná zhruba mesiac a pol pred samotným zemetrasením na lokalite Prekážka. Počas uvedeného zemetrasenia dochádza i k poklesu na zlome SV-JZ smeru s vergenciou k SZ na lokalite Slopy. Tento pôvodne prešmykový zlom v súčasnosti pravdepodobne funguje ako zlom poklesový s vergenciou k SZ, teda do oblasti severnej časti Viedenskej panvy.

Po zemetrasení (C) dochádza k uvoľneniu napätia vyvolaného strihovým mechanizmom a mikrobloky v tesnej blízkosti Smolenického zlomu relaxujú pôvodné ľavostranné rotačné pohyby pohybmi pravostrannými. Naďalej dochádza k poklesom na okrajovom Malokarpatskom (Smolenickom) zlome. Krátko po uvedenom zemetrasení došlo ku zemetrasnému roju v blízkosti obce Trstín a dynamika tejto časti sa navrátila do zhruba pôvodného stavu (D) pred prvým zemetrasením (A).

Tretiu geodynamickú zmenu (E) reprezentujú dva otrasy: 12. 7. 2007 pri obci Dolná Krupá $M=1,4$; 4. 8. 2007 pri obci Dobrá Voda $M=1,8$. Počas týchto dvoch udalostí dochádza k relaxácii pohybov rovnako ako po prvom zemetrasení (C). Na lokalite Dobrá Voda však k zmene rotácie došlo zhruba vo februári a táto zmena pokračovala do polovice júna, kedy dochádza opäť k ľavostrannej rotácii. Zmena rotácie mikroblokov na lokalite Prekážka bola krátkodobá a viazaná výlučne na zemetrasenie z 12. 7. 2007. Došlo tu k dosunutiu sz. bloku voči bloku jv. Rovnaký proces sa udial i na lokalite Zbojnícka jaskyňa počas zemetrasenia zo 4. 8. 2007. Posledné obdobie (F) po týchto zemetrasných udalostiach je opäť zhodné s režimom A. Dominantne tu teda opäť figuruje ľavostranný horizontálny posun na zlomoch tejto zlomovej zóny.



Obr. č. 63: Model pohybov v epicentrálnej oblasti Dobrá Voda. Červenou farbou sú vyznačené pohyby dokumentované prístrojmi TM71. Lokality: I. - Dobrá Voda, II. - Prekážka, III. - Slopy, IV. - Zbojnícka jaskyňa.

Zo schémy (obr. č. 63) taktiež vystupuje zaujímavá skutočnosť. V jednom období dochádza u susedných blokov k protichodnej rotácii (C, E). Tento pohyb by mohol jednoducho vysvetliť príčinu poklesov v centrálnej časti Dobrovodskej depresie, predovšetkým v oblasti Životína. Podobný mechanizmus (tzv. nožnicové otváranie) vzniku Piešťanského bazénu (Blatnianskej depresie) predkladajú Marko a Kováč (1996). Pri tomto procese by v centrálnej dobrovodskej depresii dochádzalo k opačnej rotácii dvoch susedných blokov, otváranu klinovitého bazénu na ich styku, za vzniku poklesových zlomov na okraji blokov. Vznik takéhoto bazénu by teda nevyžadoval mechanizmus pull-apart. Dôkazy tejto hypotézy nachádzam v údolí Životína, ktorý má klinovitý tvar, okraje lemujú poklesové zlomy a v celom údolí sa nachádzajú bezodtokové depresie a množstvo prameňov s recentnou tvorbou pramenitov, dokumentujúcich prítomnosť živých zlomových štruktúr.

Z doterajších extenzometrických meraní na jednotlivých zlomových štruktúrach rovnako vyplýva, že zlomy SZ-JV smeru fungujú v súčasnosti ako pravostranné a zlomy SV-JZ smeru prevažne ako ľavostranné. Výnimkou je iba zlomová porucha na lokalite Slopý. Tá však tvorí iba okraj bloku, ktorý rotuje v rámci strihovej ľavostrannej zóny zlomov ohraničujúcich Brezovskú eleváciu. Taktiež veľkosť horizontálnych pohybových trendov je v prípade zlomov s vergenciou k smeru SV-JZ väčšia ako u zlomov SZ-JV smeru. Najväčší trend je na lokalite Prekážka 0,24 mm/rok. Trendy na poruchách SZ-JV smeru sú o jeden rád nižšie. Z týchto skutočností teda vyplýva, že významným smerným pohybom je v danej oblasti ľavostranný strih na zlomoch SV-JZ smeru, generujúci pravostranný pohyb na poruchách smeru SZ-JV ľavostrannou rotáciou mikroblokov v rámci tejto zlomovej zóny. Morfometrické podklady pre možnosť rotácie mikroblokov predkladám i v podkapitole 11.1.3.

Z výsledkov morfometrických analýz taktiež vyplýva dominancia smerov SV-JZ a SZ-JV. Tieto môžu byť v súčasnosti aktivizované nielen v dôsledku ľavostranných strihov na poruchách SV-JZ ale i odozvou na extenzný režim Blatnianskej depresie. Juhovýchodný okraj sledovaného územia je ovplyvnený poklesávaním uvedeného bazénu a v rámci extenzie SV-JZ sa aktivizujú ľahové poruchy SZ-JV smeru - aktivita údolia v oblasti Zbojníckej jaskyne. Najväčšie vertikálne pohyby za sledované obdobie sme zaregistrovali práve na okraji Blatnianskej depresie na lokalite Prekážka, ktoré dosiahli v roku 2006 hodnotu 0,6 mm. Z priamych pozorovaní zlomových štruktúr (kapitola 11.1.1.) zároveň vyplýva, že dominantný smer porúch SV-JZ na zlomoch sa v morfometrických analýzach reflektuje až na druhom mieste za smerom SZ-JV. Tento smer teda nie je v súčasnosti dominantne morfológicky určujúci. Na základe uvedených poznatkov je možné predpokladať, že prejavy zlomovej aktivity nemajú v danej oblasti primárny pôvod výlučne v prítomnosti zlomovej strihovej zóny Mur-Mürz-Leitha-Plavecké Podhradie-Dobrá Voda smeru SV-JZ, ale v kontakte tejto zóny a severovýchodného okraja Podunajskej nížiny (Blatnianskej depresie), pričom SV-JZ extenzia Podunajskej depresie umožňuje aktivizáciu porúch SZ-JV smeru. Obidva procesy: horizontálne strihy a poklesy sa v oblasti stýkajú a vzájomne dopĺňajú. Nemožno tu ale vylúčiť i ďalší mechanizmus vzniku pohybov. Taktiež je zreteľné, že pri porovnaní ružicových diagramov azimutu zlomov (podkapitola 11.1.1.) a orientácii lineárnych úsekov tokov (podkapitola 11.1.3.) sú si tieto dva grafy značne podobné. Daná skutočnosť vysvetľuje vlastnosť riečnej siete kopírovať oslabené zóny. Je nutné však zohľadniť pomerne malý súbor dát o priamom pozorovaní zlomov v porovnaní s údajmi o orientácii úsekov tokov.

Na zlomové systémy SZ-JV a SV-JZ smeru sú v danej oblasti viazané i výskyty rozsiahlych svahových deformácií, výstupov podzemných vôd, výskytov pramenitov, bezodtokových depresí a výskyt rašelin. Na križovaní týchto dvoch systémov sa nachádzajú najväčšie svahové deformácie na lokalite Šidlová, Lažteky a Lipy. Aktivita uvedených zlomov sa reflektuje i v priestorovom usporiadaní krasových javov. Najvýraznejšie sa prejavuje lineárnym združením závrto v oblasti Hlboký dol a Šidlová. Rozsiahly výskyt rašelin je rovnako viazaný na zlomové údolie toku Blava, ktoré má zlomový pôvod a smer SZ-JV. V pokračovaní tohoto zlomu sa nachádza rozsiahla gravitačno-tektonická porucha postihujúca sv. svah Slopov a taktiež lineárne združené závrty v údolí Dolina. Dominancia uvedených zlomov sa reflektuje výrazne i v orientácii erózných rýh. Významne predisponuje ich smer na lokalitách Pálenice, Za kláštorom, Pod Rakytkou, Čierna hora a Kultúra. V orientácii rýh dominuje hlavný smer SZ-JV (kapitola 11.1.3.).

Priamu kontrolu zlomov na formovanie údolí som vysledoval v údolí Zbojníckej jaskyne, kde v dne tohoto údolia je možné nájsť tektonické zrkadlá poklesových zlomov. Rovnako zosuvný sv. okraj Šidlovej naznačuje náväznosť na aktívne zlomy. Priamy dôkaz som predložil na základe meraní pomocou meradla TM71 osadeného v Zbojníckej jaskyni

pod dnom údolia. Druhé údolie kontrolované zlomovou aktivitou je údolie toku Blavy. Okrem tektonických zrkadiel v Dechtickom lome, bývalej vápenke v obci Dobrá Voda, deklarujúcich minulú aktivitu týchto štruktúr, priamy dôkaz o neotektonickej aktivite tohoto systému poskytol výskyt bezodtokových depresí a rašeln pod obcou Dobrá Voda. Zlomovú kontrolu vzniku údolia som taktiež preukázal pre údolie toku Životín. Prítomnosť bezodtokových depresí, skarpov na okrajoch, lineárne združených výskytov pramenitov ako i priame pozorovanie zlomov pomocou výkopových prác dokladajú recentnú aktivitu zlomov prechádzajúcich týmto údolím. Tektonickú kontrolu vzniku údolí na severnej strane Šidlovej a Lažtekov, transversálnych na údolie Blavy, odráža prítomnosť zlomových plôch a rozsiahly výskyt svahových deformácií. Toto zlomové pásmo sa rovnako reflektuje i v údolí pravostranného prítoku Krupského potoka na lokalite Lipy. Zlomový pôvod má i časť úseku Krupského potoka od sútoku so Švajčiarkou smerom na sever, ktorý je dokumentovaný prítomnosťou smerne posuvného zlomu v bývalom lome. Aktivita tejto poruchy v súčasnosti nie je však známa.

15. Záver

Dobrovodská epicentrálna oblasť je najaktívnejšou na území Slovenska a taktiež lokalitou s bohatou históriou geologického výskumu. Do súčasnosti však chýbala štúdia, ktorá by zlúčila poznatky z viacerých geologických a geomorfologických oborov a súčasne sledovala priame prejavy recentnej tektonickej aktivity v danej oblasti. Takou prácou je predkladaná štúdia. Prináša poznatky z niekoľkoročných terénnych pozorovaní javov a procesov súvisiacich so zlomovou aktivitou, aktuotektonickým režimom oblasti a zároveň prináša výsledky z priamych pozorovaní chovania sa horninového prostredia v priebehu seizmických udalostí. To umožnilo vybudovanie siete extenzometrických prístrojov TM71 v sledovanej zlomovej zóne. Prístrojová sieť bola taktiež doplnená i o indikátor radónu TS96. Výsledky extenzometrických meraní poodhalili dynamiku režimu územia a význam okrajových poklesových Malokarpatských zlomov na štruktúrnu stavbu dobrovodskej oblasti. Taktiež poukázali na pretrvávajúcu rotáciu mikroblokov v rámci ľavostrannej strihovej zóny Plavecké Podhradie-Dobrá Voda. Vybudovanie siete extenzometrických meradiel prispelo k rozšíreniu poznatkov o vplyve zlomových porúch na súčasné formovanie jaskynných priestorov v oblasti Malých Karpát. Tieto merania budú do budúcnosti naďalej pokračovať a pravdepodobne poodhalia niektoré významné skutočnosti vo vývine sledovaných podzemných priestorov ako i geodynamike študovanej oblasti.

Výsledky tejto práce možno zhrnúť do niekoľkých bodov:

1. zlomy v dobrovodskej oblasti vykazujú súčasné pohybové trendy rádovo v desatinách milimetrov za rok na poruchách SV-JZ smeru, pričom na poruchách SZ-JV smeru sú o jeden rád nižšie,
2. na zlomoch SZ-JV prevažujú pravostranné smerné horizontálne smerné posuny a na zlomoch SV-JZ ľavostranné posuny,
3. ľavostranný smerný posun v rámci zlomovej zóny Plavecké Podhradie-Dobrá Voda pravdepodobne núti bloky hornín k ľavostrannej rotácii, ktorá môže byť následne relaxovaná uvoľnením napätia zemetrasením,
4. zmeny horninového napätia pred a po zemetrasení je možné zaregistrovať na základe

zmeny posunov na prístrojoch TM71,

5. počas blokových pohybov môže dochádzať k výraznému zvýšeniu obsahu radónu v podzemných prietoroch,

6. z analýzy smeru lineárnych úsekov svahov, orientácie erózných rýh a úsekov tokov vyplýva dominancia smeru SZ-JV a SV-JZ korelujúca so smerom aktívnych zlomových štruktúr v oblasti,

7. výskyt rozsiahlych zosuvov, bezodtokových depresí, výstupov podzemných vôd, pramenitov, závtov a rašelin je viazaný na zlomové zóny SZ-JV a SV-JZ smeru,

8. výskyt penovcov je viazaný dominantne na križovanie zlomov,

9. lineárne združovanie krasových javov má tendenciu kopírovať smer zlomových porúch

10. rozsiahle gravitačno-svahové deformácie sa nachádzajú v tesnom kontakte s významnými zlomami

11. živé porušenie sintrovej výzdoby reflektuje recentnú zlomovú aktivitu zlomov prechádzajúcich jaskynnými systémami,

12. z výsledkov priamych pozorovaní zlomov v odkryvoch vyplýva, že v sledovanej oblasti prevládajú zlomy s azimutom SV-JZ a SZ-JV. Rovnako sa uplatňujú i poruchy S-J smeru. Zmysel pôvodných horizontálnych pohybov sa na poruchách SZ-JV a SV-JZ smeru mení, zatiaľ čo na poruchách S-J smeru som vysledoval výlučne ľavostranný zmysel pohybu. Zmena smeru zmyslu pohybov je v súlade so zmenami paleonapätí v priebehu geologického vývoja daného územia,

13. z priamych pozorovaní zlomových štruktúr taktiež vyplýva, že dominantný SV-JZ smer porúch sa v morfometrických analýzach reflektuje až na druhom mieste za smerom SZ-JV. Smer SV-JZ teda pravdepodobne nie je v súčasnosti dominantne morfologicky určujúci. Na základe uvedených poznatkov je možné predpokladať, že prejavy zlomovej aktivity nemajú v danej oblasti primárny pôvod výlučne v prítomnosti zlomovej strihovej zóny Mur-Mürz-Leitha smeru SV-JZ, ale v kontakte tejto zóny a severovýchodného okraja Podunajskej nížiny (Blatnianskej depresie), pričom SV-JZ extenzia Podunajskej depresie umožňuje aktivizáciu porúch SZ-JV smeru a relaxáciu napätí vďaka poklesom do depresie.

16. Summary

In the scope of my Ph.D. thesis, the epicentral Dobrá Voda area was selected for study of geodynamical hazards connected with active faults crossing the area. There was chosen some geomorphological, geological as well as geotechnical methods to discover recent tectonic regime. Among geomorphological methods belong: orientation of erosion furrow, drainage linearity, orientation of the linear slope sections and river profile analysis. The chosen geotechnical methods included extensometric measurements along significant faults using TM71 gauge, well water level measurements and radon gas concentration observation. Furthermore, the field mapping of the geodynamical hazards and faults in the outcrops were practiced as well.

The obtained results showed close relationship between fault striking and drainage system orientation as well as erosion furrows orientation. Furthermore, wide-ranging slope deformations are located along faults with proved activity and the both phenomena were studied and registered. Moreover, striking faults are reflexing by tufas, sag ponds and swallow holes occurrence on the surface. The subsurface active fault display is documented by sinter damages along the faults in the local Zbojníčka and Slopy Caves. This manifestation influenced these caves to study fault microdisplacements and the net was extended by two

extensometric TM71 gauges situated on the surface localities too. The monitoring results showed significant tenths and hundredths mm movement trends per year as well as strain regime changes during local significant earthquakes in 2006. On the other hand, sense of fault displacements showed sinistral block rotation in the wide-ranging sinistral Mur-Mürz-Leitha fault zone, which can be changed into dextral block rotation after quake as a strain relaxation.

17. Literatúra

Aubrecht, R., Halozka, R., Kováč, M., Krejčí, O., Kronome, B., Nagymarosy, A., Plašienka, D., Přichystal, A., a Wagriech, M., 2003: Geologická stavba oblasti na styku Alpsko-karpatsko-panónskej sústavy a príľahlých svahov Českého masívu. Univerzita Komenského, Bratislava,

Bada, G., 1999: Cenozoic stress evolution in the Pannonian Basin and surrounding orogens. *Academisch proefschrift, Vrije Univesiteit Amsterdam*, 1 – 187.

Baker, V., R., Kochel, R., C., a Patton, P., C., 1988: Flood geomorfology. Wiley, New York, pp. 503.

Bañacký, V., Halouzka, R., Horniš, J., Kernáts, G., Maglay, G., a Pristaš, J., 1993: Geodynamický vývoj územia Slovenska počas kvartéru. Geodynamický vývoj a hlbinná stavba Západných Karpát, Zborník referátov zo seminára uskutočneného dňa 17. a 18. 12. 1992, Bratislava, 239 – 242.

Baráth, I., a Kováč, M., 1989: Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti egenburských klastík v západnej časti Západných Karpát. *Miscelanea micropaleontologica IV*, Knihovnička Zemného plynu a nafty, 9, 55-86.

Bella, 2006: Príspevok k morfológii a genéze jaskyne Driny. *Aragonit* 11, 4-9.

Bella, P. a Hlaváč, J., 1992: Tabuľky najdlhších a najhlbších jaskýň na Slovensku (stav k 31. 12. 1991). *Slovenský kras*, 30, 197-201.

Beránek, B., a Zounková, M., 1979: Erforschung des Tiefbaus der Erdkruste in der CSSR unter Ausnützung Industriemässiger Sprengungen. CBGA, Proceedings of the Xth Congress, Section VIII – Geophysics., GÚDŠ, Bratislava, 103.

Bezák, V., Broska, M., Elečko, M., Havrila, M., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M., a Vass, D., 2004: Tektonická mapa Slovenskej republiky. ŠGÚDŠ, Bratislava.

Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J., a Vozárová, A., 1996: Geologická mapa Slovenskej republiky. GSSR, Briatislava.

Bielik, M., Kováč, M., Kučera, I., Michalík, P., Šujan, M., a Hók, J., 2002: Neoalpine linear

density boundaries (faults) detected by gravimetry. *Geologica carpatica*, 53, 4, Bratislava, 235-244.

Bizubová, M., 2003: Problémy zarovnaných povrchov vo svetle nového pohľadu na geodynamický vývoj Západných Karpát. *Geomorfologický sborník 2*, Plzeň, 207 – 213.

Bíl, M., 2002: Využití geomorfologických technik při studiu neotektoniky (na příkladu Vsetínských vrchů). Manuscript, Dizertačná práca, Přírodovědecká fakulta MU, Katedra geografie Brno.

Briestenský, M., 2005: Monitoring tektonických pohybov v dobrovodskej zlomovej zóne. *Mineralia Slovaca*, 37, 3, 490-491.

Briestenský, M., 2005b: Tectonic research in Dobrá Voda depression, Western Carpathians, (Slovakia). In: Zuchiewicz, W., Przybylski, B. Badura, J. (ed.), 2005: *Aktivne Uskoki Europy Środkowej*, Wrocław, 106-110.

Briestenský, M. a Stemberk, J., 2007a: Súčasné pohyby registrované vo vybraných jaskyniach dobrovodskeho krasu. *Slovenský kras, XLV, Liptovský Mikuláš*, 55-63.

Briestenský, M. a Stemberk, J. 2007b: Recent displacements registered in selected caves of Dobrá Voda karst area in Slovakia. *Acta geodynamica et geomaterialia*, 4, 1, 31-38.

Briestenský M., Stemberk J., a Petro L., 2007: Displacements registered around March 13, 2006 Vrbové earthquake, M=3,2 (Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 58/5, 487-493.

Briestenský, M. a Stemberk, J., 2008: Monitoring mikropohybov v jaskyniach západného Slovenska. *Slovenský kras, XLVI*, (in print).

Briestenský, M., Stemberk, J., a Zvonár, P., 2008: Zvýšený výskyt radónu vo vzťahu k zlomovým pohybom v jaskyni Driny. *Zborník referátov z konferencie Kras 2008*, 18. 4. 2008, Sloup, 117-119.

Briestenský, M., Holúbek, P., Košťák, B. a Stemberk, J., 2008b: Obnovenie monitoringu mikropohybov na lokalite Štrochy (Veľká Fatra). *Spravodaj SSS*, 34, 2, Liptovský Mikuláš, 42-43.

Brouček, I., 1981: *Seizmologická studie Jaslovské Bohunice*. SAV, Bratislava.

Brož, M. a Bělař, F., 2002: Ware table fluctuation in the West Bohemian Earthquake region. *Acta Montana*, 20, 124, 133-139.

Buday, T., Cambel B., Mahel', M., a kol., 1962: *Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, Wien-Bratislava*. Bratislava, Geofond.

Cao, X. a Bian Q., 2004: Recurrence anomaly of ground water behavior before strong earthquakes in North China. *Acta Seismologica Sinica*, 17, 163-171.

Činčura, J., 1998: Príspevok k poznaniu paleokrasu predvrchnokriedového veku Brezovských

- Karpát. Slovenský kras, XXXVI, Liptovský Mikuláš, 133-139.
- Činčura, J., Gross, P., a Köhler, E., 1991: Dôkazy paleokrasu kriedovo-paleocénneho veku v Malých Karpatoch. Slovenský kras, 29, Liptovský Mikuláš.
- Decker, K., Peresson, H., a Hinsch, R., 2005: Active tectonic and Quaternary basin formation along the Vienna Basin Transform fault. *Quaternary Science Reviews*, 24, 307-322.
- Demek, J., (ed.), 1972: Manual of detailed geomorphological mapping. Academia, Praha, 344 pp.
- Demoulin, A., 1998: Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). *Geomorphology*, 24, 189-208
- Dennis J. G. a Murawsky H., 1988: International tectonic lexicon. – second volume. – E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 153 pp.
- Dlabač, M., 1960: Poznámky kue vztahu mezi tvarem povrchu a geologickou stavbou Podunajskej nížiny. *Geologické práce*, 59, 69 – 101.
- Dlabač, M. a Adam, Z., 1987: Geologická interpretace reflexně seismického měření v Malé dunajské nížině, tektonické členění a rozbor struktur. MS Geofyzika, Brno.
- Dobrev, N., D., Košťák, B., 2000: Monitoring tectonic movements in the Simitli Graben, SW Bulgaria. *Engineering Geology*, 57, 179-192.
- Doležal, J., Vašinová, J., Pěničková, M., Velich, R., Šutora, A., a Havelková, V., 1987: Geofyzikální studie geotektonické stavby pro účely jaderné elektrárny Jaslovské Bohunice. Správa, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 87 pp.
- Dostál, P., Hubatka, F., Jihlavec, F., a Jihlavcová, R., 1991: Zpráva o detailním reflexně seismickém průzkumu v oblasti Dobré Vody v roce 1990. Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 22 pp.
- Droppa, A., 1955-56: Plavecká jaskyňa. Československý kras 8-9, Brno, 120-123.
- Dubovský, A., 1986: Geofyzikálny prieskum v oblasti Brezovských a Čachtických vrchov. Geofond, Bratislava, 1 - 17.
- Đurica, D., Namestnikov J.G., Pagáč J., a Roth, Z., 1986: Ložiská ropy a zemného plynu v strednej Európe. *Mineralia slovacae*, 284 pp., Bratislava.
- Dubovský, A., 1987: Doplnujúci geofyzikálny prieskum v oblasti Brezovských Karpát. Správa, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 17 pp.
- Dvořáková, V.: Fyzikální vlastnosti hornin na vrtu DV-1, Dobrá Voda. Správa, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 37 pp.
- Fecek, P., 1994: Dobrá Voda-seizmické merania, hydrogeologický dozor. Správa, Hydrocomp, Bratislava, 12 pp.

- Fecker, E., Košťák, B., Rybář, J., a Stemberk, J., 1999: Beobachtung rezenter tektonischer Bewegungen im Wattkopftunnel bei Ettlingen. – Jber. Mitt oberrhein. Geol. Ver., 81, 355-364 (In German).
- Fusán, O., Blížkovský, M., Ibrmajer, Plančár, J., a Suk, M., 1986: Geophysical phenomena of the deep structure in Czechoslovakia. *Journal of geodynamics*, 5, 165-178.
- Fusán, O., Imbrmajer, J., Kvitkovič, J., a Plančár, J., 1981: Block dynamics of the Western Carpathians. *Geophysical Systhemes in Czechoslovakia* (Ed. A Zátpek). Veda, Bratislava, str. 153 – 158.
- Fusán, O., Imbrmajer, J., a Plančár, J., 1979: Neotectonic blocks of the Western Carpathians, Geodynamic investigation in Czechoslovakia. Veda, Bratislava, str. 187 – 192.
- Grenerczy, G., Kenyeres, A., a Fejes, I., 2000: Present crustal movement and strain distribution in Central Europe inferred from GPS measurements. *J. Geophys Res.*, 105 (B9), 21835-21846.
- Grünthal, G., a Stromejer, D., 1986: Stress Pattern in Central Europe and Adjacent Areas. *Gerlands. Beitr. Geophysik*, 95, 5, 443-456, Leipzig.
- Hancock, P., L., Chalmes, R., M., L., Altunel, E., a Cakir, Z., 1999: Travitonics: using travertines in active fault studies. *Journal of structural Geology*, 21, 903-916.
- Halouzka, R., Maglay, J., Beňacký, V., Pristaš, J., Janočko, J., a Hók, J., 1999: Neotektonická mapa Slovenska 1:500 000. Vydavateľstvo Dinonyza Štúra GS SR, Bratislava.
- Halouzka, R., Schäffer, G., Kaiser, M., Molnár, P., Scharek, P., a Pristaš, J., 1998: Danube region Vienna – Bratislava – Budapest. Neotectonic map 1:200000. DANREG. MÁFI, Budapest.
- Henkelová, M., 1994: Výpočet zásob na výhradnom ložisku Dechtice – Dolná Skalová, Správa, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 17 pp.
- Hinsch R., a Decker K., 2003: Do seismic deficits indicate an underestimated earthquake potential along the Vienna Transfer Fault System? *Terra Nova* 15, 343-349.
- Hinsch R., Decker K., a Wagreeich M., 2005: 3-D mapping of segmented active faults in the southern Vienna Basin. *Quarternary Science Reviews* 24, 321-336.
- Horváth, F., 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 226, 333 – 357.
- Hók, J., Bielik, M., Kováč, a P., Šujan, M., 2000: Neotektonický charakter územia Slovenska. *Mineralia slovac*a, 32, str. 459-470.
- Hrašna, M., 1998: Tektonická a seizmická aktivita územia Slovenska. In: *Geology & Enviroment. Int. Conf. Wagner, P. a Durmeková, T. (eds.)*. Bratislava, GSSR, Vyd. D Štúra, 107 – 109.

- Hrašna, M., 2002: Monitorovanie tektonickej a seizmickej aktivity územia Slovenska. Geologické práce, Správy 106, ŠGÚ DŠ, Bratislava, 103 – 114.
- Hromádka, J., 1935: Vlastivedný zborník okresu bratislavského a malackého II. Bratislava.
- Chia, Y., Wang, Y.-S., Jessie, J., Ch., a Liu, Ch.-W., 2001: Changes of Groundwater Level due to the 1999 Chi-Chi Earthquake in the Choshui River Alluvial Fan in Taiwan. Bulletin of the Seismological Society of America, 91, 5, 1062-1068.
- Chmelík, J., Hošek, S., Dolník, V., a Frnčo, M., 1964: Inžinierskogeologický prieskum pre vodnú nádrž Chtelnica. Správa, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 18 pp.
- Chyi, L., L., Chou, C., Y., Yang, F., T. a Chen C., H., 2002: Automated radon monitoring of seismicity in a fault zone. Geofysica International, 41, 4, 507-511.
- Ibrmajer, J., Suk, M., a kol., Geofyzikální obraz ČSSR. ÚÚG Academia, Praha.
- Jahn, J., Šír, Z., Čuka, P. a Bertáková, J., 2003: Malé Karpaty, Sever. Podrobná turistická mapa, 1:25 000, VKÚ, Harmanec, 3-38.
- Janáček, J., 1971: K tektonice pliocénu ve střední části Podunajské nížiny. Geologické práce, Správy 55, Bratislava, str. 65-85.
- Janík, S., 1970: Správa z geofyzikálnych meraní na lokalite Dolná Skalová. Správa, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 11 pp.
- Janků, J., Pospíšil, L., a Vass, D., 1984: Príspevok diaľkového prieskumu Zeme k poznaniu stavby Západných Karpát (západný úsek). Mineralia Slov., 16, 121-137.
- Jákal, J., Stankoviansky, M., Lacika, J., Urbánek, J., Čillag, I., a Feranec, J., 1988: Morfoštruktúrna analýza Malých Karpát a priľahlých oblastí s ohľadom na neotektonický vývoj územia. Správa, Archív Geografického ústavu SAV.
- Jibson, R., W., 1996: Using landslides for paleoseismic analysis, in: Paleoseismology, ed. McCalpin. Academic press, San Diego, 397 – 438.
- Joniak P., Sliva L., a Vojtko R., 2001: Plio - Quarternary localities of southern part of the Považský Inovec Mts. (Catalogue of localities, interpretation of sedimentological record and structural analysis selected localities). Manuscript, archive Dept. Geol. & Paleont., Comenius Univ., Bratislava, 78p. In Slovak
- Kabina, P., a Windt, D., 1967: Jabonicko–Prašnícke pohorie – priemyselné vápence. Správa, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 74 pp.
- Kabina, P., Grófová, M., Šajgalík, P., Januš, J., Urban, V., a Mokráš, L., 1980: Chtelnica – Malé Skalky. Záverečná správa a výpočet zásob, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 75 pp.
- Kalaš, L., a Broďáni, V., 1968a: Vodná nádrž na toku Blava. Správa, Geofond, Bratislava, 1-25.

Kalaš, L., a Bodáni, V., 1968b: Vodná nádrž na potoku Chtelnička. Správa, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 24 pp.

Kalvoda, J. a Stemberk, J., 1993: Morphotectonic evidence of the Quarternary geodynamics in selected localities of nuclear power plants. *Acta montana*, 4, 90, Series A, 63-80.

Karniš, J., Kupka, R., a Gutwirth, L., 1967: Obecný fyzický zeměpis. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 198-200.

Keefer, D., K., 1984: Landslides caused by earthquakes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, 406-421.

Khorsandi, A., a Miamata, T., 2007: Fault determination due to sinkhole array on Lar valley, Northeast of Theran (Iran). *Acta Carsologica*, 36/2, 203-208.

Koch, U., Heinicke, J., a Voßberg, M., 2003: Hydrogeological effects of the latest Vogtland - NW Bohemian swarmquake period (August to December 2000). *Journal of Geodynamics*, 35, 107-123.

Koráb, 1958: Geologické pomery okolia Dobrej Vody. Správa, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava,

Košťák, B., 1991: Combined indicator using Moiré technique. – Proc. 3rd Int. Symp. on Field Measurements in Geomechanics, 9-11 Sept. 1991 Oslo, 1, 53-60, Balkema Rotterdam, Brookfield.

Košťák, B., 1982: Sledování recentního vzniku rozsedlinových jeskyní. Sympóziium o pseudokrasu ČSSR, Stalagmit, Praha, 25-27.

Košťák, B., 1995: Inexpensive long-term stability monitoring on railway cutting in hard rock. FMGM 95, Field Measurement in Geomechanic 4th International Symposium, Bergamo-Italy, April 10-12, 1995, 319-324.

Kováč, M., Cícha, I., Krystek, I., Stránik, Z., Oszczytko, N., Vass, D., 1986: First version of geodynamic palinspastic maps series of the Western Carpathian Neogene 1:1 000 000. *Geologica Carpathica*, 37, 5, 657-658, Bratislava.

Kováč a kol., 2004: Súbor regionálnych máp geologických faktorov životného prostredia, Geologická mapa účelová. Čiatková záverečná správa, Geofond, Bratislava

Kováč, M., Marko, F., a Nemčok, M., 1989: Neogene structural evaluation and basin opening in the Western Carpathians. *Geophysical Transaction*, 37, 297 – 309.

Kováč, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj Karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. Veda, Bratislava, 202 pp.

Kováč, M., a Baráth, I., 1995: Tektonicko-sedimentárny vývoj alpsko-karpatsko-panónskej styčnej zóny počas miocénu. *Mineralia slovacica*, 28, str. 1-11.

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. *Geologica carpathica*, 40, 1, Bratislava, 37 – 62.

Kováč, M., Baráth, I., Halouzka, R., Joniak, P., Sliva, L., a Vojtko, R., 2001: Neotektonický vývoj hrastu Považského Inovca a blatnianskej priehlbiny dunajskej panvy „slip rate analysis“. Manuscript, Archive-EQUIS Ltd., Bratislava, 85 p.

Kováč, M., Marko, F., a Baráth, I., 1993: Štruktúrny a peleogeografický vývoj západného okraja centrálnych Západných Karpát v neogéne. Geodynamický vývoj a hĺbiná stavba Západných Karpát, Zborník referátov zo seminára uskutočneného dňa 17. a 18. 12. 1992, Bratislava, 45 – 56.

Kováč, M., Baráth, I., Holický, I., Marko, F., a Túnyi, I., 1988: Stratigrafická a paleogeografická korelácia vývoja egenburských sedimentov SV časti Malých Karpát, Trnavskej tabule a Považia. Manuskript, Geofond, Bratislava.

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. *Geologica Carpathica*, 40, 37 – 62.

Kováč, M., Baráth, I., a Nagymárosy, A., 1997: The Alpine collapse of the Alpine-Carpathian-Pannonian junction – an overview. *Acta geol. hung*, 40, 3, Budapest, 241 – 264.

Kováč, M., Baráth, I., Šutovská, K., a Uher, P., 1991: Zmeny v sedimentárnom zázname v dobrovodskej depresii. *Mineralia slovac*, Bratislava, 201-213.

Kováč, M., Bielik, M., Hók, J., Kováč, P., Kronome, P., Labák, P., Moczo, P., Plašienka, D., Šefara, J., a Šujan, M., 2002: Seismic activity and neotectonic evolution of the Western Carpathians (Slovakia). *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 3, 167-184.

Král, M., Lizoň, I. a Jančí, J., 1985: Geothermal research of the Slovak Republic. Manuscript, GÚDŠ, Bratislava.

Krejčí, O., 2004: Tektonogeneze oblasti styku Českého masívu a Západných Karpát na Moravě. Dizertačná práca, Přírodovědecká fakulta Masarykovy university v Brně,

Krumlová, J., Říha, M., Kocinger, D., Mikuláš, E., a Englišová, A., 1966: Hydrogeologický prieskum aluviálnej nivy Blavy v Dechticiach – II. etapa. Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 24 pp.

Kukal, Z., 1983: Rychlost geologických procesů. *Academia Praha*, Praha, 14 – 41.

Kullman, E., 1975: Základná hydrogeologická mapa M 1:200 000, List Trnava. GÚDŠ, Bratislava.

Kullman, E., 1982: Podzemné krasové vody v okrajovom zlome Pezinských Karpát pri Trstíne. *Geologické práce, Správy 78*, GÚDŠ, Bratislava, 207 – 216.

Kunský, J., Louček, D., a Sládek, J., 1959: Praktikum fyzického zeměpisu. Nakladatelství Československé Akademie věd, Praha, str. 70 - 75.

Kvitkovič, J., 1993: Intenzita vertikálnych tektonických pohybov zemskej kôry v nížinách Slovenska v holocéne. *Geografický časopis*, 45, 2-3, str. 213-232.

Kvitkovič, J., a Feranec, J., 1986: Lineárne a nelineárne rozhrania Západných Karpát, identifikované pomocou kozmických snímok. *Geografický časopis*, 38, 2-3, 152-161.

Kvitkovič, J., a Plančár, J., 1975: Analýza morfoštruktúr z hľadiska súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbinej geologickej stavbe Západných Karpát. *Geografický časopis* 4/27, str. 309 – 323.

Kvitkovič, J., a Plančár, J., 1997: Recentné vertikálne pohyby zemskej kôry vo vzťahu k zemetraseniam a seizmoaktívnym zlomom v Západných Karpatoch. *Geografický časopis* 29/3, Bratislava.

Kvitkovič, J., a Vanko, J., 1990: Recentné vertikálne pohyby Západných Karpát pre epochu 1951-1976. *Geografický časopis*, 42, str. 345-354.

Labák, P., Bystrická, A., Moczo, P., Campbell, K., W., a Rosenberg, L., 1998: Preliminary probabilistic seismic hazard assesment for the Nuclear Power Plant Bohunice (Slovakia) site. 11th European Conference on Earthquake Engineering, Rotterdam, str. 1 – 11.

Labák, P., Bystrická, A., Moczo, P., a Rosenberg, L., 1997: Probabilistic seismic hazard computation for the Bohunice Power Plant site. *Správa, Geofyz. ústav SAV*, počet strán 1-20.

Lacika, J., 2002: Vybrané analýzy morfoštruktúry Malé Karpaty. *Geomorfologický zborník 1, Stav geomorfologického výzkumu v roce 2002*, Brno, str. 77 – 81.

Lalkovič, M., 1992: Nový pohľad na históriu poznávania jaskýň malých Karpát. *Slovenský kras*, 30, 109 – 129, Martin.

Lankeijer, A., Bielik, M., a Cloetingh, S., 1997: Rheology prediction across the Western Carpathians, Bohemian Massif and the Pannonian Basin: implications for tectonic scenarios. *Tectonics*, 6 , 1139-1154.

Lendardt, W., A., Švancara, J., Melichar, P., Pazdírková, J., Havří, J. a Sýkorová, Z., 2007: Seismic activity of the Alpine-Carpathian-Bohemian Massif region with regard to geological and potential field data. *Geologica carpathica*, 58, 4, 397-412.

Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Eliáš, M., Konečný, V., Less, Gy., Mandl, W., Mello, J., Pálenský, P., Pelikán, P., Polák, M., Potfaj, M., Radocz, Gy., Rylko, W., Schnabel, G., W., Straník, Z., Vass, D., Vozár, J., a Zelenka, T., 2000: Geologická mapa Západných Karpát a príslušných území. *ŠGÚDŠ*, Bratislava.

Liperovsky, V., A., Meister, C., V., Liperovska, E., V., Davidov, V., F. a Bogdanov, V., V., 2005: On the possible influence of radon and aerosol injection on the atmosphere and ionosphere before earthquakes. *Natural Hazards and Earth System Science*, 5, 783-789.

Liščák, P., a Caudt, L., 1997: Atlas map stability územia Slovenska. *Správa, Geofond*, Bratislava.

- Ložek, V., 1973: Příroda ve čtvrtohorách. Academia, Praha, s. 147-150.
- Lukniš, M., 1956: Správa o geomorfologickom a kvartérno-geologickom výskume Malých Karpát (dolina Vydrice). Geografický časopis, VII, 3-4, 214-226.
- Maglay J. a kol., 2006: Geologická mapa Podunajskej nížiny - Trnavskej pahorkatiny. Štátny geologický ústav Dinýza Štúra, Bratislava.
- Mahel', M., 1987: The Malé Karpaty Mts. – constituent of the transitional segment between the Carpathians and the Alps; important tectonic window of the Alpides. Mineralia slovaca, Bratislava, 19, 1, 1 –17.
- Mahel', M., Kodym, O., a Malkovský, M., 1984: Tektonická mapa ČSSR. GÚDŠ, Bratislava.
- Machnerová, E., Bačová, Z., Plch, J., Orčík, J., Holešinská, M., Mišík, M., a kol., Kováč, M., a kol., Halmešová, S., Štichová, M., a kol., a Halásová, R., 1991: Dobrá Voda – Dechtice – hgp. Správa, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava.
- Májovský, J., a Speváková, M., 1981: Správa o geofyzikálnom prieskume na lokalite Chtelnica – Malé Skalky – dekoračný kameň. Správa, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 22 pp.
- Malík, P., Kullman, E., Vrana, K., a Pospiechová, O., 1989: Hydrogeologické pomery Brezovských Karpát. Správa, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 163 pp.
- Marko, F., 1993: Kinematické indikátory strižných pohybov pri krehkej deformácii (prehľad). Mineralia slovaca, 25, 285-287.
- Marko, F., Kováč, M., Fodor, L., a Šutovská, K., 1990b: Deformácia a kinematika miocénnej strižnej zóny severnej časti Malých Karpát (Bukovská brázda, hrabnícke súvrstvie). Mineralia slovaca, 22, 399-410.
- Marko, F., Fodor, L., a Kováč, M., 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts. Mineralia slovaca, 23, str. 189-200.
- Marko, F., a Kováč, M., 1996: Rekonštrukcia miocénnej tektonickej evolúcie Vaďovskej kotliny na základe analýzy štruktúrneho a sedimentárneho záznamu. Mineralia slovaca, 28, 81 – 91.
- Matova, M., Dobrev, N., a Košťák, B., 2001: Certain extensometric data for the influence of the 1999-2000 Turkish earthquakes to Bulgaria. Fourth International Symposium “Turkish-German Join Geodetic Days”, Volume II, Berlin, 769-777.
- Mazúr, E., 1965: Major features of the Western Carpathians as the result of young tectonic movements. In Mazúr, E., Stehlík, O., 1965: Geomorfological problems of Carpathians, I., Bratislava (SAV), pp. 9-53.
- Mazúr, E., a Lukniš, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. Geografický časopis, 2, 30, str. 101 – 121.
- Michalík, J., 1986: Nové poznatky o stavbe západnej časti Brezovských Karpát, In: Michalík

(ed.) Stratigrafia a stavba príkrovov Malých Karpát s ohľadom na vyjasnenie štruktúrnych anomalít v podloží Viedenskej panvy. Interná štúdia, Geologický ústav SAV, Bratislava.

Michalík, J., Masaryk P., Jendrejáková, O., Papšová, J., Broska, I., Lintnerová, O., Planderová, E., Kochanová, M., Soták, J., Buček, S., Kováčová, J., a Šucha, V., 1987: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu DV-1 (Dobrá Voda). Manuskript – Geofond Bratislava, 239 str.

Michalík, J., Broska, I., Francu, J., Jendrejáková, O., Kochanová, M., Kolníková, V., Lintnerová, O., Masaryk, P., Papšová, J., Planderová, E., a Šucha, V., 1987: Správa o vyhodnotení výsledkov štruktúrneho vrtu DV-1 /Dobrá Voda – Konča Skaliek/. Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 339 pp.

Michalík, J., Reháková, D. a Marko, F., 1992: Stratigrafia a tektonika spodnokriedovej vápencovej sekvencie v profile jaskyne Driny (vysoká jednotka, Malé Karpaty). Mineralia slovac, 24, 235 – 243.

Mičian, Ľ., 1990: Komplexá ekologická štúdia výstavby a prevádzky JE Jaslovské Bohunice. Interná štúdia, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava.

Mišík, M., a Reháková, D., 2004: Psefitické horniny (štrky, brekcie, zlepenca) Západných Karpát. Veda, Bratislava, 138 pp.

Mišík, M., a Zverka, P., 1989: Dobrá Voda - Dechtice – hgp – geofyzikálne práce. Správa, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 23 pp.

Mitter, 1974: Čachtický kras. Slovenský kras, 12, Martin, 115-134.

Mitter, P., 1983: Geomorfologická rajonizácia krasu Malých Karpát. Slovenský kras, 21, 3 – 31, Martin.

Mitter, P., 1983b: Dobrovodsko-Prašnícky zlepenčový kras. Slovenský kras, 21, 3 – 31, Martin.

Moya, J., Vilaplana, J., M., a Corominas, 1997: Late Quaternary and historical landslides in the south-eastern Pyrenees. Rapid mass movement as a source of climatic evidence for Holocene, 55-73, Gustav Fisher Verlag.

Mörner, N. (edit.), 1990: Neotectonic and structural geology; general introduction. Bull. Int. Quat. Ass. Neotect. Comm., 13, 87.

Muir Wood, R., a Mallard, D. J., 1992: When is fault „extinct“? J. Geol. Soc., 149, Oxford, 251 – 255.

Nahálka, A., a Grófová, M., 1978: Dobrovodská kotlina, VP dekoračný kameň. Správa, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 33 pp.

Nemčok, A., 1982: Zosuvy v Slovenských Karpatoch. Veda, Bratislava.

Nemčok, A., 1990: Štruktúrny výskum na liste 35-211 (Nemšová). Geologické práce, Správy,

Bratislava.

Nemčok, M., Marko, F., Kováč, M., Fodor, L., 1989: Neogene Tectonic Paleostress Changes in the Czechoslovakian Part of the Viena Basin. in: *Jb. Geol. B.-A.*, Wien, s. 443-458.

Nešvara, J., 1972: Deformace krasových masívů Západních Karpat. *Zborník geologických věd, Hydrogeologie a inženýrská geologie*, 177-189.

Ondrášik, R., 1989: Regionálne zákonitosti inžinierskej geodynamiky v Slovenských Karpatoch. *Doktorská dizertačná práca, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava*, 279.

Ondrášik, R., 2001: Špecifické problémy geologických hazardov a rizík na území Slovenska a ich prevencia. *Zborník referátov z 2. konferencie Geológia a životné prostredie, Vyd. Dionýza Štúra, Bratislava*, 7 – 11.

Ondrášik, R., a Rybář, J., 1991: *Dynamická inžinierska geológia. Slovenské pedagogické nakladateľstvo, Bratislava*, 34 - 72.

Otepka, J., 1984: *Záverečná správa – Dobrá Voda, geologická mapa. IGHP.*

Panoš, V., 2001: *Karsologická a speleologická terminologie. Žilina*, 352 pp.

Patton, S., 1992: Active normal faulting, drainage patterns, and sedimentation in southern Turkey. *Journal of the Geological Society, Londýn*, 149, 1031 – 1044.

Petro, L., Vlcko, J., Ondrasik, R., a Polascinova, E., 2004: Recent tectonic and slope failures in the Western Carpathians. *Engineering Geology*, 74, str. 103-112.

Petro, L., Košťák, B., Polaščinová, E., a Spišiak, Z., 1999: Monitoring blokových pohybov v Slánskych vrchoch. *Mineralia Slovaca*, 31, 549-554.

Petit, J. P.: 1987, Criteria for the sense of movements on the fault surface in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9, 5/6, 597 - 608.

Planinić, J., Radolić, V. a Vuković, B., 2004: Radon as an earthquake precursor. *Nuclear Instruments and Methods in Physical Research, A* 503, 568 - 574.

Plašienka, D., 1999: *Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. Veda, Bratislava*, 22-32.

Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Gross, P. a Putiš, M., 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. *Geologica Carpatica*, 42, 195 – 208.

Pokorný, M., 2001: *Dobrá Voda – výrobná hala firmy Šofranko – NÁPOJE. Posudok o základovej pôde, Správa, Geofond Bratislava*, 15 pp.

Pokorný, M., 2002: *Dobrá Voda – 9 B. j.. Posudok o základovej pôde, Správa, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava*, 13 pp.

Pospíšil, L., Buday, T., a Fusán, O., 1992: *Neotektonické pohyby v Západných Karpatech.*

- Západné Karpaty, seria geológia, GÚDŠ, Bratislava, s. 65-84.
- Pospíšil, L., Nemčok, J., Graniczny M., a Doktor, S., 1986: Příspěvek metod dálkového průzkumu k identifikaci zlomů s horizontálním posunem v oblasti Západných Karpát. *Mineralia Slovaca*, 19, 385-402.
- Procházková, D., 1984: Analýza zemětřesení ve střední Evropě. Doktorská disertační práce, GFÚ AV ČR, Praha.
- Procházková a kol., 1986: Earthquakes in Europe and their relation to basement structures and fault tectonics. *Rozpr. Čs Akad. Věd*, 2, Praha, 80 pp.
- Procházková, D., Dudek, A., a Mísař, Z., 1994: Earthquakes and the relation to basement structures in Central Europe. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Amsterdam, 81.
- Procházková, D., a Brouček, J., 1986: Map of maximum intensities on the territory of Czechoslovakia. *Contr. Geophys. Instst. Slov. Akad. Scien., Veda*, 16, Bratislava, 25 – 32.
- Procházková, D., a Šimůnek, P., 1998: Fundamental Data for Determination of Seismic Hazard of Localities in Central Europe. *Editorial Gradus*, Praha, 132.
- Procházková, D., Schenk, V., a Schenková, Z., 1994: Seismicity and seismotectonic, In: *Crustal structure of the Bohemian massif and the Western Carpathians*. Academia, Praha, 63 – 85.
- Przylibski, T., A., 2001: Radon and its daughter products behaviour in the air of an underground tourist route in the former arsenic and gold mine in Zloty Stok (Sudety Mountains, SW Poland). *Journal of Environmental Radioactivity*, 57, 2, 87-103.
- Ratschbacher, L., Merle, O., Davy, P., a Combbolt, P., 1991: Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 1: boundary condition and experiment scaled for gravity. *Tectonic*, 10, 2, 245 – 256.
- Roth, Z., 1980: Západné Karpaty – terciérní struktura střední Evropy. Praha, Knihovna ÚÚG, 55, 1-128 pp.
- Roth, Z., 1986: A kinematic model of tectonic development of the Carpathians and the Alps during the Cenosoic Era. *Mineral. Geol.*, 31, 1, Praha.
- Roth, Z., a Procházková, D., 1987: Jaslovské Bohunice. Správa KGM MFF, 15 pp.
- Rubín, J., a Balatka, B., 1986: Atlas skalních a zemních tvarů. Academia, Praha, 388pp.
- Rybář, J., 1999: Vliv klimatu na vývoj sesuvů a jiných nebezpečných svahových deformací. Sborník přednášek z odborného semináře „Sesuvy a inženýrskogeologické poměry Prahy“, Praha, 36-45.
- Rybář, J., Pašek, J., a Řepka, L., 1965: Dokumentation der Systematischen Untersuchung der Rutschungsgebiete in der Tschechoslowakei. *Engineering geology*, 1 (1), 21-29.

- Rybář, J., 2003: Vysvětlivky k účelovým inženýrskogeologickým mapám stabilitních poměrů v měř. 1:10 000 (oblast Mladoboleslava). ÚSMH AV ČR.
- Salaj, J., 1982: Mesozoic paleogeographic development in the NW part of the Western Carpathians of Slovakia. *Paleogeography*, 39, 203 – 229.
- Salaj, J., Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Kullman, E., Čechová, A., a Šucha, P., 1987: Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických karpát 1:50 000. GÚDŠ, Bratislava.
- Senko, D., 1997: Hydrogeologický príspevok pre zabezpečenie zdroja vody pre súkromné rekreačné zariadenie. Správa, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 17 pp.
- Scheideger, E., A., 1980: Alpine joints and valleys in the Neotectonic stress-field. *Rock Mech.*, Suppl. 9, 109 – 124.
- Schenk, V., a Schenková, Z., 1983: Seizmické ohrožení vybrané lokality z hlediska současných poznatků: In: Bezpečnost a provozní spolehlivost reaktoru VVER – siezmická zatížení. ÚISJP, Praha, 7-12.
- Schenk, V., Kárník, V., a Schenková, Z., 1982: Seismotectonic scheme of Central and Eastern Europe. *Stud. Geoph. Geod.*, 26, Praha, 132-144.
- Schenkova, Z., Schenk, V., Pospíšil, L., a Kottnauer, P., 1995: Seismological pattern of a transition area between the Eastern Alps and the Western Carpathians. *Tectonophysics*, 248, 235-245.
- Silva, P., G., Goy, J., L., Zazo, C., Lario, J., a Bardají, T., 1997: Paleoseismic indications along „aseismic“ fault segments in the gaudalentin depression (SE Spain). *J. Geodynamics*, 24, 1-4, 105-115.
- Singh, M., Kumar, M., Jain, R., K., a Chatrath, R., P., 1999: Radon in groundwater related to seismic events. *Radiation Measurements*, 30, 465-469.
- Siša, J. a Hrbatý, J., 1989: Maloplošné chránené územia CHKO Malé Karpaty. Obzor, Bratislava.
- Slávik, F., 1988: Žumpa 200 m³. Správa, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 14 pp.
- Sobol, A., Minaříková, D., a Vašková, E., 1963: Zpráva o geologickom výskume kvartéru Záhorskej nížiny. Zpr. geol. výsk., Bratislava.
- Stankoviánsky, M., 1979: Geomorfologické pomery Čachtických Karpát s osobitým zreteľom na Čachtický kras. *Slovenský kras*, 17, 59-76.
- Stankoviánsky, M., 1994: Morfoštruktúrne jednotky Trnavskej pahorkatiny v širšom zázemí Jaslovských Bohuníc a ich vývoj. *Geografický časopis*, 46, 4, Bratislava, str. 383-398.
- Stankoviánsky, M., 1996: Reliéf kontaktnej zóny Brezovských Karpát a Myjavskej pahorkatiny so zvláštnym zreteľom na erózne odhľadníky. *Geografický časopis*, 48, 1,

Bratislava, 47-61.

Stemberk, J., Košťák, B., a Vilímek, V., 2003: 3-D monitoring of active tectonic structures. *Journal of geodynamics*, Vol. 36, Issues 1-2, Elsevier, London, 103-112.

Stemberk, J., a Štěpančíková, P., 2003: Tectonic setting and newly organised monitoring of recent deformation in the Rychlebské Hory Mts. *Acta Montana*, 24 (131), 153-161.

Stewart, I. S., a Hancock, P. L., 1994: Neotectonics. *Continental Deformation*. Pergamon Press, 370 – 409.

Strauss, P., Harzhauser, M., Hinsch, R., a Wagreich, M., 2006: Sequence stratigraphy in a classic pull-apart basin (Neogene, Vienna Basin). A 3D seismic based integrated approach. *Geologica Carpathica*, 57, 3, 185-197.

Šefara, J., Kováč, M., Plašienka, D., a Šujan, M., 1998: Seismogenic zones in the Eastern Alpine-Western Carpathian-Pannonian junction area. *Geologica Carpathica*, 49, 4, 247-260, Bratislava.

Ševčík, J. a kol., 1979: Dechtice -PT Planinka, vyhodnotenie HGP vrtu, účel: overiť možnosť získania pitnej vody pre PT. *Záverečná správa*, Geofond, Bratislava, 8 s.

Šťovíčková, N., 1973: Hlubinná zlomová tektonika a její vztah k endogénnym geologickým procesům. *Academia*, Praha, str. 112.

Tibaldi, A., Ferrari, L., a Pasquare, G., 1995: Landslides triggered by earthquakes and their relation with faults and mountain slope geometry: An example from Ecuador. *Geomorphology*, 11, 215 – 226.

Tollmann, A., 1977: Die Bruchtektonik Österreichs in Satellitenbild. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 153, Stuttgart, 1-27.

Tupý, P., Benkovič, K., a Malík, P., 2002: Účelová hydrogeologická mapa 1:50 000, Severná časť, In: Kováč M., 2004 (ed.): *Súbor regionálnych geologických máp faktorov životného prostredia regiónu Trnavská pahorkatina*. Geofond, Bratislava.

Urbánek, J., 1992: Vývoj dolín južnej časti Malých Karpát. *Geografický časopis*, 44, 2, 162-172.

Vass, D., 2003: The reason of the orthogonal relationship in the Western Carpathians basins and depressions. *Slovak Geolo. Mag.*, 9, 81 -88.

Vass, D., Bílek, Gaža, Cverčko, J., Hupka, a Elečko, M., 1974: Klasifikácia zlomov neogénu Západných Karpát. *Správa*, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 85 pp.

Vašinová, M., Lahodný, P., Tomek, J., a Cimbálík, V., 1987: *Geofyzikální měření v širším okolí jaderné elektrárny Jaslovské Bohunice*. Správa, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 42 pp.

Vaškovský, I., 1971: *Morfológia podložia kvartéru Trnavskej pahorkatiny*. Geologické práce, Správy 55, Bratislava, 59-64.

Vlčko, J., 1988: Inžinierskogeologická mapa Slovenskej soc. republiky – časť Trnava, 1:200 000. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Vičanová, M., Ďurčík, M., a Nikodemová, D., 1997: Sledovanie výskytu radónu v podzemných pracovných priestoroch. Rádioaktivita v životnom prostredí, Spišská Nová Ves, 21.-22. 10. 1997, 42-45.

Vozár, J., Szalaiová, V., Šantavý, J., a Potfaj, M., 1998 : Interpretácia seizmického profilu 3T. In (Eds., Vozár, J. 1998) Atlas hlbinných seizmických profilov Západných Karpát. Manuskript, archív Geol. služby SR, Bratislava.

Vyskočil, P., a Zeman, A., 1979: Recent movements of the Earth's Crust in the region of the Bohemian Massif and its South-East border, Geodyn. Investigation in Czechoslovakia. Veda, Bratislava, 139-146.

Wang J. G. Z. Q., Law K. T., 1994: Siting in the earthquake zones. A.A. Balkema, Rotterdam, 60- 92.

Wass, D., Kováč, M., Konečný, V., a Lexa, J., 1988: Molase basins and volcanic activity in Western Carpathians Neogene – its evolution and geodynamic character. Geologica Carpathica, Bratislava, 39, 5, 539 – 562.

Weldon, R., J., McCalpin, J., P., a Rocwell, T., K., 1996: Paleoseismology in Strike-Slip Tectonic Environments. in: McCalpin (ed.), 1996: Paleoseismology, 271-331.

Zákon NR SR č. 290/96 Zb.

Zátopek, A., 1940: Zemětřesení pozorovaná na Slovensku a bývalé Podkarpatské Rusi 1923 – 1938. Publikace Geofyzikálního ústavu v Praze, spec. práce 2.

Zeman, A., Suchý, .V., Stejskal., M., Janku, J., Cermak, J., a Turek, K., 200: Migration of fluids controlled by equidistant fracture systems: an example from Central Europe (Czech Republic, Slovakia and Austria). Journal of Geochemical Exploration, 69-70, 499-504.

Zischinsky, U., 1966: On the deformation of high slopes. Proceedings of the First Congress of the International Society of Rock Mechanics, II, 179-185.

Zmajkovič, 1966: Úprava tokov a odvodnenie pozemkov Dobrá Voda. Správa, Geofond ŠGÚDŠ, Bratislava, 34 pp.

Zmazek, B., Todorovsky, L., Džerovsky, S., Vaupotič, J. a Kobal, I., 2003: Application of decision trees to the analysis of soil radon data for earthquake prediction. Applied Radiation and Isotopes, 58, 697 - 706.

Zoznam príloh:

1. Vysvetlivky k Účelovej inžinierskogeologickej mape geodynamických javov Dobrovodskej oblasti v mierke 1:25 000
2. Účelová inžinierskogeologická mapa geodynamických javov Dobrovodskej oblasti v mierke 1:25 000